

TESIS DOCTORAL

Realismo físico, valor añadido y
sensibilidad a la elección de las
parametrizaciones de un Modelo Regional
del Clima sobre Europa

DOCTORADO EN CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE MATEMÁTICA APLICADA
Y CIENCIAS DE LA COMPUTACIÓN

Presentada por
MARKEL GARCÍA DÍEZ

bajo la dirección de
Dr. Jesús Fernández Fernández



Universidad de Cantabria.

Agradecimientos

El trabajo presentado en esta Tesis ha sido desarrollado dentro del *Grupo de Meteorología de Santander* (<http://www.meteo.unican.es/>), conformado por investigadores y profesores de la Universidad de Cantabria y del Instituto de Física de Cantabria. Los resultados mostrados son el fruto del trabajo de un número de muy grande de personas, y por tanto los agradecimientos deben ser, por fuerza, muy numerosos. Tengo que agradecer a todos los miembros, presentes y pasados, del grupo por su ayuda, su compañía y su acogida cuando llegué. Quiero agradecer especialmente a aquellos que han contribuido, a veces fuera de horario, a que las máquinas siguieran funcionando: Valva, Antonio, Carlos, Fer. El director de esta tesis, Chus, se merece un agradecimiento especial, por su trabajo incansable durante todos estos años. Gracias también al ex-ASNA Lluís por compartir batallas contra los misterios de WRF, y a la nueva ASNA Maru por seguir peleándose con ellos.

Mi agradecimiento también a los creadores de WRF4G (Valva, Carlos, Chus, Lluís, Antonio) y a todos los que han contribuido al modelo WRF. Por extensión, debo agradecer a todas aquellas personas, anónimas o no, que han contribuido al desarrollo de todas las herramientas de código abierto utilizadas: Linux, R, python, CDO, \LaTeX y un largo etcétera. También quiero agradecer a todas las personas que han compartido libremente sus artículos científicos en internet. Por último es obligado agradecer a todas las personas e instituciones que colaboraron en la producción de las bases de datos externas utilizadas aquí: ECMWF, NCEP, NCAR, NASA-CERES, KNMI, Puertos del Estado, IH, AEMET, ECA y ESRL así como los autores de las simulaciones de EURO-CORDEX.

Quiero dedicar esta tesis con cariño a mis padres, a mi hermana, a Valeria, y a mis amigos, de Bilbao y de Santander.

Esta tesis ha sido financiada con los proyectos CORWES (GL2010-22158-C02-01), EXTREMBLES (CGL2010-21869) y WRF4G (CGL2011-28864).

Markel García Díez
Santander, 23 de Junio de 2014

Índice general

Agradecimientos	III
1. Introducción	1
1.1. Introducción	1
1.2. Modelización de la atmósfera y el clima	2
1.3. Modelos de area limitada-Regionalización dinámica	3
1.4. Parametrización de los fenómenos no resueltos	6
1.5. Estimación de la incertidumbre mediante conjuntos	8
1.6. Objetivos y estructura de la memoria	9
2. El modelo WRF y sus parametrizaciones	11
2.1. El modelo WRF	11
2.2. Parametrizaciones	12
2.2.1. Capa límite planetaria	12
2.2.2. Convección	16
2.2.3. Suelo y superficie	18
2.2.4. Microfísica de nubes	21
2.2.5. Radiación	22
3. Descripción de los datos externos utilizados	25
3.1. Datos de modelos	25
3.1.1. Datos de reanálisis globales	25
3.1.2. Datos del modelo GFS	26
3.2. Observaciones	27
3.2.1. Rejilla de temperatura y precipitación: E-OBS	27
3.2.2. Sondeos atmosféricos	28
3.2.3. Informes SYNOP	28
3.2.4. Estaciones de AEMET	29
3.2.5. Boyas de Puertos del Estado	29

3.2.6.	Vientos marítimos derivados de satélites	30
3.2.7.	Datos de flujos turbulentos en superficie	30
3.2.8.	Datos de radiación de CERES	30
3.2.9.	Datos de contenido de humedad del suelo de GLDAS	32
4.	WRF sobre Europa: Variación estacional del sesgo y de la sensibilidad al esquema de PBL	33
4.1.	Estado del arte y aporte del estudio	33
4.2.	Configuración del experimento: Las simulaciones RF2001.	35
4.3.	Resultados	37
4.4.	Conclusiones	50
5.	Regionalización de viento: Valor añadido y sensibilidad a las condiciones de contorno	53
5.1.	Introducción a la regionalización de viento	53
5.2.	Definición de valor añadido y estado del arte	54
5.3.	Regionalización de viento marino (Reanálisis SeaWind)	55
5.3.1.	Experimento de sensibilidad	56
5.3.2.	Climatologías y valor añadido	59
5.4.	Dependencia del valor añadido respecto al GCM	59
5.4.1.	Configuración del experimento	59
5.4.2.	Parametrización de la orografía no resuelta	64
5.4.3.	Resultados y modificación de la parametrización de la orografía no resuelta	65
5.5.	Discusión y conclusiones	73
6.	Análisis de la incertidumbre de 4 conjuntos diferentes de simulaciones sobre el dominio de Euro-CORDEX	77
6.1.	Estado del arte y aporte	77
6.2.	Configuración del experimento	79
6.3.	Comparación de sesgos de los conjuntos multi-física y multi-WRF	81
6.4.	Análisis de las dispersiones	84
6.5.	Discusión e interpretación de los resultados	88
6.6.	Conclusiones	90
7.	Evaluación de un conjunto multi-física con observaciones modernas de suelo y radiación	91
7.1.	Estado del arte y aporte	91
7.2.	Metodología y datos utilizados	93
7.3.	Resultados	94
7.3.1.	Temperatura y precipitación	94
7.3.2.	Flujos radiativos y cubierta nubosa	99
7.3.3.	Contenido de humedad del suelo	108
7.3.4.	Correlación espacial de los errores	109

7.3.5. Ciclos anuales	112
7.4. Discusión y conclusiones	117
8. Discusión final y conclusiones	121
8.1. Discusión y puesta en común de los resultados de los capítulos previos	121
8.2. Conclusiones principales	126
8.3. Trabajo futuro	127
9. Summary and conclusions	129
9.1. Introduction	129
9.2. Overview of experiments	130
9.3. Results	133
9.3.1. Sensitivity to PBL parameterization	133
9.3.2. Downscaling of wind: Added value and sensitivity to the boundary conditions	133
9.3.3. Spread of four different ensembles over the EURO-CORDEX domain	135
9.3.4. Evaluation of a multi-physics ensemble with soil and radiation datasets	136
9.4. Main conclusions	138
Apéndices	139
A.1. Desarrollo de herramientas	140
Bibliografía	143

Nomenclatura

ACM2 *Asymmetric Convective Model 2*. Parametrización de PBL.

AEMET Agencia Estatal de Meteorología

BMJ *Betts-Miller-Janjic*. Parametrización de cúmulos.

BSS *Brier Skill Score*

CAM *Parametrización de radiación del Community Atmosphere Model* del NCAR.

CAPE *Convective Available Potential Energy*, Energía Potencial Disponible para la Convección

CCCMA *Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis*

CERES *Cloud and Earth's Radiant Energy System*. Equipo de la NASA dedicado a procesar observaciones de satélite.

CLM-C *Climate Limited-area Modelling Community*

CMIP *Coupled Model Intercomparison Project*

CNRM Centre National de Recherches Météorologiques

CORDEX *COordinated Regional climate Downscaling EXperiment*

CSC *Climate Service Center*

CUNI *Charles UNiversity in Prague*

DMHZ *Meteorological and Hydrological Service, Croatia*

DMI *Danish Meteorological Institute*

ECA-D *European Climate Assessment and Data set*

-
- ECE *EURO-CORDEX Ensemble*, Conjunto de EURO-CORDEX
- ESRL *Earth System Research Laboratory*
- GCM *Global Circulation Model*, Modelo de Circulación Global
- GD *Grell-Devenyi*. Parametrización de cúmulos.
- GEI Gases de Efecto Invernadero
- GFS *Global Forecast System*, Sistema de Predicción Global
- GLDAS *Global Land Data Assimilation System*
- HMS *Hungarian Meteorological Service*
- IQR *Inter Quartilic Range*, Rango Intercuartílico
- KF *Kain-Fritsch*. Parametrización de cúmulos.
- KNMI *Royal Netherlands Meteorological Institute*
- LAM *Limited Area Model*, Modelo de Área Limitada
- M2M *Morrison 2-Moment*. Parametrización de microfísica
- MME *Multi-Model Ensemble*, Conjunto Multi-Modelo
- MPE *Multi-Physics Ensemble*, Conjunto Multi-Física
- MWE *Multi-WRF Ensemble*, Conjunto Multi-WRF
- MYJ *Mellor-Yamada-Janjic*. Parametrización de PBL.
- NCAR *National Center for Atmospheric Research*
- NCEP *National Center for Environmental Prediction*
- Noah LSM *Noah Land-Surface Model*. Parametrización de suelo y superficie.
- OMM Organización Meteorológica Mundial
- PBL *Planetary Boundary Layer*, Capa límite planetaria
- RCM *Regional Climate Model*, Modelo Climático Regional
- RRTM *Rapid Radiative Transfer Model*. Parametrización de radiación de onda larga.
- SMHI *Swedish Meteorological and Hydrological Institute*
- TKE *Turbulent Kinetic Energy*. Energía cinética turbulenta.

TOA *Top of Atmosphere*. Tope de la atmósfera.

WRF *Weather Research and Forecasting model*

WSM *WRF Single-Moment*. Parametrización de microfísica

YSU *Yonsei University Scheme*. Parametrización de PBL.

CAPÍTULO 1

Introducción

1.1. Introducción

La simulación numérica de la atmósfera y del sistema climático se ha convertido en uno de los grandes retos de nuestro tiempo. Esta disciplina estudia eventos con un fuerte impacto sobre la sociedad y esto se combina con una incertidumbre y complejidad inherentemente altas. Los modelos que se utilizan en este campo son algunos de los más complejos, y exigentes en cuanto a potencia computacional, que ha creado el hombre (Shukla et al., 2010). Las aplicaciones que hacen uso de este tipo de modelos son, entre otras: predicción meteorológica, predicción estacional, estudios de la calidad del aire y dispersión de contaminantes, predicción de la producción de energías renovables, generación de escenarios de cambio climático, etc. Por lo tanto, no hay duda de que las mejoras en los modelos redundan en una mejora general de nuestras condiciones de vida, especialmente gracias al anticipo de fenómenos extremos a diferentes escalas, como fuertes tormentas, huracanes, sequías, o cambios en el clima.

El sistema climático se compone de la atmósfera, la hidrosfera, la criosfera, la litosfera y la biosfera. Estas componentes, que ya por sí solas son notable complejidad, interactúan entre sí de forma no lineal, y a diferentes escalas temporales. El problema resultante es tan complejo que bien podría pensarse que es inmanejable. Sin embargo, gracias al fuerte esfuerzo internacional realizado para recopilar observaciones, y desarrollar y evaluar modelos complejos, hoy en día es posible realizar simulaciones de la atmósfera y del Sistema Climático con suficiente realismo como para ser utilizadas con éxito en las aplicaciones antes citadas.

La complejidad de estos modelos hace complicado el proceso de desarrollo, configuración e interpretación de los resultados de un experimento. A menudo han de

tomarse decisiones de forma heurística, basándose en el asesoramiento de expertos, en lugar de criterios sistemáticos (Mauritsen et al., 2012). A la hora de comenzar a utilizar un modelo, ya sea con el fin de investigar o de labores de consultoría, suele buscarse asesoramiento en la documentación y bibliografía disponible. Sin embargo, a menudo esta no es suficiente, ya que buena parte de las pruebas y el conocimiento de los grupos ya experimentados no se encuentra publicada. En la presente tesis, se exponen los resultados de más de cuatro años de trabajo con un modelo regional (ver capítulo 1.3) en diferentes proyectos. A pesar de que a lo largo del texto se tratan temas diferentes, de fondo subyacen el mismo tipo de cuestiones que se planean a la hora de configurar e interpretar un modelo. Por tanto, el principal objetivo de este trabajo es responder a estas cuestiones y aportar una guía de como afrontarlas, que por experiencia sabemos que es muy demandada, y será muy útil para otros usuarios. En concreto, la principal tema a tratar es el estudio del realismo físico de un modelo regional y su relación con su configuración y método de evaluación. Los resultados presentados constituyen un avance sustancial respecto a los ya publicados: Extienden los experimentos similares ya publicados tanto en el espacio como en el tiempo; los llevan a mayor resolución horizontal; evalúan variables como la radiación o la humedad del suelo con bases de datos modernas. En la sección 1.6 se exponen con más concreción los objetivos de los diferentes capítulos que componen esta tesis, así como su estructura. En las siguientes secciones se resumen conceptos fundamentales sobre los modelos de la atmósfera y del clima.

1.2. Modelización de la atmósfera y el clima

La modelización de la atmósfera parte de las leyes básicas de la física. Smagorinsky (1963) mostró por primera vez los resultados de integrar en todo el planeta un sistema de ecuaciones derivado de la dinámica de fluidos. Este podría considerarse el primer Modelo de Circulación Global (*Global Circulation Model, GCM*). Las ecuaciones básicas utilizadas son 6, y se basan en las leyes fundamentales de conservación (Holton y Hakim, 2012): La conservación del momento lineal, que aporta 3 ecuaciones (una por cada dimensión espacial), la conservación de la energía, la conservación de la masa y la ecuación de estado de los gases. Además, es necesario añadir una séptima ecuación que da cuenta de la conservación del H_2O (Hartmann, 1994). El vapor de agua no está bien mezclado, y su efecto en la atmósfera, a través del calor latente y del efecto de las nubes en la radiación, lo convierte en un elemento clave del sistema (Stevens y Bony, 2013). Este sistema de ecuaciones se resuelve en una malla o rejilla discreta mediante diferentes métodos de integración numérica. En su formulación simplificada, estas ecuaciones se conocen como ecuaciones primitivas, y constituyen el llamado núcleo dinámico (o, simplemente, la dinámica) de todo modelo numérico de la atmósfera.

Los modelos suelen clasificarse de acuerdo con las aproximaciones utilizadas por el núcleo dinámico. Por ejemplo pueden dividirse en modelos de núcleo hidrostático o no hidrostático, dependiendo de si utilizan la aproximación hidrostática. Otro adjetivo

frecuente es el de espectral, referido a que el núcleo está formulado en el espacio de frecuencias, con armónicos esféricos, como es el caso de la mayoría de modelos globales. La resolución horizontal de estos modelos se mide como Tn donde n es un número entero que nos dice donde se ha truncado la serie de armónicos. Al contrario de los globales, la mayoría de modelos regionales utiliza mallas cuadradas, cuya resolución se mide en km, para lo que es necesario utilizar proyecciones geográficas conformes (e.g. Lambert).

Con el paso de los años, y el aumento de la potencia computacional, los modelos han ido ganando en complejidad rápidamente. Al experimentar, se hizo patente que los efectos de varios fenómenos no resueltos por la malla necesitaban ser representados en el modelo. Los módulos utilizados para representarlos son las llamadas parametrizaciones físicas (Sección 1.4), esquemas de parametrización o, simplemente, la física del modelo (en contraposición a la dinámica mencionada antes). Así mismo, con el objeto de simular todo el sistema climático, se han ido acoplando a los GCMs nuevos componentes (océanos, criosfera), que cobran importancia a medida que se simulan escalas temporales más largas. De esta forma aparece la distinción entre los GCM utilizados en predicción meteorológica y los modelos climáticos, aunque ambos se suelen etiquetar indistintamente como GCMs. A pesar de que la componente atmosférica de los modelos climáticos es esencialmente un modelo de predicción, su resolución se ve limitada por la potencia computacional al simular periodos más largos (décadas/siglos, en lugar de días/semanas). Por lo tanto, los modelos GCM climáticos suelen simular a resoluciones notablemente más bajas que los de predicción. Como último escalón de la complejidad, los Modelos del Sistema Tierra (*Earth System Models*), incluyen también procesos biogeoquímicos como el ciclo del carbono o el del azufre (Flato, 2011). A nivel internacional, existe un gran proyecto de intercomparación de GCMs llamado CMIP (*Coupled Model Intercomparison project*) Meehl et al. (2000), que en su quinta edición ha congregado a 20 grupos de investigación de todo el mundo, y cerca de 50 modelos diferentes (Taylor et al., 2011).

1.3. Modelos de area limitada-Regionalización dinámica

Los modelos de área limitada (*Limited Area Models*, LAM, en inglés) nacieron en la década de los 70 para tratar de superar las limitaciones que los recursos computacionales imponían a la resolución de los GCMs. Los LAM toman las condiciones de contorno de un modelo “padre”, de menor resolución, y con ellas integran las ecuaciones primitivas con más detalle en una región, a modo de “zoom”. Esto permite una mejor representación de la orografía, los tipos y usos de suelo, y de los fenómenos de mesoescala (Pielke, 2002). También permiten la utilización de parametrizaciones más complejas y realistas.

De esta forma, el modelo regional es capaz de generar su propia variabilidad, denominada variabilidad interna, en contraposición a la variabilidad forzada por las condiciones de contorno tomadas del GCM. La variabilidad interna es más

intensa cuanto mayor es el dominio y menos intenso el flujo atmosférico dominante (Christensen et al., 2001; Lucas-Picher et al., 2008). Al no formar parte los contornos de ninguna solución al sistema de ecuaciones que el LAM está planteando, su imposición es matemáticamente inconsistente. Debido a esto, una imposición rígida de las condiciones de contorno causaría que la variabilidad interna se viese reflejada en las fronteras. Se han aportado varias soluciones diferentes a este problema, algunas de las cuales aún se discuten (Mesinger y Veljovic, 2012). Hoy en día, la más popular con diferencia es la planteada por Davies (1976). Este método consiste en introducir una zona de relajación en los bordes del dominio. En esta zona se introducen términos de relajación en las ecuaciones del LAM, para acercar su solución hacia la del modelo padre de forma suave.

A parte del problema de las condiciones de contorno, los modelos regionales necesitan también de condiciones iniciales (CI). Generalmente no es posible obtener CI en las que se vean representadas las escalas más pequeñas resueltas por el LAM. Las CI suelen generarse interpolando los datos del modelo en el que se va a anidar el LAM a la su malla de alta resolución. La utilización de asimilación variacional a menudo es también obviada, ya que las observaciones no tienen, en la mayor parte de lugares, suficiente cobertura espacial como para representar la pequeña escala. A pesar de esto, se ha demostrado como el propio LAM es capaz de generar la variabilidad de alta resolución de forma realista en el transcurso de 6-12 horas de simulación (Skamarock, 2004). Este periodo se denomina *spin-up*, y no suele considerarse aprovechable, debido a que el modelo aún se encuentra balanceándose, y pueden existir gradientes u fenómenos computacionales espurios.

Los modelos climáticos regionales (RCM), son más recientes, con Giorgi (1990) como referencia clásica. El objetivo de estos modelos es mejorar el realismo de la climatología regional, es decir, los estadísticos a largo plazo, y no se busca correlación con la meteorología diaria. Por lo tanto, la inicialización tiene aquí poca importancia, y el problema puede considerarse como puramente de condiciones de frontera. Sin embargo, suelen ser necesarios periodos de *spin-up* de varios meses para que el suelo del modelo pase a estar en equilibrio con la atmósfera¹.

Los RCMs no tienen ninguna diferencia esencial respecto a los LAM orientados a la predicción a corto plazo, aunque sí suelen incluir modelos de suelo más detallados y la posibilidad de variar forzamientos que se consideran constantes en la predicción a corto plazo (CO₂, temperatura de la superficie del mar, ...). Recientemente, se están acoplando también más módulos a los RCMs y son relativamente comunes los acoplamientos a modelos de océano regional. Dado que la escala espacial a la que operan es adecuada para la evaluación de impactos, hay trabajos (Giorgi, 1995; Jacob, 2013) que apuntan hacia el acoplamiento interactivo de modelos de impactos y RCMs para dar lugar a los modelos regionales integrados del sistema Tierra (iRESM, del inglés *integrated Regional Earth System Model*).

¹No existen, a conocimiento del autor, estudios sistemáticos sobre el tiempo de *spin-up* necesario en las simulaciones de regionalización climática, siendo este un tema de interés a explorar en el futuro

La citada metodología no está exenta de problemas. Ocurre que, al integrarse de forma continua, anidada en un GCM durante periodos largos, la solución del RCM se desvía más de la del GCM que en el caso de la predicción a corto plazo. Esto empeora las ya mencionadas inconsistencias provocadas por las fronteras y pueden aparecer modos computacionales espurios (Kanamitsu et al., 2010). Una solución propuesta para este problema es la relajación interior espectral (*spectral nudging* von Storch et al., 2000). Este método consiste en introducir términos de relajación en las ecuaciones (similares a las utilizadas en las fronteras) del RCM para acercar su solución a la del modelo global, pero solamente en las longitudes de onda correspondientes a la escala sinóptica. Se ha comprobado que esta relajación espectral reduce significativamente las inconsistencias (Kanamitsu et al., 2010). Sin embargo, esta solución también tiene inconvenientes, ya que no permite que la mejora de resolución se transfiera a una mejora de la representación de la escala sinóptica. Al utilizar reanálisis, realizados con modelos globales que asimilan observaciones, y son por tanto precisos, la relajación interior es beneficiosa (Otte et al., 2012). Pero a la hora de regionalizar simulaciones de Cambio Climático, los beneficios del *nudging* no son tan evidentes, ya que la estructura de la escala sinóptica del GCM puede no ser correcta. Debido a esto último, no se suele hacer uso del *nudging* en este tipo de simulaciones, aunque el debate sigue sin estar cerrado (Racherla et al., 2012). Esto lleva a preguntarse si no es contradictorio confiar en los GCMs para obtener las condiciones de contorno y no para utilizar *nudging* en el interior del dominio del RCM. De ahí la necesidad de que las fronteras de los dominios sean escogidas de forma que coincidan con zonas en las que los GCMs son más confiables, siguiendo estudios como Brands et al. (2013). De acuerdo con la tendencia actual, en las simulaciones climáticas utilizadas en los capítulos 6 y 7 no se ha utilizado *nudging*, aunque sí forma parte del experimento de sensibilidad descrito en el capítulo 5.

A pesar de estas limitaciones, los RCMs están considerados hoy en día herramientas muy útiles (Feser et al., 2011; Giorgi et al., 2001; Rummukainen, 2010), y se utilizan activamente para regionalizar GCMs en lo que se conoce como regionalización dinámica. Durante la última década se ha invertido un gran esfuerzo en mejorar los RCMs y en producir grandes bases de datos incluyendo diferentes modelos para evaluar la incertidumbre de sus proyecciones de cambio climático. Ejemplos de esto son los proyectos PRUDENCE (Christensen y Christensen, 2007) y ENSEMBLES (Hewitt y Griggs, 2004) en Europa, o (*North American Regional Climate Change Assessment Program*) NARCCAP en EE. UU. (Mearns et al., 2009), entre otros. Recientemente se ha puesto en marcha un gran programa de cooperación internacional comandado por la WCRP (*World Climate Research Program*), el COordinated Regional climate Downscaling EXperiment (CORDEX) (Giorgi et al., 2009) para coordinar a grupos de todo el mundo en la regionalización de los GCMs del CMIP5. En este marco de cooperación se están produciendo simulaciones regionales de todos los continentes, compartiendo el dominio y unos estándares, de forma que la comparación entre los diferentes modelos que contribuyen sea posible.

1.4. Parametrización de los fenómenos no resueltos

Como ya se ha mencionado, existen fenómenos atmosféricos importantes que ocurren a escalas lejos de las resueltas por los modelos. Estos fenómenos incluyen algunos clave para la estructura y evolución de la atmósfera (convección, microfísica, turbulencia, etc.) y, por lo que necesitan ser representados en el modelo. Los módulos que los representan se denominan parametrizaciones. Estas constan de algoritmos que calculan el efecto del fenómeno no resuelto en función de las variables que el modelo si es capaz de resolver, tras lo cual este efecto o tendencia (por ejemplo, un cambio en el perfil de temperatura debido a la turbulencia) se aplica a los campos del modelo. Los procesos más importantes parametrizados en la física del modelo son los siguientes:

Capa límite planetaria

La capa límite planetaria (*Planetary Boundary Layer*, PBL de ahora en adelante) se define como la parte de la troposfera que recibe una influencia directa de la superficie terrestre, con un tiempo de respuesta de una hora o menos (Stull, 1988). Esta influencia se transmite a través de la turbulencia (Arya, 2001). Los perfiles verticales de temperatura, humedad y viento en la PBL están fuertemente condicionados por la fuerza y escala de la mezcla turbulenta y, a su vez, juegan un papel clave en muchos de los fenómenos meteorológicos más importantes, como la convección profunda (Stensrud y Weiss, 2002). Por lo tanto, es importante que la PBL esté bien representada en los modelos atmosféricos.

Convección

En el contexto de la climatología se denomina convección a las células convectivas que se desarrollan en escalas entre la mesoescala- γ (2-20km) y la microescala (<1km), y que se asocian a las tormentas, chubascos y nubes cumuliformes. Se divide en 2 tipos, la convección profunda, que es la que alcanza la tropopausa y la convección somera, que da lugar a topes de nubes más bajos, y a menudo no causa precipitaciones. Aunque existen algunos LAM capaces de resolver al menos parte de la convección, normalmente ésta necesita ser parametrizada, especialmente en el caso del los RCMs. Esta parametrización también se denomina parametrización de cúmulos, en referencia al tipo de nubes asociado a la convección atmosférica a estas escalas. La convección reúne varias características que hacen que simularla sea un reto formidable: Su presencia o no depende de umbrales absolutos de “disparo”. Su presencia e intensidad son muy sensibles a parámetros difíciles de prever, como el perfil vertical de la capa límite o la cizalladura vertical (Arakawa, 2004). Estos campos tienen un fuerte carácter local y una gran variabilidad espacial, lo que imprime un carácter estocástico en las precipitaciones de origen convectivo. En las regiones climáticas en las que la convección tiene más peso, como las tropicales o la cuenca Mediterránea, los

RCMs dan resultados sensiblemente peores que en aquellas dominadas por el paso de sistemas frontales (Turco et al., 2011).

Microfísica

Las nubes están formadas por gotas de agua o cristales de hielo microscópicos. Los procesos de condensación del H_2O en diferentes fases, y de formación de las distintas especies de precipitación (lluvia, nieve, granizo, etc.) se denominan microfísica. Este campo tiene una gran complejidad (ver la figura 2.2), y da lugar a parametrizaciones con un gran número de parámetros difícilmente medibles. La correcta representación de los efectos de la nubosidad en los flujos radiativos es fundamental para una buena representación de la climatología de una región. Hoy en día, la retroalimentación entre las nubes y la temperatura sigue siendo uno de los elementos que más incertidumbre genera en las proyecciones de cambio climático (Dessler, 2010).

Radiación

Dado que la absorción y emisión de la radiación por los gases ocurre a nivel molecular, sus efectos también necesitan ser parametrizados. El Sol, debido a su alta temperatura, emite radiación de onda corta, alcanzando su pico en el espectro visible. Como la troposfera es cuasi-transparente a estas longitudes de onda, esta radiación es principalmente absorbida por el suelo y devuelta a la atmósfera en forma de calor sensible o latente. A su vez, el suelo emite radiación térmica de onda larga, siguiendo la ley de Steffan-Boltzmann. Esta radiación es absorbida por los gases de efecto invernadero (GEI) presentes en la atmósfera (H_2O , CO_2 , CH_4 , etc.). A su vez, la propia atmósfera también es emisora de onda larga. Debido a la gran diferencia de temperatura entre la Tierra y el Sol, el espectro de onda larga apenas se solapa con el de onda corta. Por lo tanto, estos 2 tipos de radiación pueden parametrizarse siguiendo aproximaciones diferentes, y a menudo son tratados por módulos separados en los modelos.

Suelo y vegetación

Los primeros metros de suelo, junto con la cubierta vegetal, juegan un papel muy importante en meteorología, y clave en climatología. Sus propiedades y procesos regulan los balances de energía, H_2O , CO_2 y de otros gases en la superficie. En los últimos años, diversos estudios han puesto de relieve que la influencia de la humedad del suelo en el clima y sus extremos es de vital importancia (Seneviratne et al., 2006; Jaeger y Seneviratne, 2011). Por lo tanto, se ha redoblado el esfuerzo orientado a mejorar la representación del suelo y la vegetación en los modelos, dando lugar a algunas parametrizaciones muy complejas (e.g. (Oleson et al., 2010)). Aparte del realismo de las parametrizaciones, la teledetección también juega un papel muy

importante a la hora de elaborar bases de datos de vegetación, tipos y usos de suelo, imprescindibles para la mejora de los modelos.

1.5. *Estimación de la incertidumbre mediante conjuntos*

La meteorología y la climatología son campos en los que a menudo se trabaja con incertidumbres importantes. Es por esto que la estimación de la incertidumbre resulta a menudo tan importante como el propio valor de la predicción o el diagnóstico. Cuando se trabaja con modelos numéricos, la incertidumbre se estima mediante conjuntos de simulaciones. Estos conjuntos constan de varias simulaciones diferentes que cubren el mismo periodo de interés. Estas simulaciones se llevan a cabo con diferentes condiciones iniciales o de contorno, diferentes parametrizaciones (conjunto multi-física), diferentes parámetros (conjunto multi-parámetro), o incluso perturbándolas de forma estocástica (Berner et al., 2011). De esta forma se obtienen diferentes valores para la misma predicción o diagnóstico (por ejemplo, la temperatura dentro de 24 horas en Santander). La dispersión o *spread* de estos valores se toma como una medida de la incertidumbre.

Existe otro tipo de conjunto muy importante, que aun no se ha mencionado, se trata de los conjuntos multi-modelo. Estos constan de simulaciones llevadas a cabo con modelos diferentes, desarrollados de forma independiente. Por lo tanto cuentan con la ventaja de producir estimaciones más independientes, y con menor probabilidad de sufrir errores estructurales. Un ejemplo de este tipo de conjuntos sería los producidos en las diferentes ediciones del CMIP. Sin embargo, algunos autores han encontrado como, en realidad, algunos modelos del CMIP no eran tan independientes entre si como se pensaba, ya que la comunidad tiende a repetir código y a utilizar aproximaciones y fórmulas similares (Knutti, 2010). Una desventaja de este tipo de conjuntos respecto a los multi-parámetro o multi-física es que no permiten trazar sistemáticamente el origen de la incertidumbre a las diferentes aproximaciones concretas utilizadas. Al no existir un diseño previo a su elaboración, ni una medida objetiva de lo diferentes que son los modelos, los conjuntos multi-modelo entran en la categoría de los conjuntos de oportunidad.

Algunos conjuntos suelen denominarse también experimentos de sensibilidad, ya que miden la sensibilidad del resultado a perturbar un parámetro concreto del modelo. Sin embargo, los experimentos de sensibilidad comprenden también simulaciones diseñadas para medir la sensibilidad del propio sistema climático a perturbaciones que pueden darse en el mundo real, como el aumento de concentración de CO₂ o, a nivel regional, cambios de uso de suelo. Si el modelo es lo suficientemente realista reaccionando a ese tipo de perturbaciones, esto puede aportar información acerca de la sensibilidad del sistema. Ambas aproximaciones (conjunto y sensibilidad), pueden combinarse, siendo el ejemplo más conocido las estimaciones del conjunto multi-modelo del CMIP para la sensibilidad climática a doblar la concentración de CO₂.

1.6. *Objetivos y estructura de la memoria*

Tras esta introducción breve de los conceptos a tratar, en la presente sección se exponen de forma concreta los principales objetivos de esta tesis:

- Analizar la estructura de los principales errores de un RCM sobre Europa. Identificar las deficiencias del modelo que causan estos errores analizando su propagación través de las diferentes variables.
- Medir la sensibilidad del modelo a la elección de las parametrizaciones para diferentes dominios y modos de simulación. Comprobar si los resultados de comparar los modelos con datos de campañas de medición locales se pueden generalizar a dominios extensos.
- Estudiar la dispersión de los conjuntos multi-física, comparándola con otros conjuntos como los multi-modelo o los multi-configuración.
- Identificar los procesos detrás de la sensibilidad a las parametrizaciones y de los principales errores de un RCM mediante la utilización de observaciones adicionales a parte de la temperatura y la precipitación (principalmente flujos de radiación y contenido de humedad del suelo)
- Comprobar la sensibilidad del modelo a la elección de la base de datos utilizada como condiciones de contorno. Medir el valor que aporta el modelo regional respecto al global y su dependencia de la resolución de este último.
- Poner en común estos resultados con el fin de extraer unas conclusiones generales sobre la filosofía y métodos a seguir en la toma de decisiones sobre como configurar e interpretar un modelo regional.

Esta tesis se integra en el esfuerzo de colaboración y transparencia internacional que ha surgido alrededor el modelo de código abierto *Weather Research and Forecasting* (WRF; Skamarock et al., 2008), que es el que se ha utilizado. Este modelo, originario de EE. UU., no ha sido adaptado ni ajustado para ser utilizado en Europa. Por tanto, los resultados expuestos en esta tesis son útiles también para comprobar la capacidad de este modelo de generalizar y simular las diferentes regiones climáticas de Europa. Debe notarse además que, estructuralmente, WRF no posee ninguna característica especial que lo diferencie del resto de RCMs. Por tanto, los resultados hallados son relevantes para todos los modelos regionales. Como se verá más adelante, otros modelos sufren o han sufrido recientemente los problemas que se han encontrado en WRF y, a tenor de lo visto, el modelo resulta competitivo en términos de error respecto a modelos con una larga trayectoria de simulación sobre Europa.

La memoria está estructurada de la siguiente forma: En el capítulo 1 se ofrece una introducción a los principales conceptos que se manejan, y se exponen los principales objetivos. En el capítulo 2 se exponen las características del modelo utilizado (WRF)

y sus parametrizaciones. En el capítulo 3 se describen las bases de datos externas utilizadas, tanto los datos de modelos como las observaciones. Los siguientes capítulos describen las aportaciones concretas de esta tesis, e incluyen cada uno una sección describiendo la motivación y la configuración del experimento tratado en el capítulo. En el capítulo 4 se estudia la sensibilidad a la parametrización de la Capa Límite Planetaria. El capítulo 5 está dividido en dos partes: En la primera se exponen los resultados de una regionalización de viento marino y de los experimentos de sensibilidad que le precedieron, mientras que en la segunda se presentan los resultados de una regionalización de viento sobre la Península Ibérica centrándose en el valor añadido sobre los modelos globales. Los capítulos 6 y 7 se analizan los resultados de un experimento multi-física sobre Europa en el marco de Euro-CORDEX. En el primero se trata la dispersión de diferentes conjuntos de simulaciones como medida de la incertidumbre, mientras que en el segundo se compara el conjunto multi-física con observaciones de diferentes fuentes, evaluando un número relativamente elevado, para lo habitual, de variables para trazar los errores del modelo hasta sus orígenes. Por último, el capítulo 8 ofrece una discusión que pone en común los resultados de todos los trabajos realizados, junto con las principales conclusiones de esta tesis.

CAPÍTULO 2

El modelo WRF y sus parametrizaciones

2.1. *El modelo WRF*

El modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF; Skamarock et al., 2008) (WRF) es un LAM no hidrostático de código abierto. Es sucesor del MM5 (Grell et al., 1995), y su desarrollo está coordinado por el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) de EEUU, aunque recibe contribuciones de toda la comunidad de usuarios. Gracias a esto, el modelo está actualizado con las últimas versiones de numerosos esquemas de parametrización, entre los que se puede elegir al configurarlo. También es posible modificar un gran número de opciones de configuración aparte de las parametrizaciones. Estas incluyen, entre otras: Opciones dinámicas de difusión, número de niveles verticales, opciones de interpolación para las condiciones iniciales y de contorno y las bases de datos de tipos de suelo, albedo y cubierta de vegetación utilizadas.

Estas características han provocado que WRF goce de una importante popularidad. Durante los últimos años se han publicado numerosos artículos científicos basados en resultados de WRF en campos tan diversos como: Calidad del aire, tormentas severas, brisas marinas, dispersión de contaminantes, evaluación de potencial de energía eólica, simulación del clima regional, y numerosos estudios de sensibilidad a cambios en el suelo, capa límite, cúmulos, etc. Este éxito ha redundado en un aumento de las contribuciones que ha recibido el NCAR de la comunidad de usuarios, y ha permitido que el modelo continúe mejorando y resolviendo algunos de sus problemas en las últimas versiones.

El código fuente de WRF está disponible libremente en internet¹, junto con abundante documentación y un tutorial en línea. El modelo está disponible con 2

¹<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users>

núcleos dinámicos diferentes: El *Non-hydrostatic Mesoscale Model* (WRF-NMM), orientado a la predicción operacional, y el *Advanced Research WRF* (WRF-ARW), orientado a la investigación. En esta tesis se han utilizado las versiones 3.1.1, 3.3.1 y 3.4 de WRF-ARW.

En principio, WRF permite que los experimentos de simulación sean completamente reproducibles de forma independiente por otros grupos, como establece el método científico. Otros modelos de código cerrado, o de más difícil acceso, no permiten este punto, o lo hacen mucho más complicado (Ince et al., 2012). Sin embargo, la reproducibilidad con WRF también puede no ser sencilla si no se documentan correctamente las simulaciones. Se ha hecho un esfuerzo para que los experimentos citados en esta tesis estén claramente documentados de forma que, en caso de que fuera necesario, se pudieran repetir, archivando cuidadosamente todos los ficheros de configuración utilizados. Se conocen la versión del modelo, los compiladores y opciones de compilación utilizadas, así como los datos de entrada y los archivos de configuración (*namelists*) de cada experimento. El entorno WRF4G (ver apéndice A.1) facilita este punto, gracias a la posibilidad de configurar cada experimento con solamente 2 archivos, aunque conste de numerosas simulaciones individuales.

2.2. Parametrizaciones

En el capítulo 1 se han introducido los fenómenos que habitualmente se parametrizan en los modelos. En esta sección se introducen de forma más técnica las aproximaciones que se utilizan habitualmente. Se hará énfasis en las utilizadas por las parametrizaciones disponibles en WRF que se han utilizado en esta tesis, y aquellas que tienen más importancia para interpretar los resultados.

2.2.1. Capa límite planetaria

Los principales generadores de turbulencia en la capa límite planetaria (PBL) son las térmicas, la convección diurna y la cizalladura del viento (Stull, 1988). Esto se ilustra bien si se analiza el ciclo diario de la capa límite (Figura 2.1). Durante el día el sol calienta el suelo, que cede calor sensible al aire, inestabilizando el perfil vertical por la base. Aparecen así las térmicas (pequeñas corrientes convectivas de poca altura), que generan turbulencia provocando que la PBL se desarrolle y gane altura. Según avanza el día las térmicas ganan fuerza. En ese momento, en un caso ideal, podrían distinguirse 3 capas: Una delgada capa superficial, en la que la temperatura potencial (θ) decrece con la altura, la capa mezclada, en la que θ es constante con la altura, y finalmente la llamada interfase o capa de inversión, esto es, la capa entre la PBL y la atmósfera libre, donde θ asciende con la altura. En esta última capa es donde se produce la mezcla entre la atmósfera libre y aire perteneciente a la PBL, que se denomina *entrainment* en inglés. Este fenómeno está forzado por las térmicas, que traspasan la capa de inversión por inercia, y es el mecanismo mediante el cual se incrementa la altura de la PBL. Una modelización incorrecta del *entrainment*

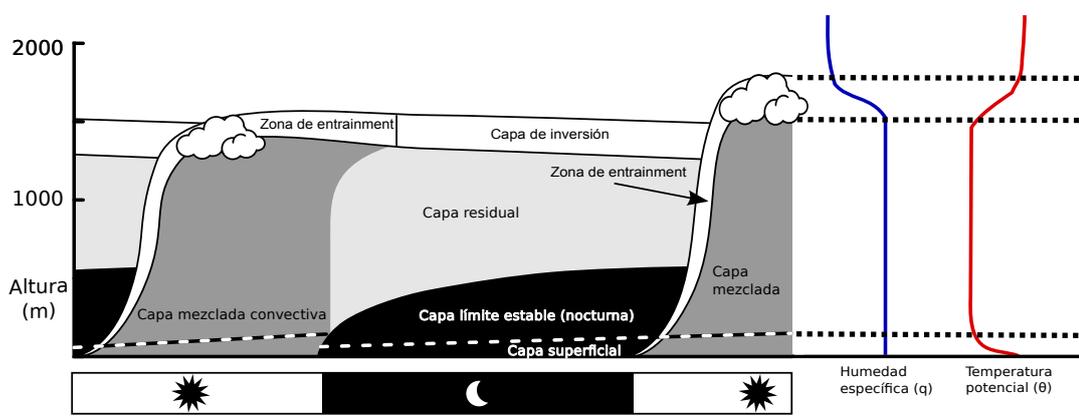


Figura 2.1: Esquema de la evolución de la PBL durante un ciclo diario, adaptado de Stull (1988)

puede llevar a importantes diferencias entre el grosor de la PBL simulada y la real. La correcta simulación del balance de energía en el suelo también es muy importante y, además, muy sensible al tipo de terreno y a la presencia o no de humedad, que controla la partición de la energía en flujos de calor latente y sensible.

Durante la noche la tierra se enfría por irradiación y la PBL se vuelve estable. En este periodo, la turbulencia está generada principalmente por la cizalladura del viento y por fenómenos como flujos catabáticos u ondas de gravedad (Cuxart et al., 2000). La turbulencia es significativamente más débil que durante el día, y el grosor de la PBL disminuye marcadamente. La transición entre la capa límite diurna y nocturna es un problema muy complejo que aún hoy en día es objeto de un gran esfuerzo de investigación (Cuxart et al., 2000).

Para obtener ecuaciones que permitan diagnosticar la turbulencia es necesario utilizar la llamada descomposición de Reynolds (Stull, 1988), que consiste en separar cada variable A en su media temporal \bar{A} y en una perturbación A' respecto a la media:

$$A = \bar{A} + A' \quad (2.1)$$

Sustituyendo esta descomposición en las ecuaciones primitivas, y haciendo uso de las propiedades del promedio, se obtienen ecuaciones de pronóstico para las componentes de la velocidad del viento u_i , la temperatura T y la humedad específica q . Sin embargo, no se obtiene un sistema completo de ecuaciones, por ejemplo las ecuaciones de conservación del momento lineal se escriben así (Stensrud, 2007):

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g + f\epsilon_{ij3}\bar{u}_j - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_j^2} - \frac{\partial (\overline{u'_i u'_j})}{\partial x_j} \quad (2.2)$$

Donde p es la presión, ρ la densidad, f el parámetro de Coriolis, g la constante gravitatoria y ν el coeficiente de viscosidad. Las covarianzas entre las componentes

de las velocidades $\overline{u'_i v'_j}$ son los elementos del tensor de esfuerzos de Reynolds, y se interpretan como flujos turbulentos de momento. En la ecuación se utiliza el convenio de Einstein para omitir los sumatorios, por tanto, el sistema de ecuaciones resultante de expandir los índices no es completo (hay menos ecuaciones que incógnitas). Es posible incluir en el sistema la ecuación de pronóstico para los términos de orden superior, como $\overline{u'_i u'_j}$, pero esto lleva a su vez a obtener términos de orden aun más alto, del tipo de $\overline{u'_i u'_j u'_k}$, y así sucesivamente. Lo mismo ocurre con los flujos de temperatura y humedad. El problema de cómo truncar esta serie es el llamado problema del cierre turbulento.

Los esquemas de PBL parametrizan estos términos de orden superior en función de las variables de pronóstico (las medias).

$$\overline{u'_i u'_j} = f(\overline{u_i}, \overline{T}, \overline{p}, \overline{q}) \quad (2.3)$$

Los esquemas de PBL pueden clasificarse en función de la estrategia que utilizan para tratar el problema del cierre turbulento. Los esquemas de cierre local utilizan variables y parámetros que están definidos en cada nivel vertical o en sus vecinos (e.g. gradientes locales), mientras que los esquemas de cierre no local hacen uso de parámetros que pueden depender de todo el perfil vertical, o relaciones entre niveles diferentes (por ejemplo coeficientes de difusión dependientes del grosor de la PBL). A menudo veces se abrevia refiriéndose a ellos como esquemas locales y no locales.

Dado que no son capaces de representar directamente el transporte entre niveles no consecutivos, no es de esperar que los esquemas locales sean capaces de comportarse correctamente en entornos de fuerte turbulencia (Stull, 1991). Sin embargo, les es posible competir con los esquemas no locales añadiendo términos de órdenes superiores. Debido a que a menudo el tope de la PBL es localmente estable (capa de inversión), el transporte no local es necesario para representar la mezcla del aire de la PBL con el de la atmósfera libre (*entrainment*).

Existe una serie de esquemas de cierre local que utilizan la ecuación de diagnóstico de la Energía Cinética Turbulenta (TKE) para cerrar el sistema de ecuaciones. Están basados en (Mellor y Yamada, 1982) y se han vuelto muy populares debido a que son capaces de representar el *entrainment* mediante la difusión de la TKE y los llamados términos contra-gradiente, que permiten la difusión en contra de los gradientes locales (Deardorff, 1966). Esta es, de hecho, una forma indirecta de representar el transporte no-local, de ahí que pueda argumentarse que la noción de esquema “no local” no tiene un significado físico claro. Esto no impide que esta nomenclatura se utilice con frecuencia. Trabajos previos muestran que, en general, los esquemas locales tienden a producir capas límite demasiado delgadas y húmedas (Alapaty et al., 1997; Bright y Mullen, 2002; Stensrud y Weiss, 2002; Hong et al., 2006). Esto está relacionado con su incapacidad de representar directamente la turbulencia de mayor escala y la infraestimación del *entrainment*. Otros trabajos muestran que los esquemas no locales no son siempre los mejores (Deng y Stauffer, 2006), y que pueden producir capas límite demasiado gruesas en condiciones ventosas (Braun y Tao, 2000; Persson et al.,

2001). Otro factor a tener en cuenta es que los resultados de las parametrizaciones de PBL están afectados por el desarrollo de las nubes de capa límite por parte de otras parametrizaciones (microfísica y convección), y que estas juegan un papel relevante en los balances de la capa de inversión.

A continuación se describen los 3 esquemas de PBL utilizados en esta tesis. Se han escogido debido a su popularidad, antigüedad (se trata de esquemas ya maduros), y a que utilizan 3 aproximaciones diferentes: difusión no local, cierre local y combinación entre cierre local y no local.

Esquema de la universidad de Yonsei (YSU)

El *Yonsei University PBL scheme* (YSU; Hong et al., 2006) es un esquema de primer orden que utiliza unos coeficientes de difusión turbulenta no locales para calcular los flujos turbulentos. Está basado en el esquema de PBL del *Medium Range Forecast model* (MRF), mejorado con un tratamiento explícito del *entrainment*. Las ecuaciones de difusión turbulenta son de la forma:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) - (\overline{w'c'})_h \left(\frac{z}{h} \right)^3 \right] \quad (2.4)$$

Donde C es la variable diagnosticada (el flujo turbulento), K_c la difusividad turbulenta y γ_c una corrección al flujo local para tener en cuenta el efecto de los torbellinos más grandes. El término de la derecha representa el flujo de *entrainment* que, en el caso del calor sensible, se toma proporcional al flujo de flotabilidad en la superficie. Para otras variables, el flujo a través de la capa de inversión (lo que llamamos *entrainment*), se considera proporcional al salto de la propia variable en esa capa. La altura del tope de la PBL, h , se diagnostica con un número de Richardson crítico.

Esquema de Mellor-Yamada-Janjic (MYJ)

El *Mellor-Yamada-Janjic* es un esquema de cierre local con orden 1.5 y nivel 2.5². Está basado en Mellor y Yamada (1982), y su implementación se describe en Janjić (1990), Janjić (1994) y Janjić (2002). Resuelve la ecuación de pronóstico para la energía cinética turbulenta (*Turbulent Kinetic Energy*) pero no para el resto de términos de covarianza (de ahí el orden 1.5 en lugar de 2). Las ecuaciones de los flujos de calor y humedad incluyen términos que les contra-gradiente, de forma que los flujos contra-gradiente causados por torbellinos grandes pueden ser representados. Esto último, junto con la difusión de la TKE fuera de la capa mezclada, permite una mejor representación del *entrainment* que la de los esquemas locales más simples.

²El nivel se define en Mellor y Yamada (1982) según el nivel de anisotropía que se asume en ciertos términos de las ecuaciones.

Asymmetric Convective Model 2 (ACM2)

El *Asymmetric Convective Model 2* (ACM2; Pleim, 2007a,b) utiliza una combinación de transporte local (orden 1) y no-local que cambia de forma suave a difusión local en entornos estables. En condiciones inestables la subsidencia se representa mediante el transporte local, mientras que las corrientes ascendentes se modelan combinando la difusión local con una aproximación no local que calcula probabilidades de transición de parcelas de aire entre niveles no consecutivos. Esta última aproximación, que se denomina técnicamente como *transilient*, está basada en Blackadar (1978), Stull (1984) y Pleim y Chang (1992), y puede representar térmicas de escala mucho mayor que la rejilla del modelo. La combinación entre las aproximaciones local y *transilient* se pesa con un parámetro que depende de la estabilidad.

Capa superficial

Las parametrizaciones de capa superficial suelen ir emparejadas con las de la PBL, y todas ellas hacen uso de la teoría de semejanza de Monin-Obukhov (Monin y Obukhov, 1954) para calcular los flujos turbulentos en superficie. Sin embargo, no comparten exactamente las mismas funciones de semejanza. El esquema emparejado con el YSU (llamado MM5), utiliza las funciones propuestas por Paulson (1970), Dyer y Hicks (1970), y Webb (1970), mientras que el esquema emparejado con MYJ (ETA) utiliza las propuestas por Zilitinkevich (1995) y Beljaars (1995). El ACM2 utiliza una aproximación propia (Pleim, 2006). Además, los propios esquemas de PBL utilizan a su vez diferentes perfiles de semejanza para calcular algunos parámetros. Las aproximaciones que se asumen en las diferentes funciones de semejanza pueden tener efectos relevantes en los valores de las variables de superficie, sobre todo en condiciones de estabilidad (Louis, 1979; Yagüe et al., 2006).

2.2.2. *Convección*

Las parametrizaciones de convección son una parte muy importante de los modelos, especialmente de los modelos climáticos. La convección tropical es imprescindible para simular correctamente la circulación global, en concreto las células de Walker y de Hadley (Hourdin et al., 2006). Así mismo, se ha mostrado como un parámetro muy importante, como es la sensibilidad climática a doblar la concentración de CO_2 en la atmósfera, depende de la parametrización de convección utilizada (Watanabe et al., 2012). A pesar de que hoy en día se está comenzando a experimentar con modelos de alta resolución capaces de resolver la convección, no se espera que los modelos globales sean capaces de hacerlo hasta dentro de varias décadas (Stensrud, 2007). Actualmente no existe un consenso sobre cual es la mejor aproximación a la hora de parametrizar la convección. Al ser un fenómeno fuertemente ligado a la microfísica y los cambios de fase, y enraizado en la capa límite, existen quienes argumentan que no es conveniente una parametrización individual de este fenómeno, sino una super-parametrización que englobe todos estos fenómenos (Arakawa et al.,

2011). Una discusión en profundidad sobre este tema queda fuera de lugar en esta tesis, sin embargo, se señalan a continuación algunos de los principales conceptos que entran en juego en este tipo de parametrizaciones. En Arakawa (2004) puede encontrarse una buena discusión sobre los principales retos que se están afrontando.

El principal punto en común de las parametrizaciones de convección es su utilización de la Energía Potencial Convectiva Disponible (*Convective Available Potential Energy*, CAPE de ahora en adelante). Dentro de la teoría de la parcela (Emanuel, 1994), el CAPE se define como la energía que se liberaría de alzar una parcela hasta su nivel de equilibrio. Normalmente, durante los primeros metros la parcela tiene flotabilidad negativa (es más pesada que su entorno), y asciende siguiendo la adiabática seca. En un momento dado, al alcanzar el Nivel de Condensación por Ascenso (NCA), la temperatura de la parcela alcanza el punto de rocío y su humedad comienza a condensarse, liberando calor latente. A partir de este punto, la parcela sigue la adiabática saturada, y eventualmente puede llegar a ser menos densa que el aire circundante, este sería el Nivel de Convección Libre (NCL). El CAPE se define como la energía liberada desde este punto hasta el Nivel de Equilibrio (NE), en el que la flotabilidad es de nuevo neutra, de acuerdo con la siguiente ecuación.

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz \quad (2.5)$$

Donde θ y $\bar{\theta}$ son la temperatura potencial de la parcela y del ambiente respectivamente, z la altura y g la constante gravitatoria.

Otra cantidad relacionada es la Inhibición Convectiva (IC), que se define como la energía que es necesario aportar a la parcela para que alcance el NCL. A menudo este valor no se alcanza, y por tanto el CAPE puede permanecer latente sin liberarse. El mecanismo mediante el cual la parcela adquiere la suficiente energía para superar la IC se denomina mecanismo de disparo. Un esquema de convección debe de calcular cuándo se libera esta energía, en qué cantidad, cuánta precipitación se genera y como se reestabiliza la atmósfera tras la tormenta. Otro proceso a representar es la convección somera, que es como se conoce a los cúmulos de poco grosor que no llegan a producir precipitación, pero que pueden tener efectos importantes en el balance radiativo.

De acuerdo con su tratamiento del CAPE y del disparo, las parametrizaciones de convección pueden dividirse en algunos subtipos (Stensrud, 2007). Los esquemas de control de capa profunda³ asumen que la convección consume el CAPE que la circulación va generando de forma eficiente y rápida, de forma que el entorno siempre se mantiene cercano a la neutralidad. Por lo tanto este tipo de aproximaciones no permiten que el CAPE permanezca latente en la atmósfera. Los esquemas de control de niveles bajos, en cambio, asumen que la convección profunda está determinada por los procesos que contribuyen a su iniciación. Por lo tanto, son capaces de acumular

³En meteorología se denomina capa profunda, o *deep layer* en inglés, a la toda troposfera, en contraposición a la más superficial capa de mezcla, o *mixed layer*.

CAPE durante largos periodos, en tanto no se den condiciones para el disparo de la convección. Este segundo tipo de aproximación también permite representar de varias formas el transporte de masa entre niveles verticales asociado a la convección. Por esto último, también se conocen como parametrizaciones de flujo de masa.

A continuación se describen los 3 esquemas de convección utilizados en esta tesis.

Kain-Fritsch

El esquema Kain-Fritsch (KF) es un esquema de flujo de masa descrito originalmente por [Kain y Fritsch \(1990\)](#). En [Kain \(2004\)](#) se describen además las numerosas modificaciones y mejoras que se han introducido con el tiempo.

Betts-Miller-Janjic

[Janjić \(1994\)](#); [Janjic \(2000\)](#) propusieron este esquema basándose en el propuesto por [Betts y Miller \(1986\)](#) y [Betts \(1986\)](#). A diferencia del KF, el Betts-Miller-Janjic (BMJ) es un esquema de control de capa profunda lo que, como ya se ha dicho, significa que elimina el CAPE sin tener en cuenta el forzamiento superficial. Por tanto no es capaz de retener CAPE durante largo tiempo en la atmósfera sin producir convección.

Grell-Devenyi

La parametrización de convección propuesta por Grell-Devenyi (GD) ([Grell y Devenyi, 2002](#)) es, de hecho, un conjunto de parametrizaciones que se lanzan en cada punto de malla y se promedian para obtener el resultado final, que se introduce de vuelta en la atmósfera del modelo. Los conjuntos son de 144 miembros, todos ellos esquemas de flujo de masa, en los que se varían parámetros, como los que regulan la mezcla del aire ascendente o descendente con su entorno, o la eficiencia de la precipitación.

2.2.3. *Suelo y superficie*

Las parametrizaciones de suelo y superficie (*Land-Surface*) introducen en el modelo las interacciones entre el suelo, la superficie, la vegetación y la atmósfera. Deben cumplir la importante tarea de cerrar los balances de energía y humedad en superficie.

Balance de energía en superficie

Este balance se representa con la siguiente ecuación 2.6, adaptada de [Stensrud \(2007\)](#).

$$\underbrace{RSDS - RSUS}_{RSS} + \underbrace{RLDS - RLUS}_{RLS} - HFSS - HFLS - HFSSO = 0 \quad (2.6)$$

La notación se ha cambiado respecto al [Stensrud \(2007\)](#), y las variables se refieren con sus nombres de acuerdo con las convenciones del CMIP y CORDEX (ver apéndice [A.1](#)) en mayúsculas. Esta notación se asemeja a usar siglas, y evita escribir repetidamente nombres largos como "flujo de radiación de onda corta descendente en superficie". Por tanto, en la ecuación 2.6, $RSDS$ es el flujo descendente de radiación de onda corta en superficie, $RSUS$ es el flujo ascendente de onda corta en superficie, $RLDS$ el flujo descendente de radiación de onda larga en superficie, $RLUS$ el flujo descendente de onda larga en superficie, $HFSS$ el flujo de calor sensible, $HFLS$ el flujo de calor latente y $HFSSO$ el flujo del calor hacia la tierra. Debe tenerse en cuenta que $RSUS = ALB * RSDS$ donde ALB es el albedo, y $RLUS = kT_s^4$ de acuerdo con la ley de Steffan-Boltzmann. En esta última relación T_s se suele denominar en inglés *skin temperature*, para diferenciarla de la temperatura a 2 metros.

Calor sensible

El flujo de calor sensible (HFSS) se define como el calor transferido del suelo a la atmósfera debido a la diferencia de temperatura entre ellas por unidad de área y tiempo. Durante días soleados crece a la mañana y alcanza su máximo alrededor de las 12, hora solar (en zonas llanas). Durante la tarde decrece hasta tomar pequeños valores negativos durante las horas nocturnas. Es muy sensible a las nubes, la velocidad del viento, la cizalladura y el tipo de suelo o vegetación. La aproximación más común a la hora de calcular los flujos es definir resistencias análogas a las de la ley de Ohm de la electricidad. En lugar de una difusividad molecular, se utiliza la difusividad turbulenta k , con unidades m^2s^{-1} . La resistencia equivalente se calcula integrando en la capa entre la superficie y el primer nivel del modelo. A esta capa se le añaden resistencias en serie o en paralelo para representar la cubierta vegetal. Este tipo de aproximación es muy frecuente en los modelos de suelo y vegetación.

Calor latente

El flujo de calor latente (HFLS) se define como el flujo de energía que el suelo invierte en los cambios de fase del H_2O (sublimación, evaporación o fusión). Es muy sensible a la vegetación y a la humedad disponible en el suelo. En los modelos usualmente se calcula con expresiones del tipo de la ley de Ohm, al igual que el flujo de calor sensible. La razón de Bowen β se define como la razón entre el flujo de calor sensible y el latente, y representa la partición de la energía que recibe el suelo de la radiación.

Flujo de calor hacia la tierra

El flujo de calor hacia la tierra (HFSO) se define como el calor transferido de la superficie hacia capas más profundas por unidad de tiempo y superficie. Su valor suele ser más pequeño que los flujos de calor sensible y latente, pero relevante. La respuesta del suelo a la temperatura del aire decae exponencialmente con la profundidad, y suele representarse con ecuaciones de difusión molecular. Estas se complican debido a que el coeficiente de difusión depende de la humedad del suelo, la porosidad y otros factores.

Balace de humedad en superficie

El balance de humedad en superficie se representa con la siguiente ecuación (Hartmann, 1994):

$$MRSO = PR - EVSPSBL - MRRO + SNM \quad (2.7)$$

donde $MRSO$ es la masa de agua en el suelo por unidad de area, PR la precipitación, $EVSPSBL$ la evapotranspiración, $MRRO$ la escorrentía y SNM la nieve fundida.

La evapotranspiración es la suma de la evaporación directa y la transpiración de las plantas a través de sus estomas (los poros de sus hojas). Las plantas pueden regular la apertura de sus estomas, modulando la evapotranspiración dependiendo del tipo de planta, estación del año, humedad disponible, insolación, etc. Su cálculo es complejo e involucra fórmulas voluminosas que no son relevantes y no se van a reproducir.

El modelo de suelo y superficie Noah

El Noah *Land Surface Model (LSM)* está basado en el *Oregon State University (OSU) LSM*, que fue desarrollado por Pan y Mahrt (1987) y por Chen et al. (1996). Comparando con datos del experimento FIFE, Chen et al. (1997) encontraron que el OSU LSM se comportaba a la altura de modelos más complejos. Su balance entre simplicidad y error lo llevaron a ser implementado en el modelo operacional del NCEP ETA y en el modelo MM5 de NCAR. En Chen y Dudhia (2001b,a), puede encontrarse una descripción de la implementación del OSU LSM en el MM5. El llamado Noah⁴ LSM es la evolución del OSU LSM implementada en WRF y en el North American Mesoscale Model (NAM). Divide el suelo en 4 capas de grosores 10 cm, 30 cm, 60 cm y 100 cm respectivamente, hasta una profundidad total de dos metros.

⁴El nombre Noah es un homenaje a las instituciones que contribuyeron a crear la parametrización: N por el NCEP, O por la *Oregon State University*, A por la *Air Force*, y H por el *Hydrologic Research Lab*

Microphysics Parameterization

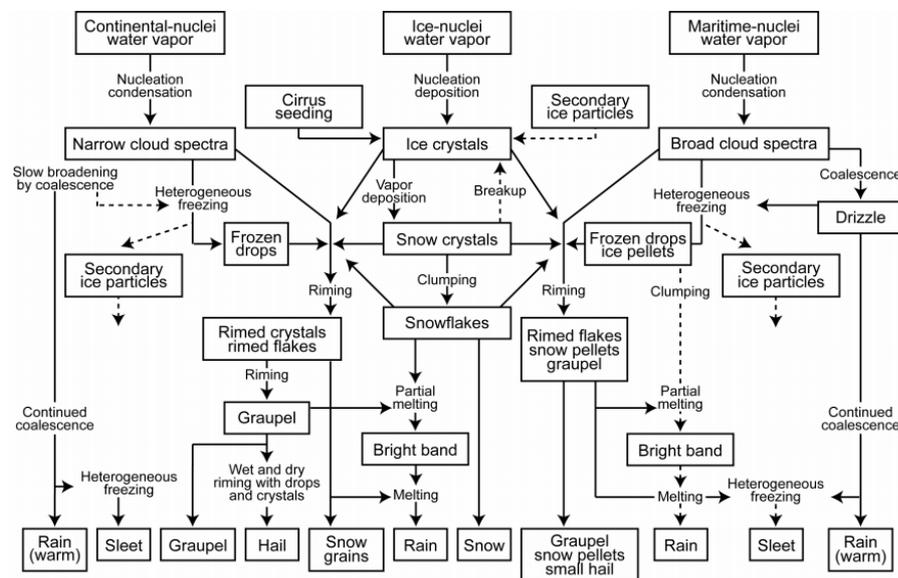


Figura 2.2: Esquema de las diferentes fases e interacciones que tienen lugar en las escalas que estudia la microfísica. Obtenida de la presentación de físicas de los tutoriales de WRF, cuyo autor es Jimmy Dudhia.

2.2.4. Microfísica de nubes

La microfísica se enfrenta al problema de modelar los cambios de fase del H_2O que se dan en la atmósfera, la influencia en estos de los aerosoles y la formación de la precipitación. Debido a que en la atmósfera coexisten e interactúan diferentes fases de H_2O , este problema es de una complejidad tan alta que las parametrizaciones de microfísica pueden ser computacionalmente muy pesadas. La figura 2.2 extraída de la presentación sobre físicas del tutorial de WRF da una buena idea de esta complejidad.

WRF Single-Moment

El WRF Single-Moment (WSM) es una parametrización de microfísica basada en [Hong et al. \(2004\)](#). En WRF existen 3 versiones disponibles, WSM-3.5 y 6. El WSM-3 es una parametrización simple capaz de producir vapor, nubes de vapor de agua o hielo, lluvia y nieve. En el WSM-5 el nivel de complejidad aumenta, de forma que es capaz de simular agua sobreenfriada y la fusión gradual de la nieve. Por último, el WSM-6 incluye el granizo blando (*graupel*) y sus procesos asociados.

Morrison 2-Moment scheme

El Morrison 2-Moment (M2M) es una parametrización compleja descrita en [Morrison et al. \(2009\)](#). Incluye 6 especies: vapor de agua, microgotas de nube, hielo de nube, lluvia, nieve, granizo blando y granizo. El *2-moment* se refiere a que incluye ecuaciones de pronóstico tanto para la densidad de partículas como para la razón de mezcla de las diferentes especies, lo que permite una mejor representación de la distribución del tamaño de las partículas. Esto último la convierte en más compleja, y computacionalmente más pesada, que las WSM, pero potencialmente más realista, especialmente para resoluciones altas, en las que se resuelven los procesos convectivos que dan lugar a todas las especies que se representan.

2.2.5. Radiación

La radiación solar es, en la práctica, la única fuente de energía del sistema climático. Por tanto, su parametrización adecuada es vital tanto en el largo como en el corto plazo. A pesar de que las leyes que gobiernan la interacción entre la radiación y los gases atmosféricos son bien conocidas, su implementación al completo en los modelos atmosféricos sería demasiado pesada computacionalmente. Es necesario tener en cuenta que la absorción y emisión de cada capa de la atmósfera depende de su temperatura, presión, de la mezcla de gases y de la presencia de nubes. Es por esto que las parametrizaciones de radiación dan mucha importancia a la eficiencia computacional de sus cálculos. En los modelos suele tratarse por separado la radiación de onda corta (emitida por el sol) y la radiación de onda larga (emitida por la tierra y su atmósfera).

Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)

Este esquema de onda larga viene descrito en [Mlawer et al. \(1997\)](#) y utiliza el método k-correlado ([Goody y Yung, 1995](#)) para implementar un algoritmo que destaca frente a otros por su rapidez. Está heredado del modelo MM5, antecesor de WRF. En este trabajo también se ha utilizado el RRTMG ([Iacono et al., 2008](#)), que es una versión del RRTM más eficiente y con una mejor representación de la nubosidad no resuelta por la malla del modelo.

CAM

Este esquema incluye tanto onda larga como onda corta. Proviene del modelo global del NCAR, llamado *Community Atmosphere Model (CAM)*, y está documentado por [Collins et al. \(2004\)](#). Es más complejo que el RRTM, y más adecuado para simulaciones climáticas, e incluye climatologías mensuales de Ozono.

MM5 (Dudhia)

Este es un esquema de onda corta heredado del MM5. Está descrito por [Dudhia \(1989\)](#), y consiste en una integración simple de la radiación solar con efectos de dispersión, absorción por el vapor de agua y la reflexión y absorción por la nubosidad. Incluye también efectos de la inclinación del terreno y sombras.

CAPÍTULO 3

Descripción de los datos externos utilizados

En esta tesis se ha hecho uso de un número relativamente alto de bases de datos de procedencia externa. Estas incluyen salidas puras de modelos (GFS), modelos que asimilan observaciones (e.g. reanálisis), observaciones interpoladas a una rejilla (e.g. E-OBS) y observaciones puras (e.g. datos de estaciones de AEMET). Para garantizar su correcta utilización, es importante conocer las propiedades y puntos débiles de cada una de estas bases de datos. A continuación se ofrece un resumen de sus características más importantes.

3.1. Datos de modelos

Esta sección está dedicada a los datos procedentes de modelos atmosféricos. Incluye también los datos de los reanálisis, que asimilan observaciones, y que en ocasiones son considerados como pseudo-observaciones.

3.1.1. Datos de reanálisis globales

Los reanálisis son grandes bases de datos que intentan reproducir con la mayor precisión posible el estado de la atmósfera en instantes pasados. Esto se logra mediante simulaciones con modelos atmosféricos, cuyo resultado a corto plazo (12-24 horas) se utiliza como primera aproximación (*first guess*) en un proceso de asimilación variacional de observaciones (Bengtsson et al., 1981). A su vez, el campo corregido con observaciones se utiliza como condición inicial para la siguiente simulación, y así sucesivamente hasta cubrir todo el periodo objetivo. La versión del modelo utilizada se mantiene congelada durante todo el proceso, para evitar inhomogeneidades. Los reanálisis utilizan un gran número de observaciones, que pasan previamente por

Tabla 3.1: Principales características de los reanálisis utilizados en esta tesis

Reanálisis	Periodo	Resolución (espectral)	Resolución (grados)	Referencia
NCEP/NCAR	1948-presente	T62	1.875	Kalnay et al. (1996)
ERA-40	1957-2002	T159	1.125	Uppala et al. (2005)
ERA-Interim	1979-presente	T255	0.703	Dee et al. (2011)

un filtro de calidad, y suponen por tanto un gran esfuerzo de medios humanos e informáticos. A cambio, ofrecen la posibilidad de analizar campos de diagnóstico que no es posible observar, en una atmósfera lo más realista posible. Otro uso posible de estas bases de datos es el de entrada para otras simulaciones, ya sean de modelos de área limitada, modelos hidrológicos, u otros. El número de citas de los artículos correspondientes en el ISI¹ da una idea de la popularidad que han alcanzado los reanálisis (e.g. 11451 citas en el caso de los reanálisis de NCEP ([Kalnay et al., 1996](#)))

Las principales características de los reanálisis más utilizados pueden verse en la tabla 3.1. Los más utilizados en la presente tesis han sido los ERA-Interim, que se encuentran descritos en ([Dee et al., 2011](#)). Así mismo, NCEP y ERA-40 se han utilizado con el fin de medir la sensibilidad de WRF a las condiciones de contorno (capítulo 5).

3.1.2. Datos del modelo GFS

El *Global Forecast System* (GFS) es un modelo global desarrollado por el *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) en EEUU para la predicción meteorológica operacional. Su núcleo dinámico es hidrostático y espectral, y actualmente trabaja a una resolución de T574 (unos 27 km en latitudes medias). Emite 4 predicciones al día, (00, 06, 12 y 18 UTC), y se encuentra disponible de forma libre en Internet. Su licencia permite su utilización incluso por parte de entidades con ánimo de lucro. Debido a esto último, goza de gran popularidad, a pesar de que en las comparativas entre modelos suele quedar por detrás de los modelos del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (CEPPM) y el UK *Met Office* (UKMO)² Sin embargo, las diferencias con estos modelos no son grandes, y el GFS sigue siendo bastante competitivo. Sus salidas (cuatro al día) se encuentran disponibles libremente en un servidor operacional³ Para una descripción más detallada de este modelo véase [Yang et al. \(2006\)](#), y la página oficial⁴.

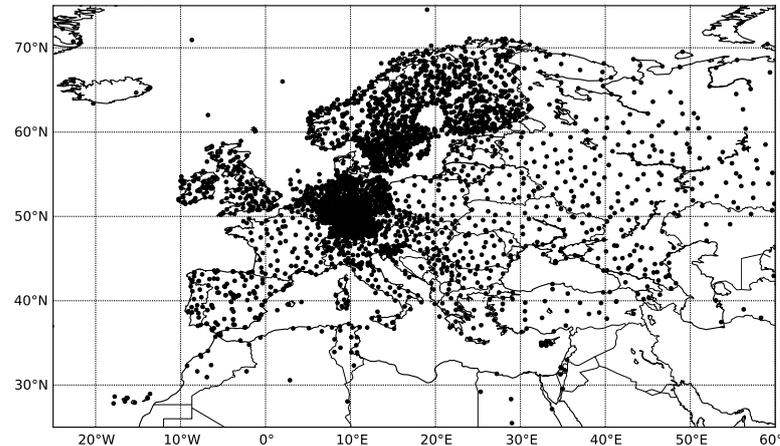
¹<http://apps.webofknowledge.com>

²Graficos disponibles en http://www.atmos.albany.edu/daes/atmclasses/atm401/PPTs-PDFs_files/GFS.performance.review.2012.pdf.

³<http://nomads.ncep.noaa.gov/>

⁴<http://www.emc.ncep.noaa.gov/GFS/doc.php>

Figura 3.1: Estaciones utilizadas para elaborar la malla de E-OBS. En concreto, se han dibujado aquellas estaciones utilizadas para el cálculo de la malla de temperaturas medias en la versión 8.0.



3.2. Observaciones

3.2.1. Rejilla de temperatura y precipitación: E-OBS

E-OBS es una rejilla de observaciones que cubre toda Europa. Fue elaborada para el proyecto europeo ENSEMBLES (Hewitt y Griggs, 2004), y viene descrita en detalle en Haylock et al. (2008). La frecuencia de los datos es diaria y las variables disponibles son precipitación, presión reducida al nivel del mar y temperaturas media, máxima y mínima. Se encuentra disponible con varias resoluciones⁵ En esta tesis se han utilizado las versiones 4.0 (capítulo 4) y 8.0 (capítulos 6 y 7), con resoluciones de 0.25° y 0.44°, respectivamente. La metodología seguida para producir la malla consiste en interpolar los datos puntuales, recogidos por estaciones meteorológicas, utilizando un método conocido como *kriging* (Chilès y Delfiner, 2009). Los datos de estaciones, cerca de 2000, son los disponibles a través del *European Climate Assessment and Data set* (ECA&D⁶)

A pesar de que actualmente es la mejor rejilla Europea de observaciones, se han encontrado algunos problemas en E-OBS, y deben tomarse precauciones al utilizarla. Algunos estudios han comparado E-OBS con rejillas regionales con más densidad de estaciones, y han encontrado diferencias relevantes (Hofstra et al., 2009; Herrera et al., 2010; Gómez-Navarro et al., 2012; Kysely y Plavcova, 2010). Esto afecta especialmente a las zonas con pocas estaciones, u orografía compleja. En algunas áreas se interpolan datos de estaciones que no son representativas de la región. Un ejemplo especialmente claro ocurre en el norte de África, donde se extrapolan datos de estaciones costeras, afectadas por el régimen de brisas marinas, incluso

⁵<http://www.ecad.eu/download/ensembles/download.php>

⁶<http://eca.knmi.nl>

cientos kilómetros tierra adentro (figura 3.1). Esto explica el hecho de que en esta zona todos los modelos muestren grandes desviaciones respecto a la temperatura dada por E-OBS (ver figuras 7.2 y 7.2). Por otra parte, existen en E-OBS zonas con alta densidad de estaciones, como el Benelux, Alemania o Gran Bretaña. A día de hoy, E-OBS continúa actualizándose, introduciendo nuevas estaciones, y se ha mejorado significativamente la cobertura en algunas regiones como España. La última versión disponible es la 10.0.

3.2.2. *Sondeos atmosféricos*

Los sondeos o radiosondeos se obtienen mediante equipos dotados de sensores y transmisores que, atados a globos de hidrógeno o Helio, se lanzan a la atmósfera para obtener información sobre el perfil vertical de varias variables. En este trabajo se han utilizado sondeos descargados del *Earth System Research Laboratory* (ESRL). La calidad y frecuencia de los datos depende de la estación considerada. La mayoría ofrecen 2 datos diarios, tomados a las 00 y 12 UTC, aunque algunas ofrecen también datos de las 06 UTC y 18 UTC. Un ejemplo de esto último es la estación de De Bilt, en los Países Bajos, que se ha utilizado para evaluar la altura de la PBL en el capítulo 4.

3.2.3. *Informes SYNOP*

Los partes SYNOP contienen datos observacionales en superficie de un gran número de estaciones de todo el mundo. Estos datos son codificados siguiendo un estándar internacional establecido por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), y emitidos por radio como parte del *Global Telecommunications System* (GTS). La frecuencia de los datos varía entre 1 hora y 2 días o más, dependiendo de la estación, y se han descargado de una web especializada⁷. Los SYNOP son datos brutos, no sujetos a un control de calidad exhaustivo, más allá de las revisiones que el servicio meteorológico local considere convenientes antes de emitirlos. En la presente tesis se han utilizado los SYNOP del año 2001 en Europa para parte del análisis llevado a cabo en el capítulo 4. Solamente se han utilizado estaciones con dato horario y menos del 20% de vacantes. Así mismo, se han filtrado los valores fuera de 2.5 veces el rango intercuartílico. El objetivo del proceso es lograr datos para analizar el comportamiento del ciclo diario de temperatura y humedad específica en el modelo. Dado que la humedad específica no está disponible en los SYNOPS, se ha calculado mediante la fórmula de Magnus (Lawrence, 2005). Los datos de partida han sido la presión en superficie, temperatura y temperatura de rocío, que si se encuentran disponibles en los SYNOP.

⁷<http://www.ogimet.com>

3.2.4. Estaciones de AEMET

Para evaluar las simulaciones de la sección 5.4, se utilizaron datos de la red de estaciones de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) . Estos datos se descargaron de un servidor ftp público que, desafortunadamente, ya no se encuentra disponible. De estas estaciones se han recopilado los datos horarios de velocidad del viento instantánea a 10 metros para el un periodo de 12 meses, de marzo de 2011 a Abril de 2012 (8784 datos por estación). De las estaciones disponibles solamente se han utilizado aquellas con menos de un 25 % de valores ausentes. Adicionalmente, se han llevado a cabo otros controles de calidad: Tres estaciones fueron descartadas por la presencia de demasiados valores atípicos. Otras fueron descartadas debido a que sus histogramas mostraban una excesiva frecuencia de valores nulos. A partir de 1000-1500 valores nulos (de un total de 8784 datos) consideramos esa estación problemática. En total fueron seleccionadas 152 estaciones.

3.2.5. Boyas de Puertos del Estado

Las boyas constituyen una de las pocas fuentes de datos *in situ* que existen mar adentro. A pesar de esto, muchas de ellas no están equipadas con instrumentos de medida meteorológicos. En este trabajo se han utilizado datos de la red REDEXT de Puertos del Estado⁸. En total se han utilizado medidas de 9 boyas. Estas medidas constan de datos horarios tomados con un anemómetro a 3 metros de altura sobre el mar. Los datos se han procesado de forma análoga a los de las estaciones de AEMET, y se ha encontrado que, en general, son de buena calidad. Por último, ya que los datos de viento generados por el modelo son diagnósticos a 10 metros, se han interpolado los datos de las boyas a esta altura utilizando la ley de potencias (Hsu et al., 1994). Esta ley afirma que el perfil vertical de la velocidad del viento sigue la ecuación 3.1, donde u_2 y u_1 son las velocidades del viento a las alturas z_2 y z_1 , y P una constante. En Hsu et al. (1994) utilizaron observaciones de viento a diferentes alturas para validar esta ley, y recomendaron utilizar $P = 0,11$.

$$\frac{u_2}{u_1} = \left(\frac{z_2}{z_1} \right)^P \quad (3.1)$$

La ley de potencias es válida para atmósfera neutra (temperatura potencial constante con la altura), y puede ser causa de errores en entornos estables (en presencia de una inversión térmica), o inestables (con capa super-adiabática). Sin embargo, para las citadas alturas la corrección en general es pequeña, ya que están próximas entre sí, y no son de esperar errores significativos.

⁸<http://www.puertos.es/>

3.2.6. *Vientos marítimos derivados de satélites*

Las boyas tienen varios inconvenientes: Su número es pequeño, y sus datos no cubren periodos largos. Para complementarlas es posible utilizar medidas de satélite. Sobre el mar, es posible estimar la velocidad del viento desde un satélite utilizando las medidas de altímetros. Además de la altura, estos sensores miden también la sección efectiva del haz de radar reflejado, lo que da una medida de la dispersión (*scattering*) y esta, a su vez, de la rugosidad de la superficie. Por último, se utilizan diferentes algoritmos para calcular la velocidad del viento a partir de la rugosidad de la superficie del mar (Elfouhaily et al., 1998).

En este trabajo se ha utilizado una base de datos compuesta a partir de 5 misiones: Geosat, Topex/Poseidon, Jason-1, Envisat y Geosat Follow-on. Esta base de datos fue elaborada por el Instituto de Hidráulica de Cantabria (IHC) a partir de los datos brutos descargados de AVISO⁹, con la pertinente calibración. La resolución temporal de los datos depende de la misión, desde los 9.9 días de Topex y Jason hasta los 30-35 días de Envisat. Las medidas comprenden entre los años 1986 y 2008, con un total de 4.110.309 valores utilizados. La escasa resolución temporal se compensa con una buena cobertura espacial, que permite evaluar un modelo en toda la superficie marina.

3.2.7. *Datos de flujos turbulentos en superficie*

Para poder estudiar los flujos de calor latente y sensible, se han utilizado datos del *Cabauw Experimental Site for Atmospheric Research* (CESAR) de los Países Bajos. En este centro se encuentra una torre provista de numerosos sensores, que miden diferentes variables con gran resolución temporal, incluyendo anemómetros sónicos, que permiten medir indirectamente los flujos turbulentos de calor latente y sensible. Como se menciona en la sección 2.2.3, estos flujos juegan un papel determinante en la estructura de la PBL. A pesar de su interés, estas variables no se suelen estudiar a menudo, debido a la dificultad de encontrar datos observacionales. Los datos de Cabauw constituyen por tanto una buena oportunidad para elaborar estudios originales. A pesar de ser datos puntuales, el terreno llano y homogéneo de los Países Bajos hace razonable una comparación directa con los datos de modelos de resoluciones altas o medias (15 km en el caso de WRF en el estudio del capítulo 4). Los datos se encuentran disponibles desde Agosto del año 2000 con una frecuencia diez minutil. Además de los flujos turbulentos en superficie, también se han utilizado observaciones de los flujos de radiación en superficie, del mismo observatorio.

3.2.8. *Datos de radiación de CERES*

El *Cloud and Earth's Radiant Energy System* (CERES) es un equipo de la NASA dedicado a recopilar y procesar datos de satélite para producir bases de datos

⁹<http://www.avis0.altimetry.fr/en/data/products/windwave-products.html>

utilizables para evaluar modelos. En su página web ¹⁰ se encuentran disponibles datos de los flujos radiativos en superficie y en el tope de la atmósfera (TOA) así como varios parámetros de la nubosidad. El proceso de elaboración de estas bases de datos desde las radiancias medidas por los satélites es complejo. A continuación se ofrece una breve descripción de este proceso, para más detalles puede consultarse la amplia documentación disponible en la página web ¹¹, en concreto los *Data quality summary*.

Los datos de los flujos radiativos utilizados en esta tesis son los etiquetados como EBAF (*Energy Balanced and Filled*) en su versión 2.7. Su cobertura es global con una resolución espacial de 1° y temporal de 1 mes. A partir de ellos, y utilizando varias fuentes de datos, se calculan los flujos radiativos en superficie. Los pasos del proceso, de forma simplificada, son los siguientes:

1. Los flujos en el TOA se calculan originalmente a partir de las radiancias medidas por los sensores que viajan en los satélites AQUA y TERRA. Estos satélites se encuentran en órbitas asíncronas, lo que les permite tener una cobertura global a costa de perder resolución temporal. Esto último es causa de errores, ya que es posible que no se muestree correctamente el ciclo diario de nubosidad. Interpolando temporalmente estos flujos se construye la base de datos llamada "SSF1deg". Las primeras versiones de CERES-EBAF (EBAF Ed1.0, Ed2.5) están basadas en SSF1deg. Sin embargo, la utilizada en este trabajo (Ed2.7) y su predecesora (Ed2.6r) están basadas en otra base de datos llamada SYN1deg.
2. En SYN1deg, los datos de AQUA y TERRA se complementan con datos de 5 satélites geoestacionarios, de los que se derivan flujos de radiación con frecuencia 3-horaria. El proceso está documentado en [Doelling et al. \(2013\)](#). Es importante resaltar que los satélites geoestacionarios solamente tienen cobertura hasta 60° de latitud. Como veremos, en este paralelo se produce una discontinuidad notable en los datos de cubierta nubosa (de un 10 % en la cubierta total, figura 7.8). Sin embargo, se ha comprobado que esta discontinuidad también está presente en los datos de SSF1deg, por tanto no puede atribuirse exclusivamente al uso de los satélites geoestacionarios. Dado que estos datos se utilizan para el cálculo de los flujos en superficie, esta discontinuidad se propaga también a estas variables, especialmente en la radiación de onda larga descendente en superficie (por ejemplo, ver figura 7.13).
3. Como se ha dicho, los datos que se mostrarán más adelante en la tesis son los de CERES EBAF Ed2.7. Estos datos se obtienen ajustando el balance de energía en el TOA de SYN1deg, dentro de su rango de incertidumbre, para hacerlo consistente con las observaciones de acumulación de energía en el océano ([Loeb et al., 2012](#)). Además, se calculan los flujos de superficie a partir de los del TOA utilizando observaciones de nubosidad de MODIS, CloudSat y otras fuentes, y asumiendo varias aproximaciones. En [Kato et al. \(2013\)](#) puede encontrarse una

¹⁰<http://ceres.larc.nasa.gov>

¹¹http://ceres.larc.nasa.gov/order_data.php

descripción completa del proceso, junto con su validación con observaciones en superficie. Los errores encontrados por [Kato et al. \(2013\)](#) son pequeños. Los sesgos y el RMSE, expresados en Wm^{-2} , son: -1.7 (7.8 RMSE) para RSDS y -1 (7.6 RMSE) para RLDS sobre tierra, y 4.7 (13.3 RMSE) para RSDS y -2.5 (7.1 RMSE) para RLDS sobre el mar. Sin embargo, como puede verse en la figura 6 de [Kato et al. \(2013\)](#), el número de estaciones utilizadas es pequeño. [Kato et al. \(2012\)](#) calcularon unos rangos de incertidumbre más genéricos para estos flujos, combinando los datos de nubosidad utilizados para su cálculo de diferentes formas. Para los puntos de malla mensuales como los que hemos utilizado, la incertidumbre es del orden de 10-20 Wm^{-2} (tabla 5 de [Kato et al. \(2012\)](#)). Estos errores son significativos pero, como se verá, la magnitud del error sistemático de WRF es tal que su señal emerge claramente sobre el error observacional. De hecho, su comparación con WRF es uno de los principales aportes de esta tesis, y no ha sido publicada con anterioridad a conocimiento del autor.

3.2.9. Datos de contenido de humedad del suelo de GLDAS

Las observaciones del contenido total de humedad del suelo son dispersas, y la gran variabilidad espacial de esta variable provoca que su utilización sea complicada [Greve et al. \(2013\)](#). Existen también observaciones de satélite, pero solo miden el contenido de humedad de los primeros cm del suelo ([Dharssi et al., 2011](#)), en contraposición con los varios metros considerados en los modelos (e.g. 2 m en el caso del Noah utilizado en esta tesis¹²). Debido a esto, en el presente trabajo el contenido total de humedad del suelo del modelo se ha evaluado con datos del *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS; [Rodell et al., 2004](#)). Esta base de datos consiste en un reanálisis global del suelo, producido mediante un modelo de suelo-superficie que se alimenta con datos lo más realistas posibles. Actualmente se encuentran disponibles datos para 4 modelos de suelo-superficie diferentes. Uno de ellos es el mismo Noah. Forzar este modelo con observaciones permite que las variables del suelo sean comparables con las producidas por WRF, evitando los problemas que conlleva utilizar observaciones directas. Es de esperar que campos del GLDAS sufran de algunas desviaciones respecto a los reales, debido a las aproximaciones asumidas en el Noah, pero estas son probablemente más pequeñas que el sesgo de WRF que, como se verá, es importante. Por tanto, GLDAS constituye una buena referencia. En concreto, en la presente tesis se han utilizado los datos de la versión 2 de GLDAS con 0.25° de resolución, disponibles para el periodo 1948-2010 con una frecuencia mensual. En esta versión, los forzamientos se obtienen de la *Global Meteorological Forcing Dataset* de la Universidad de Princeton ([Sheffield et al., 2006](#)). Esta última es una rejilla de 50 años producida combinando datos de reanálisis con observaciones.

¹²Esta profundidad es necesaria para captar toda la zona de enraizamiento, la zona en la que las raíces de las plantas extraen el agua que liberan en la atmósfera mediante la evapotranspiración

CAPÍTULO 4

WRF sobre Europa: Variación estacional del sesgo y de la sensibilidad al esquema de PBL

4.1. *Estado del arte y aporte del estudio*

En este capítulo se analiza la sensibilidad de WRF a la parametrización de la capa límite planetaria (PBL) en un dominio extenso, que cubre Europa con una resolución de 15 km. Se ha elegido estudiar la parametrización de la PBL debido a su importancia a la hora de representar correctamente las variables de superficie y la parte inferior del perfil vertical de la atmósfera.

En el capítulo 2 ya se ha tratado el problema de parametrizar la PBL, y se ha visto como existen diferentes metodologías para afrontarlo, cada una con ventajas e inconvenientes. Así mismo se ha visto como ya existen numerosas publicaciones de experimentos de sensibilidad al esquema de PBL ([Alapaty et al., 1997](#); [Bright y Mullen, 2002](#); [Stensrud y Weiss, 2002](#); [Hong et al., 2006](#); [Hu et al., 2010](#), entre otros). El problema reside en que la validación exhaustiva del comportamiento de una parametrización requiere de numerosas observaciones, de gran resolución temporal y espacial, y de variables difíciles de observar (como el *entrainment*). Normalmente, este tipo de observaciones solo se toman en campañas de medición que cubren periodos cortos y zonas pequeñas, lo que contrasta con la aplicación global de las parametrizaciones ([Stensrud, 2007](#)). Este problema afecta en la práctica a todas las parametrizaciones, y no solamente a las de PBL. Teniendo esto en cuenta, los estudios multi-física pueden dividirse en 2 tipos ([García-Díez et al., 2013](#)), los que llamamos “casos de estudio” y los que llamamos “estudios estadísticos”.

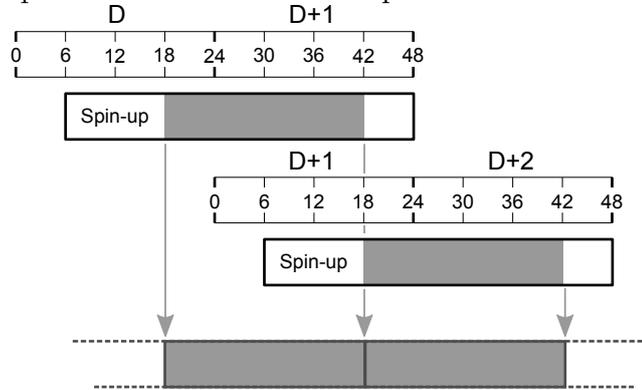
Los casos de estudio examinan en detalle la validez de las aproximaciones que se han utilizado en los esquemas, el papel que juega cada una de las componentes del sistema físico y su realismo (ver por ejemplo [Alapaty et al., 1997](#); [Braun y Tao,](#)

2000; Kotroni y Lagouvardos, 2001; Bright y Mullen, 2002; Stensrud y Weiss, 2002; Zhang y Zheng, 2004; Deng y Stauffer, 2006; Hong et al., 2006; Otkin y Greenwald, 2008; Hu et al., 2010; Shin y Hong, 2011; Steeneveld et al., 2011, entre otros). Estos trabajos contribuyen a la mejora de las parametrizaciones buscando procesos mal representados o ausentes, buscando mejores valores para los parámetros y cómo adaptarse a los diferentes regímenes atmosféricos (e.g. en el caso de la PBL, régimen estable e inestable). Un estudio especialmente relevante para el presente estudio es el descrito en [Hu et al. \(2010\)](#). Estos autores analizaron el comportamiento de 3 esquemas de PBL durante un verano en Texas (EEUU), y encontraron que el esquema de cierre no-local (YSU) presentaba un error significativamente más pequeño que los otros 2 (ACM2 y MYJ). Su estudio guarda similitudes con el de esta tesis, incluyendo los 3 esquemas de PBL elegidos y el reinicio diario del modelo. Sin embargo, el presente trabajo extiende el suyo analizando el cambio del error a lo largo del ciclo estacional, sobre una región más extensa, incluyendo condiciones meteorológicas variadas. Además, constituye uno de los primeros trabajos que ha utilizado WRF sobre Europa ya que, debido al origen Americano del modelo, la mayor parte de trabajos existentes lo utilizan sobre EEUU. Tan solo en los últimos años WRF ha dado un salto de popularidad, y ha comenzado a utilizarse en casi todos los continentes.

Llamamos estudios estadísticos a aquellos que comparan los resultados del modelo con diferentes parametrizaciones a un nivel general, promediando sobre periodos largos y regiones grandes, utilizando normalmente tan solo datos de precipitación y temperatura (P&T) (ver por ejemplo [Fernández et al., 2007](#); [Flaounas et al., 2011](#); [Argüeso et al., 2011](#); [Awan et al., 2011](#); [Jerez et al., 2013b](#); [Evans et al., 2011](#); [Mooney et al., 2013](#), entre otros). Estos estudios suelen ser más pragmáticos, y a menudo buscan las parametrizaciones más adecuadas para una determinada región o aplicación, o bien un conjunto de configuraciones adecuadas para la predicción probabilística. Esto a menudo no es posible, ya que la configuración con el error más pequeño depende de la variable, época del año u hora del día considerada, y no es posible identificar un mejor conjunto de parametrizaciones en sentido general, incluso para una región particular ([Zhang y Zheng, 2004](#); [Fernández et al., 2007](#); [Awan et al., 2011](#); [Jerez et al., 2013b](#)).

El objetivo del trabajo que se expone en este capítulo es tender puentes entre estos dos tipos de estudios (estadísticos y casos de estudio) en el problema de la parametrización de la PBL. Más concretamente, se pretende comprobar si los resultados obtenidos en periodos y regiones limitadas pueden generalizarse, en este caso a todo el año y Europa. Es decir, siguiendo el título del capítulo, se pretende analizar la variación estacional del error y de la sensibilidad al esquema de PBL de WRF. Con este fin, se han explorado los errores de temperatura desde el error medio estadístico a la comparación con datos detallados de un observatorio avanzado como el de Cabauw. Los principales resultados de este capítulo se han publicado en [García-Díez et al. \(2013\)](#).

Figura 4.1: Esquema de las simulaciones producidas en modo re-predicción



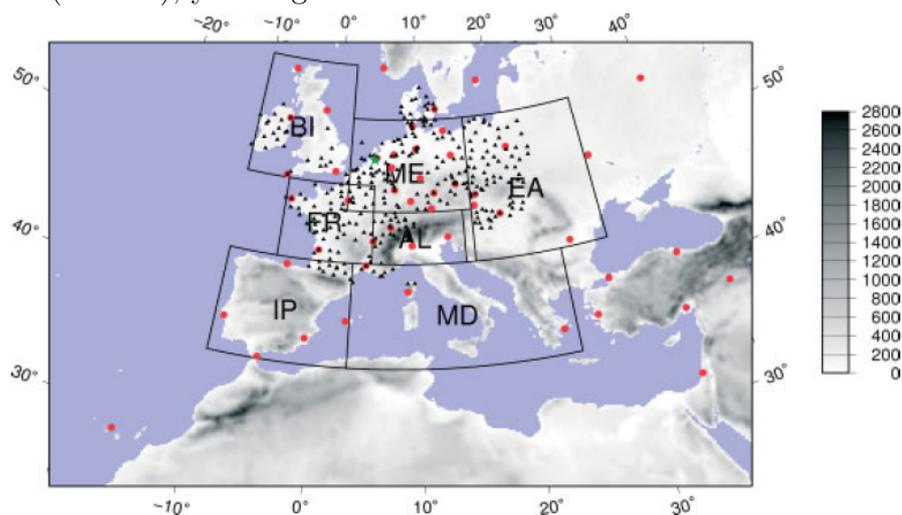
4.2. Configuración del experimento: Las simulaciones RF2001.

Los objetivos que nos hemos marcado exigen que el dominio de simulación sea extenso y, al mismo tiempo, una resolución horizontal y vertical suficientemente elevada como para resolver correctamente la PBL. Sin embargo, esto exige una gran cantidad de potencia computacional y limita el periodo de estudio. Las características del experimento también exigen que exista correlación día a día entre el modelo y lo ocurrido realmente en la atmósfera. Para lograr esto, el esquema que se ha seguido es el siguiente (ver Figura 4.1): Por cada día se lanza una simulación que comienza a las 6 UTC y alcanza hasta las 18 UTC del día siguiente. Las primeras 12 horas se desechan como *spin-up*, y las restantes 24 horas útiles se encadenan con las de la simulación del día anterior. De esta forma se produce una base de datos pseudo-continua manteniendo el modelo cerca de la situación sinóptica que realmente se dio ese día. El periodo de *spin-up* de 12 horas se ha escogido basándose en los resultados de Skamarock (2004). Este modo de simulación lo denominaremos re-predicción. En la sección 5.3 se mostrará cómo proporciona mejores resultados que otras alternativas como el *spectral nudging*

Dado que ERA-Interim asimila observaciones, esta metodología podría denominarse reanálisis regional, ya que, de esta forma WRF también está asimilando observaciones de forma indirecta. Un procedimiento similar ha sido utilizado con éxito en trabajos anteriores (Hu et al., 2010; Lenderink et al., 2009; Jiménez y Dudhia, 2012, entre otros).

Para obtener los resultados presentados en este capítulo, se ha producido una serie de re-predicciones diarias que cubren todo el año 2001 con 3 parametrizaciones de PBL diferentes. Estas son: el esquema de la Universidad de Yonsei (YSU), el esquema de Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) y el Modelo Convectivo Asimétrico 2 (ACM2), ya descritas en la sección 2.2.1. Estas 3 parametrizaciones se han escogido debido a su popularidad y a que utilizan 3 aproximaciones diferentes al problema. Recordemos que YSU es un esquema de difusión no local, MYJ es un esquema local de orden 2 y ACM2 utiliza una aproximación mixta, no-local para entornos inestables y local

Figura 4.2: Dominio utilizado para las re-predicciones de 2001 y las simulaciones de SWI del siguiente capítulo. La orografía y la línea de la costa están dibujadas tal y como las ve el modelo a 15 km de resolución horizontal. Además, se han dibujado las localizaciones de los sondeos utilizados (puntos rojos), la localización del observatorio de Cabauw (estrella), y las regiones de Rockel.

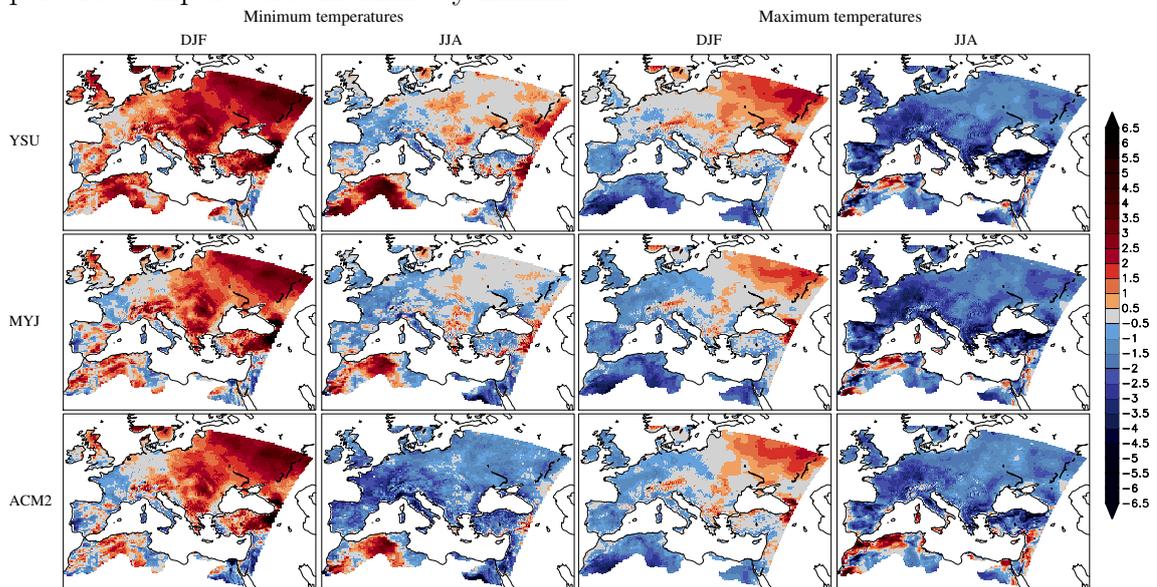


para condiciones estables. De ahora en adelante en la tesis, estas re-predicciones se referirán como RF2001.

En la figura 4.2 se muestra el dominio utilizado, que cubre toda Europa a 15 km de resolución horizontal y 40 niveles verticales. La versión de WRF utilizada es la 3.1.1, y como condiciones iniciales y de contorno se han utilizado los reanálisis ERA-Interim (Dee et al., 2011). Las parametrizaciones utilizadas son: GD para los cúmulos; WSM5 para la microfísica; YSU, MYJ o ACM2 para la PBL; Noah para el suelo-superficie; RRTM para la radiación de onda larga y Dudhia para la de onda corta. La base de datos final está constituida por un total de $365 * 3$ simulaciones individuales. Como se ha mencionado, el modo de simulación utilizado nos permite comparar con las observaciones día a día, y así poder realizar tanto estudios estadísticos como casos de estudio. En este capítulo se han utilizado observaciones de E-OBS, sondeos atmosféricos y de observatorio de Cabauw, descritos en el capítulo 3.

Para la evaluación se han utilizado herramientas básicas de estadística descriptiva: medias, y diagramas cuantil-cuantil. Se han utilizado las regiones definidas por Christensen y Christensen (2007), en el marco del proyecto PRUDENCE, que desde entonces han sido utilizadas en numerosos trabajos, convirtiéndose en un estándar. Sus límites se hallan dibujados en la figura 4.2.

Figura 4.3: Sesgos de WRF respecto a E-OBS para las re-predicciones de de 2001, para las temperaturas máximas y mínimas.



4.3. Resultados

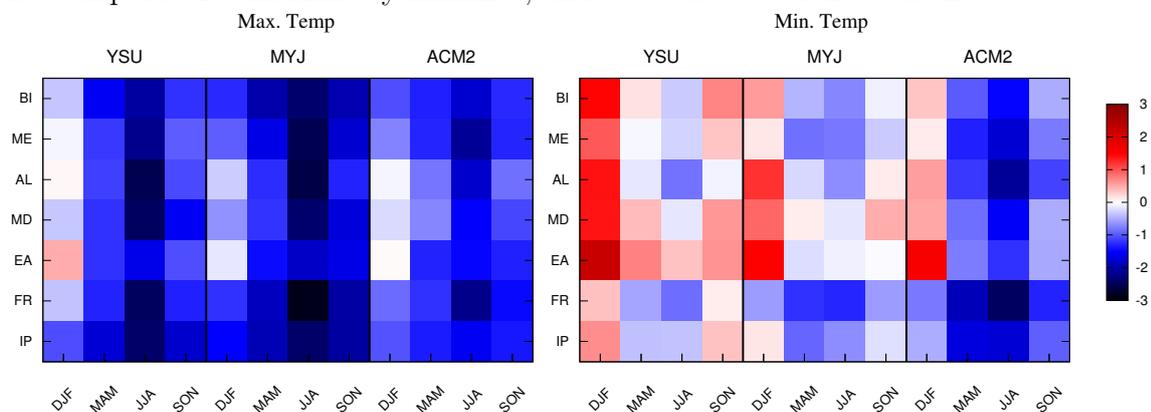
Ciclo anual

En la figura 4.3 se muestra el sesgo respecto a E-OBS de las 3 configuraciones de PBL, para las temperaturas máximas y mínimas. Puede verse como existen diferencias importantes dependiendo de la región, variable, y estación del año. A partir de ahora las configuraciones se denominarán por las siglas de las parametrizaciones: YSU, MYJ y ACM2.

Las mínimas invernales (figura 4.3, primera columna) son demasiado altas en la mayor parte del dominio, especialmente en la mitad oriental. También se observan en su sesgo patrones relacionados con la orografía. En una comparación visual con la densidad de estaciones de E-OBS (figura 3.1) puede verse que, en las zonas llanas con densidad alta (ME, BI o FR), el sesgo tiende a ser pequeño. Sin embargo, en las zonas de escasa densidad de estaciones u orografía complicada (Alpes, Turquía) aparecen sesgos importantes. En las temperaturas máximas no se dan este tipo de patrones. Por tanto, pueden estar relacionados con la elevada variabilidad espacial de las temperaturas mínimas, que provocaría que la interpolación usada en E-OBS no sea representativa en las zonas complejas. También son llamativos los resultados en el norte de África, que pueden atribuirse a la mala calidad de E-OBS en esa zona (ver sección 3.2.1).

Durante el verano, las temperaturas máximas del modelo tienden a ser demasiado frías en prácticamente todo el territorio, (figura 4.3, columnas tercera y cuarta). El sesgo alcanza los 3°C en zonas con buena cobertura de estaciones como Alemania.

Figura 4.4: Media espacial sobre las regiones de PRUDENCE del sesgo de WRF para las temperaturas máximas y mínimas, en las cuatro estaciones del año.



Este problema se extiende también a la primavera y el otoño, que no se muestran, y aparece para los 3 esquemas de PBL utilizados. El ACM2 resulta ser ligeramente más cálido que los otros 2. En general, la sensibilidad del modelo a la PBL es menor que el error sistemático.

El promedio espacial del sesgo se ha dibujado para cada región y estación del año (Figura 4.4). Se observa como el error medio del modelo varía a lo largo del año, pudiendo hablarse de un ciclo anual de sesgo. Las temperaturas máximas son demasiado frías en casi todos los casos, mientras que las mínimas se comportan de forma más variable. De estas últimas, lo más destacable es el sesgo cálido que aparece en invierno, especialmente para YSU. Este sesgo alcanza $0.5\text{-}2^{\circ}\text{C}$ en zonas con una buena cobertura de estaciones (BI y ME) para YSU, mientras que ACM2 y MYJ no se alejan tanto de E-OBS ($< 0.5^{\circ}\text{C}$). En las mínimas veraniegas predomina el sesgo frío, excepto en EA para YSU y MYJ, donde el sesgo es pequeño con zonas demasiado cálidas. El ACM2 es el esquema que produce las mínimas veraniegas más bajas, con un sesgo frío general que alcanza los -2.5°C . Los sesgos de las estaciones de transición (MAM y SON), quedan generalmente a medio camino entre los de DJF y JJA.

En cuanto al comportamiento general de cada parametrización: El ACM2 es el esquema que menos sesgo presenta para las temperaturas máximas, aunque esto no compensa el sesgo frío. Para las mínimas, ACM2 y MYJ muestran menos error en invierno que YSU, pero el esquema de cierre no-local los supera tanto en verano como en otras estaciones.

La evaluación de la temperatura media clásica, es decir, calculada como $0,5 * (T_{max} + T_{min})$, resulta en una combinación de los resultados ya comentados. Ocurre que el sesgo prevalece sobre la sensibilidad a la PBL, y tiende a ser cálido en invierno y frío el resto del año. De esta forma, el esquema que minimiza el error es el más frío en invierno y el más cálido en verano (el YSU). Para poder evaluar de forma completa una parametrización es necesario utilizar más variables. Sin embargo, este

resultado nos indica que los resultados obtenidos durante la estación cálida no son aplicables al invierno. Comprobar esto era uno de los objetivos.

La dependencia estacional del sesgo sugiere que existe una relación entre la temperatura absoluta y el error del modelo. Los fenómenos físicos que predominan en la PBL son diferentes dependiendo del rango de temperatura. Así, para las temperaturas más bajas, predominarán las situaciones estables, se formarán fuertes inversiones térmicas, y la turbulencia será esporádica, forzada por el viento y la cizalladura. Las temperaturas más altas se dan en días con un fuerte calentamiento superficial, y capas límites convectivas de gran grosor y fuerte turbulencia, forzada por las térmicas y circulaciones locales. Por todo esto, es de esperar que los errores del modelo, y el comportamiento de las parametrizaciones de la PBL, dependan del rango de temperaturas absolutas en el que nos encontremos. Nótese que se está hablando de temperatura absoluta en contraposición con anomalías respecto a una media.

Para tratar de ver esto, se han utilizado diagramas cuantil-cuantil. Mediante estos, en la figura 4.5 se ha comparado la distribución de las temperaturas simuladas (eje de ordenadas), contra las observaciones (eje de abcisas), utilizando 40 cuantiles (uno cada 2.5 % de la muestra).

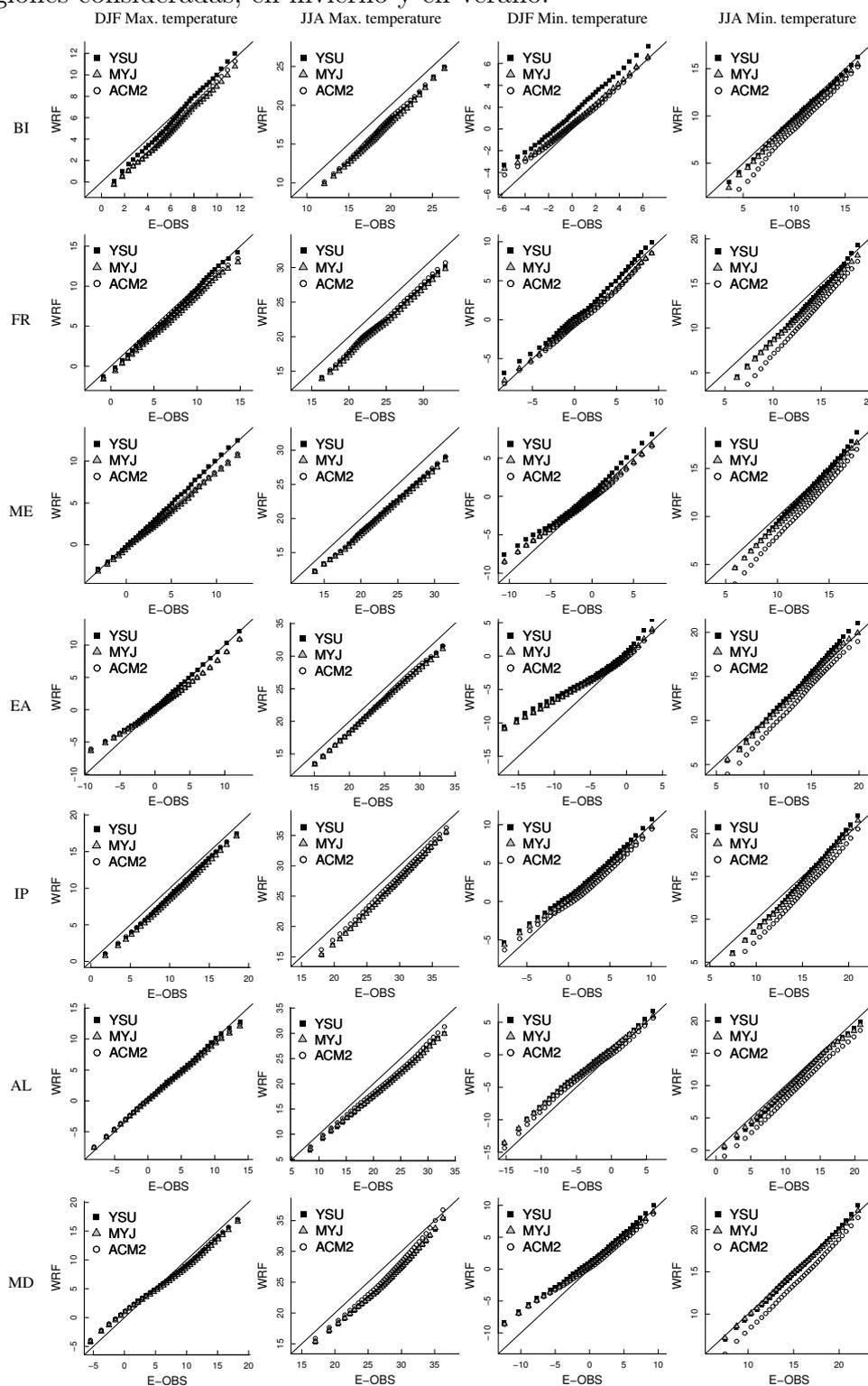
Las distribuciones de las temperaturas mínimas invernales difieren solo en los cuantiles más bajos, especialmente por debajo de -5°C . El ejemplo más claro de este comportamiento es la región de Europa del Este (EA). Nótese que las gráficas del panel no comparten los ejes, debido a las grandes diferencias entre los rangos de variación de la temperatura en cada región. En EA el percentil 2.5 % de WRF es $\simeq 7^{\circ}\text{C}$ más alto que el de E-OBS. Este comportamiento ha sido encontrado en otros estudios (Güttler, 2011; Mölders y Kramm, 2010) que lo relacionaron con fuertes inversiones de temperatura. Mölders y Kramm (2010) lo atribuyeron a la falta de validez de los perfiles de similaridad asumidos por la parametrización de capa superficial. Estos perfiles estarían imponiendo un límite inferior a la estabilidad que no sería realista.

El comportamiento de las temperaturas máximas invernales respecto a E-OBS varía de forma notable con la región, relacionándose de nuevo con el rango de temperatura. Mientras que, en las regiones más cálidas (e.g. IP), los diagramas cuantil-cuantil son similares a los de las máximas veraniegas, en las más frías (e.g. EA) se parecen a los de las mínimas, sobrestimando las temperaturas más bajas (aproximadamente cuando estas bajan de los -5°C).

En cuanto a las temperaturas máximas veraniegas, el sesgo frío se comporta de forma muy diferente al sesgo cálido invernal. En verano los diagramas son diagonales, lo que significa que las distribuciones son idénticas, pero desplazadas. Esto es, WRF produce unas máximas veraniegas sistemáticamente más frías para todo su rango de variación, con una diferencia de $1\text{-}2^{\circ}\text{C}$.

Por último, las temperaturas mínimas en verano también se comportan de forma diferente a las invernales. Los cuantiles más bajos tienden a ser demasiado fríos en el modelo, especialmente para el ACM2, y con la excepción de YSU y MYJ en MD. Este sesgo desaparece en los cuantiles más altos en algunas regiones, para las

Figura 4.5: Diagramas cuantil-cuantil de las temperaturas máxima y mínima para las regiones consideradas, en invierno y en verano.



mínimas de 20°C o superiores, e incluso YSU llega a sobrestimar las mínimas altas en 5 de las 7 regiones.

Los resultados muestran como, en ocasiones, las medias son insuficientes para caracterizar los sesgos del modelo, y es necesario comparar toda la distribución. Es el caso de las temperaturas invernales. El comportamiento diferente entre verano e invierno era de esperar, teniendo en cuenta las diferencias mencionadas entre la PBL estable e inestable. Esto significa que estudios como [Hu et al. \(2010\)](#), que solo se refieren a periodos comprendidos en los meses de verano, no pueden generalizarse a todo el ciclo anual en latitudes medias.

Ciclo diario

Como se ha visto en la sección anterior, el sesgo total de la temperatura, tal y como se suele definir, es el resultado de la superposición de diferentes sesgos que dependen de la fase de los ciclos anual y diario en la que nos encontremos. Recordemos que el objetivo de este estudio es comprobar si es posible conectar los resultados de estudios “climáticos” con las campañas de medición. Para esto, se han comparado los ciclos diarios medios simulados por WRF con los datos SYNOP, descritos la sección 3.2.3. La comparación se ha llevado a cabo buscando el punto más cercano de la rejilla de WRF a la observación. Debido a la extensión del dominio, se han sincronizado los datos añadiendo o restando 1 hora por cada 15° de desplazamiento respecto al meridiano 0. De esta forma todos los datos se alinean con la misma hora solar local (Los informes SYNOP utilizan hora UTC). La diferencia alcanza las 2 horas entre Irlanda y Polonia.

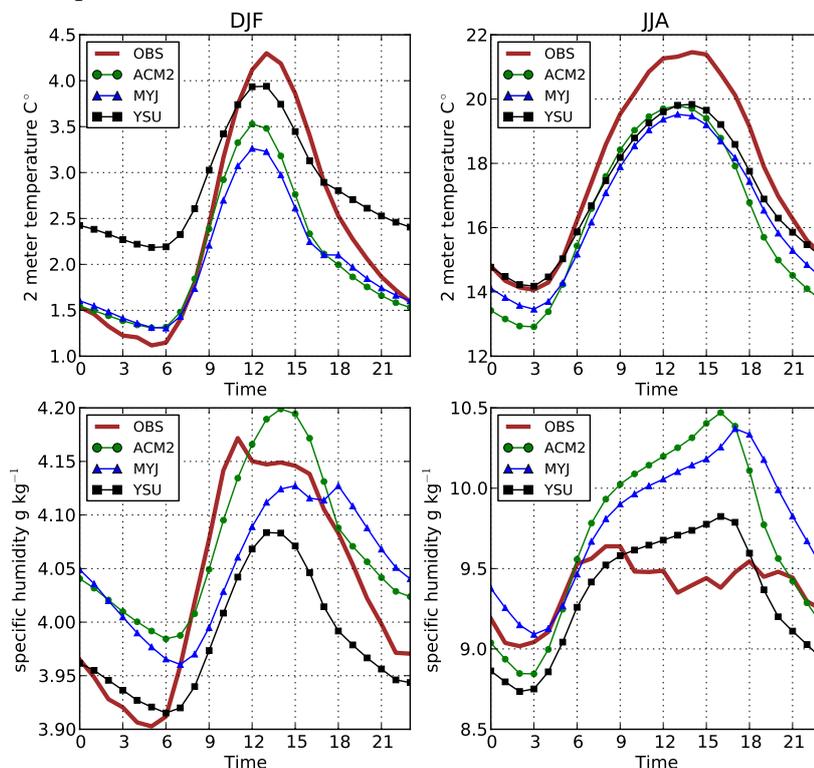
En la figura 4.6 se han dibujado los ciclos diarios promedio para la temperatura y la humedad específica a 2 metros, para verano e invierno. Como se ha visto con E-OBS, el modelo infraestima las temperaturas máximas en JJA en aproximadamente 1.8 °C, ligeramente más para MYJ. Sin embargo, las mínimas veraniegas son bien reproducidas por YSU, mientras que MYJ las infraestima cerca de 0.5°C y ACM2 por casi 1°C.

Como era esperado, los resultados para el invierno son diferentes. El YSU es el esquema que mejor reproduce las máximas invernales, seguido a cierta distancia por ACM2 y MYJ. Hasta este punto, el esquema de cierre no local es el que mejor comportamiento muestra. Sin embargo, YSU sobrestima las temperaturas nocturnas invernales por aproximadamente 1°C, mientras que MYJ y ACM2 se acercan mucho a la observación.

Estos resultados son consistentes con los obtenidos al comparar con E-OBS, lo que era de esperar teniendo en cuenta que no son bases de datos independientes, ya que E-OBS está elaborada a partir de los mismos datos brutos. Las diferencias entre los resultados son achacables a la diferente zona geográfica validada, ya que el promedio de las estaciones no está pesado por área, y E-OBS ocupa una zona más extensa que la cubierta por los SYNOP horarios (ver figuras 3.1 y 4.2).

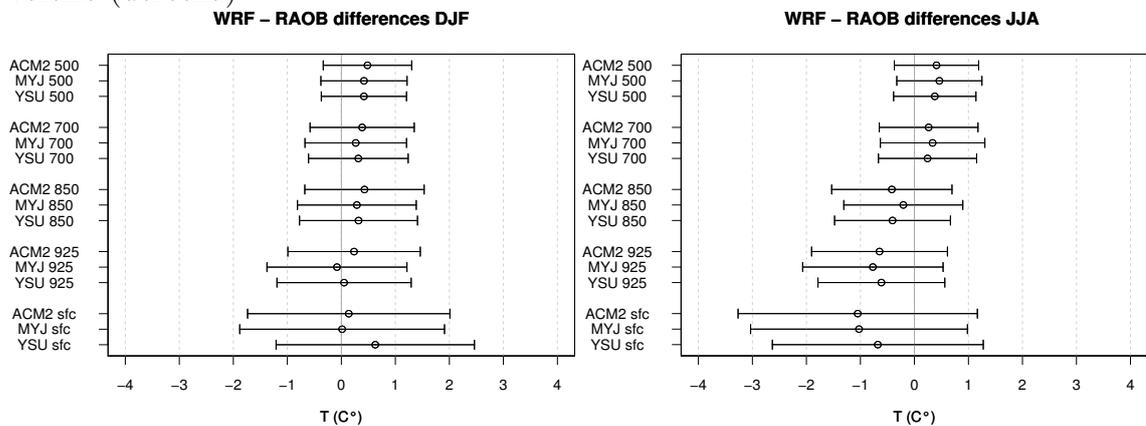
En la figura 4.6 d) se muestran los ciclos diarios de humedad específica. WRF

Figura 4.6: Ciclos medios diarios de las estaciones SYNOP comparadas con WRF para a) temperatura en JJA, b) temperatura en DJF, c) humedad específica en JJA, y d) humedad específica en JJA



sobrestima la humedad específica durante el día en verano. El balance de humedad en la PBL está compuesto de 2 elementos predominantes, la evapotranspiración, que es una fuente, y el *entrainment*, que es un sumidero. En zonas húmedas de latitudes medias, ambas contribuciones tienden a cancelarse, de forma que la amplitud del ciclo diario de humedad específica termina siendo pequeña (Betts, 1994). Esto es consistente con las amplitudes de los SYNOP, de aproximadamente 0.6 g kg^{-1} (JJA) y 0.27 g kg^{-1} (DJF). Esta es una visión simplificada de un proceso más complejo, sin embargo, podemos asumir que la humedad específica diurna es un buen indicador del *entrainment* en la zona de estudio (van Heerwaarden et al., 2010). Durante las horas diurnas de verano, WRF tiende a sobrestimar la humedad en superficie, especialmente ACM2 y MYJ. Tanto una excesiva evaporación como un déficit de flujo de *entrainment* pueden explicar este hecho. Como se verá después al analizar los datos de la torre de Cabauw, una evaporación excesiva parece poco probable, dado que WRF está simulando correctamente la partición del calor en latente y sensible. Además de la diferencia de amplitud, el ciclo de humedad observado no muestra el pico que dibuja el modelo a la tarde, al contrario, el ciclo observado tiene su máximo a la mañana. En cuanto al invierno, las diferencias entre el modelo y la observación son pequeñas ($\approx 0.05 \text{ g kg}^{-1}$).

Figura 4.7: Diferencia media entre la temperatura observada y simulada, junto con su desviación estándar, utilizando sondeos atmosféricos. Para invierno (izquierda) y verano (derecha)

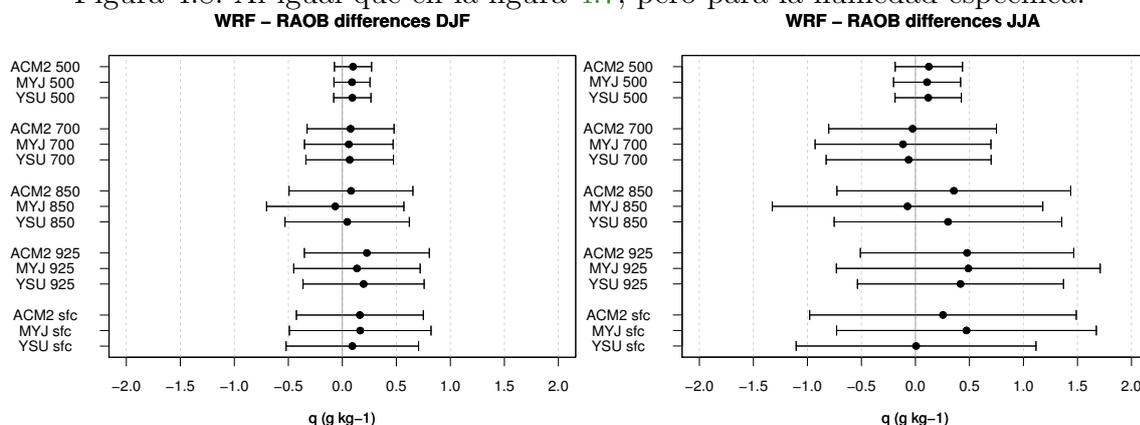


Comparación con sondeos atmosféricos

Con el fin de ganar perspectiva más allá de la superficie, también se ha comparado el modelo con sondeos atmosféricos del ESRL (descritos en la sección 3.2.2). Los datos disponibles en el ESRL no han pasado un control de calidad, y es necesario filtrar los datos incorrectos. Para el presente análisis, solamente se han utilizado las estaciones con el 90 % o más de datos disponibles, tras haber eliminado puntos atípicos. Estos últimos se han detectado de acuerdo con el siguiente criterio: Para cada estación, se ha calculado la serie de diferencias entre los datos observados y los del modelo, tras lo cual se han eliminado los datos desviados más de 2.5 veces de la media de esta serie. Este método podría verse como favorable hacia el modelo. La alternativa habría sido utilizar exclusivamente las series observadas para el filtrado, sin embargo, se encontró que algunos valores claramente problemáticos solamente podían detectarse por su fuerte desviación respecto al modelo, debido a que afectaban solamente a una fracción del ciclo anual. Tras este proceso fueron seleccionadas un total de 51 estaciones (ver figura 4.2).

En la figura 4.7 se han representado las diferencias entre el modelo y la observación junto con su desviación estándar. Los niveles representados son los estándar, que todos los sondeos tienen en común. Estos son: 925, 850, 700 y 500 hPa, junto con el dato de superficie. Tanto en verano como en invierno, existe un pequeño sesgo cálido a 500 y 700 hPa, niveles que suelen situarse en la atmósfera libre. A 925 hPa, nivel que puede considerarse representativo de la capa de mezcla, no existe apenas sesgo en invierno, mientras que en verano aparece de nuevo el sesgo frío observado en superficie, de unos 0.7°C aproximadamente. Esto indica que en verano la capa de mezcla es demasiado fría en su conjunto, lo que es consistente con los resultados previos respecto a E-OBS y los SYNOP, y la hipótesis de que existe un déficit de *entrainment*. En invierno y en superficie, lo más reseñable es el sesgo cálido de YSU, de unos 0.8°C. Vemos que este sesgo está confinado a la superficie, ya que no aparece

Figura 4.8: Al igual que en la figura 4.7, pero para la humedad específica.



a 925 hPa.

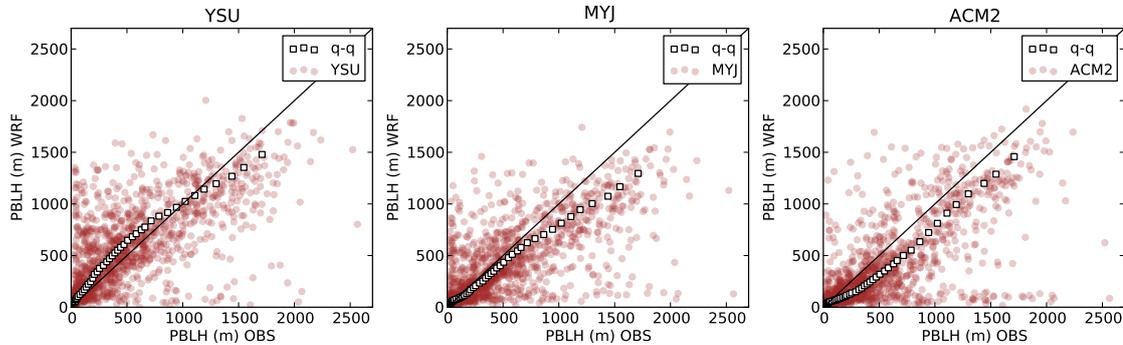
También se ha representado la humedad específica (figura 4.8). Como era de esperar, el modelo sobrestima la humedad específica en el nivel de 925 hPa en verano, unos 0.5 g kg^{-1} en promedio. Como se ha explicado en la sección 2.2.1, las capas mezcladas demasiado frías y delgadas suelen ser también demasiado húmedas, lo que se relaciona con un déficit de mezcla vertical y *entrainment*. En la próxima sección se verá como este es probablemente el caso, dado que WRF también tiende a infraestimar la altura del tope de la PBL.

Debe advertirse que el presente análisis de datos de radiosondeos está afectado por inhomogeneidades. Especialmente la diferente altura sobre el nivel del mar de las estaciones. Para comprobar que esto no está afectando a los resultados, se han reproducido las mismas gráficas utilizando solamente estaciones en la región ME localizadas por debajo de los 200 metros sobre el nivel del mar. En estas nuevas gráficas no se observan diferencias significativas con respecto a las mostradas aquí.

Altura del tope de la PBL

La altura del tope de la PBL es un buen indicador de la fuerza de la mezcla turbulenta y del *entrainment* (Stull, 1988). Es posible obtener esta variable como salida directa de WRF. Sin embargo, no es útil, debido a que cada esquema calcula internamente la altura de la PBL siguiendo un método diferente, lo que hace que no sean comparables. En realidad, no existe una forma unívoca de definir de esta variable. Por lo tanto, se ha diagnosticado la altura del tope de la PBL siguiendo un método sencillo tanto para WRF como para los sondeos de De Bilt (Países Bajos). Esta localización se ha escogido debido a que ofrece 4 sondeos diarios. El método consiste en buscar el primer nivel en el que la temperatura potencial es mayor que la temperatura potencial mínima de la capa mezclada más 1.5K. Nielsen-Gammon et al. (2008) compararon este algoritmo con otros, con buenos resultados. Al margen del debate sobre cómo definir el tope de la PBL, este método nos provee de una forma

Figura 4.9: Altura del tope de la PBL para los 3 esquemas comparada con la diagnosticada a partir de los sondeos de De Bilt. Los cuadrados blancos representan el diagrama cuantil-cuantil.



sencilla y objetiva de comparar las 3 parametrizaciones entre sí y con las observaciones.

En la figura 4.9 se muestran diagramas de dispersión del tope de la PBL de WRF y de los sondeos de Die Bilt. Sobre ellos se ha dibujado además el diagrama cuantil-cuantil (cuadrados blancos). Los diagramas son ruidosos, lo que era de esperar en una observación de este tipo. Los sondeos son frecuentemente poco representativos de los valores medios de la columna de aire, al ser medidas instantáneas de valores fluctuantes (Stull, 1984). Por lo tanto, los diagramas cuantil-cuantil nos son útiles para buscar diferencias sistemáticas en las distribuciones. Estos diagramas nos muestran como MYJ y ACM2 tienden a generar capas límites demasiado delgadas. En contraste, el esquema no local, YSU, tiende a generar topos de la PBL ligeramente más altos que los observados para topos por debajo de 1000m, mientras que por encima también comienza a infraestimarlos, aunque en menor medida que MYJ y ACM2. Este resultado confirma la hipótesis de que ACM2 y MYJ infraestiman el *entrainment* de forma sistemática, mientras que YSU solamente sufriría de este problema para las PBLs más desarrolladas. Sin embargo, esto no significa que el déficit de *entrainment* sea la causa del sesgo frío. Es posible que sea a la inversa, o que exista una causa común a ambos errores. Veremos que esto último es lo más probable.

De nuevo, ha de tenerse en cuenta que existen inhomogeneidades que afectan al resultado. Por ejemplo, los resultados podrían ser diferentes en las PBLs dominadas por fuertes vientos a las dominadas por un fuerte calentamiento diabático.

Caso de estudio con los datos de Cabauw

Por último, se ha escogido un conjunto de días de tiempo soleado y estable para comparar WRF con los datos del observatorio de Cabauw, descritos en la sección 3.2.7. El objetivo aquí es comprobar si los sesgos que se han encontrado hasta ahora se reproducen en esta estación, y analizar variables que normalmente no se encuentran disponibles, como los flujos turbulentos. Debido a limitaciones en las variables de

salida disponibles y su resolución, no ha sido posible un análisis en profundidad como sería deseable. Campos como el flujo de *entrainment*, perfiles de los coeficientes de difusividad, no se encuentran disponibles. Sin embargo, esta sección ayuda a entender mejor los sesgos que se han observado.

En el panel superior de la figura 4.10 pueden verse las temperaturas observadas y simuladas para los días 3-7 de Julio de 2001. Se ha escogido este periodo porque coincide con tiempo despejado, estable y seco, dominado por la presencia de un sistema de altas presiones. Estos días constituyen un buen ejemplo del sesgo frío que queremos analizar. Durante la noche, las temperaturas simuladas por YSU son muy cercanas a las reales, mientras que ACM2 y MYJ son demasiado fríos. Durante el día los tres esquemas son demasiado fríos, siendo YSU ligeramente más cálido que los otros dos. Los resultados coinciden con los encontrados con los SYNOP, a pesar de que se promedió un conjunto inhomogéneo de estaciones. También son similares a los hallados por Hu et al. (2010). Es conocido que el esquema de suelo utilizado, el Noah LSM, es el causante de cierto sesgo frío en WRFv3.1.1 (Manning et al., 2010). De acuerdo con estos autores, este sesgo está causado por problemas en la variación estacional de parámetros como el albedo. Sin embargo, por su magnitud, no es probable que este problema sea el causante de la totalidad el sesgo observado.

En el panel central de la figura 4.10 se muestran los flujos turbulentos simulados y observados en Cabauw para los citados días de Julio. Puede verse como, durante el día, los flujos simulados por WRF se encuentran 50-100 W m^{-2} por encima de los observados. Esto puede explicarse en parte porque los flujos observados están infraestimados (Braam, 2008). En cuanto a la partición de los flujos o razón de Bowen (ver la sección 2.2.3), el modelo la reproduce razonablemente (no se muestra). Esto permite descartar que la presencia de una evaporación excesiva, al menos durante este periodo. De ser correcta la observación, el modelo si estaría evaporando demasiado (ya que se sobrestima el calor latente), pero esto sería debido a que la superficie estaría recibiendo demasiada energía, y no a una evaporación excesiva *per se*. Sin embargo, de acuerdo con las observaciones de los radiómetros (figura 4.11), la superficie recibe menos energía que la observada, por lo tanto las observaciones de flujos de calor sensible y latente no son consistentes con el resto de observaciones utilizadas.

Otros candidatos para explicar el sesgo frío son el balance radiativo y en *entrainment*. En los apartados anteriores, se han visto varios resultados apuntando a que el modelo no genera suficiente *entrainment*. En el panel más bajo de la figura 4.10 se han dibujado las series de altura de la PBL calculada con el algoritmo antes explicado. Puede verse como WRF efectivamente infraestima la altura de la PBL al mediodía. Sin embargo, YSU produce PBLs significativamente más altas que MYJ y ACM2, a la vez que temperaturas muy similares. Por lo tanto, la relación entre la altura de la PBL, *entrainment* y la temperatura no es lo suficientemente fuerte como para explicar el sesgo frío.

El elemento restante es el balance radiativo. El carácter fuertemente sistemático del sesgo frío, evidenciado en la figura 4.5, y el escaso error en la razón de Bowen

Figura 4.10: Series temporales con frecuencia horaria de temperatura a 2 metros, flujos e calor latente y sensible y altura del tope de la PBL de WRF y de las observaciones de Cabauw, para los días 3-7 de Julio de 2001. La altura de la PBL está calculada con los sondeos de Cabauw.

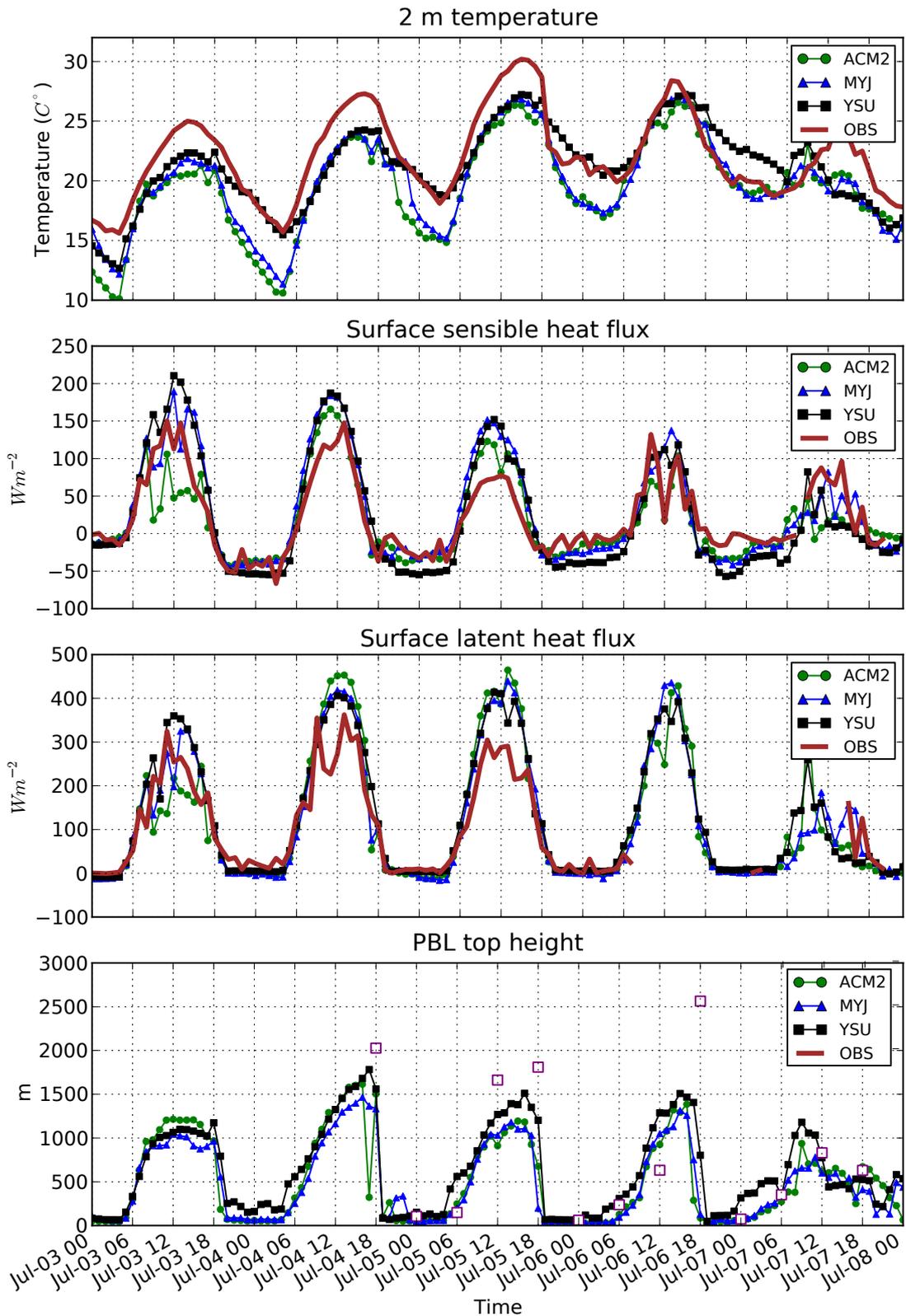
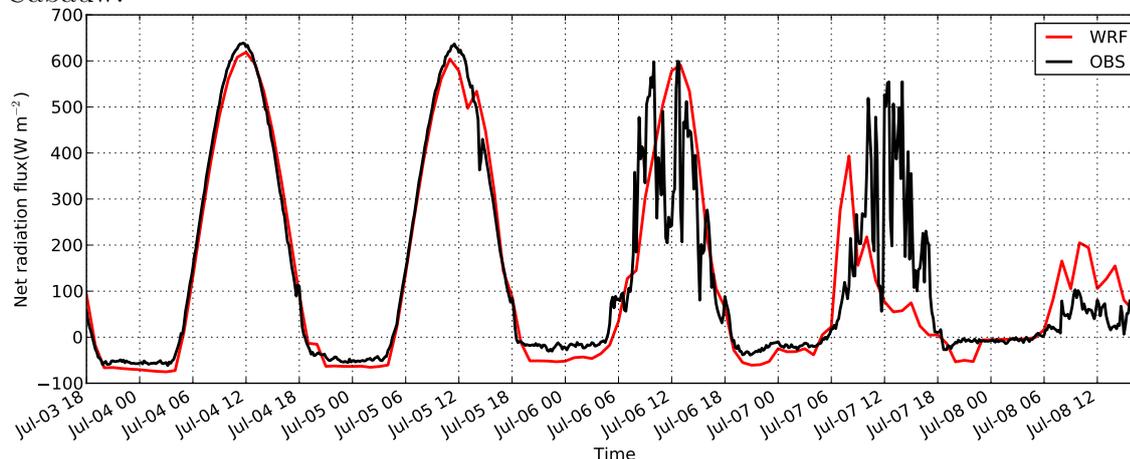


Figura 4.11: Flujo neto de radiación en superficie (onda larga más onda corta) simulado y observado para los días 3-7 de Julio de 2001 en el observatorio de Cabauw.



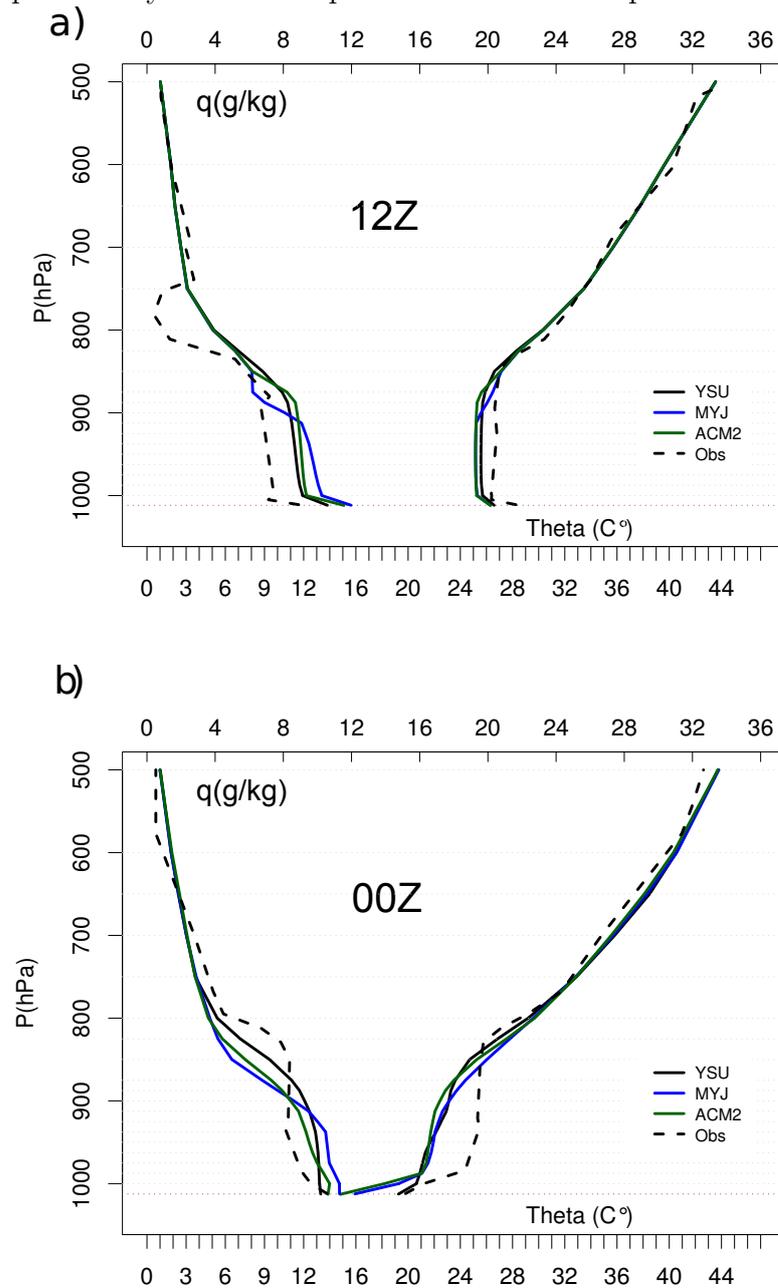
sugiere que el suelo puede no estar recibiendo suficiente energía. Actualizaciones posteriores de WRF confirman que existía un problema en este sentido¹. Sin embargo, de ser así, los flujos de calor sensible y latente deberían ser inferiores a los observados y no superiores. En este sentido, la figura 4.10 puede parecer inconsistente. Los datos apuntan a que se ha infravalorado la complejidad del análisis. El balance de energía completo del que resulta la temperatura incluye la advección, retroalimentaciones de escala diaria (ver [van Meijgaard et al. \(2012\)](#)), y los posibles errores en el modelo a la hora de representar la circulación local. [Steenefeld et al. \(2010\)](#); [Lemone et al. \(2002\)](#) señalan que el impacto en la temperatura de la radiación disipada en capa mezclada (y que no llega al suelo) es relevante. Debido a todo esto, no ha resultado posible encontrar una relación causal clara tras el sesgo frío. A pesar de ello, los resultados apuntan claramente a un problema en el balance radiativo del modelo.

Por desgracia, las variables de radiación no se guardaron en RF2001. Para evaluar el balance radiativo hubo que simular de nuevo el periodo de estudio (los días 3-7 de Julio de 2001). El flujo neto de radiación en superficie (onda larga más onda corta) producido por WRF es inferior al observado en unos $20\text{-}30\text{ Wm}^{-2}$ en los dos primeros días (figura 4.11), mientras que las diferencias son ruidosas en el resto. Esta diferencia en los flujos de radiación puede justificar la diferencia de temperatura. Más adelante (capítulo 7) se verá como en la versión 3.3.1 de WRF no existe apenas sesgo frío al simular en modo re-predicción. Por lo tanto este problema puede darse por solucionado.

Por último, se han dibujado cortes verticales de temperatura potencial y humedad específica para 2 instantes comprendidos en este periodo de Julio (figura 4.12). Los perfiles de las 12 UTC del 5 de Julio (figura 4.12a), muestran que la capa límite

¹Ver los apartados *WRF updates* de las versiones 3.2, 3.2.1, 3.3 y 3.3.1 en el menú *model system* de <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users>

Figura 4.12: Perfiles verticales observados y simulados en De Bilt (Países Bajos) el 7-5-2001 a las a) 12 y a las b) 00 UTC. Las líneas de la derecha representan la temperatura potencial y las de la izquierda la humedad específica.



observada es más cálida y seca que la simulada. Lo mismo ocurre con el sondeo de ese mismo día a las 00 UTC (figura 4.12b), incluido YSU, que reproduce bien la temperatura en superficie. También es un ejemplo de como un modelo puede reproducir con precisión la temperatura en superficie, pero aun así reproducir el perfil vertical de forma incorrecta. Esto conecta con el problema de la compensación de errores, que se tratará también en el capítulo 7.

4.4. Conclusiones

En este capítulo se han estudiado tres conjuntos de re-predicciones (RF2001) con tres parametrizaciones de PBL diferentes. El periodo de estudio comprende un año, y se ha cubierto reiniciando el modelo cada día para mantener el modelo cerca del reanálisis (ERA-Interim). Los resultados indican que las diferencias relativas entre las tres configuraciones que se han probado se mantienen similares a lo largo del año y en la mayor parte del dominio. Por el contrario, el error del modelo depende de la región y estación del año. En verano el modelo tiende sistemáticamente a ser demasiado frío con las tres parametrizaciones, mientras que en invierno existe un sesgo cálido que afecta solamente a las temperaturas absolutas más frías. Esto causa que, desde el punto de vista de la temperatura, el esquema que mejor se comporta en verano (YSU) es el que peor lo hace en invierno (en muchas zonas). Las diferencias entre las tres configuraciones están relacionadas fundamentalmente con la diferente intensidad de la mezcla vertical y del *entrainment*.

La dependencia encontrada entre el sesgo, la temperatura absoluta, y el ciclo anual no es una característica particular de WRF, y se han reportado comportamientos análogos en otros RCM (Christensen et al., 2008; Plavcová y Kyselý, 2011). Este tipo de deficiencias comunes a varios modelos no son sorprendentes, ya que muchos comparten bloques comunes, especialmente en lo referido a las parametrizaciones (Fernández et al., 2009; Knutti, 2010).

Por último, el caso de estudio realizado con los datos de Cabauw muestra que WRF sobrestima los flujos de calor turbulentos, aunque esto no es fácil de interpretar, ya que lo mismo ocurre con los flujos observados (Braam, 2008). Steeneveld et al. (2011) dieron con resultados similares para un caso de estudio de tan solo un día. Los resultados apuntan a que los errores provienen del balance radiativo, en la línea de lo propuesto por Manning et al. (2010).

La conclusión principal del capítulo es que los errores sistemáticos del modelo son muy dependientes de los ciclos anual y diario y, por tanto, dependen de las diferentes condiciones atmosféricas que prevalecen en las diferentes fases de estos ciclos. Además, es muy probable que sean el resultado de varios defectos que, en ocasiones, pueden compensarse para dar un sesgo pequeño en una variable concreta. Por lo tanto, es fundamental evaluar tantas variables como sea posible, tantos estadísticos como sea posible y comprobar tanto el comportamiento en superficie como en altura. Esto debe considerarse cuando se selecciona la configuración del modelo, cuando se introducen

mejoras en las parametrizaciones y al llevar a cabo correcciones estadísticas del sesgo para estudios de impactos. Esta último es una de las principales conclusiones de la tesis, y se abundará en ella en el capítulo 7.

CAPÍTULO 5

Regionalización de viento: Valor añadido y sensibilidad a las condiciones de contorno

5.1. Introducción a la regionalización de viento

Debido a la fuerte expansión de la energía eólica, durante los últimos años el interés sobre los datos de viento se ha incrementado en todo el mundo. Como es conocido, la variable viento tiene una variabilidad espacial muy elevada, esto es, depende fuertemente de obstáculos locales o muy locales en el entorno del lugar de interés. Esto complica la evaluación de esta variable en los modelos y, de hecho, existe relativamente poca literatura tratando este problema. Así mismo, esta característica hace que exista un interés notable en obtener bases de datos de vientos de alta resolución, que pueden elaborarse utilizando tanto regionalización dinámica como estadística. Este interés tiene dos vertientes, la climatológica y la meteorológica. Las climatologías de vientos son de gran utilidad para identificar las zonas más favorables para la situación de parques de energía eólica. La caracterización de la distribución que sigue la velocidad del viento es necesaria para estimar el potencial de una región, y los esfuerzos que deben soportar las estructuras. La vertiente meteorológica se centra en predecir a corto plazo la producción de energía eólica en una región de la forma más precisa posible. Las características de la red eléctrica la hacen dependiente de la estabilidad del suministro, por lo que los fallos en la predicción de la producción eólica causan grandes pérdidas (DeCesaro et al., 2009). En ambos casos, climatológico y meteorológico, la resolución, tanto espacial como temporal, es de gran importancia, mientras que en el segundo también lo es la correlación temporal. Otra aplicación de la regionalización de viento es su utilización como entrada para modelos de oleaje y de corrientes marinas, que también requieren datos de alta resolución (Sanchez-Vidal et al., 2012; Weisse et al., 2012). En este capítulo

se muestran resultados de regionalizaciones del viento de bases de datos globales de uso extendido (NCEP, ERA-Interim, ERA-40 y GFS). El capítulo está dividido en dos partes: La primera trata sobre dos reanálisis regionales de alta resolución que cubren el mar Mediterráneo, junto con un experimento de sensibilidad. Esta parte se centra en la evaluación del viento sobre el mar, cuyas principales aplicaciones son la energía eólica marina y los modelos de oleaje. En la segunda parte se estudia el valor añadido en un conjunto de simulaciones de un ciclo anual sobre España, comparándolas con una gran base de datos de estaciones terrestres y boyas marinas.

5.2. *Definición de valor añadido y estado del arte*

El valor añadido se define como una mejora objetiva de los resultados de un modelo respecto a los de un modelo de referencia. En el caso de los modelos regionales, se espera que su mayor resolución redunde en unos campos de salida más cercanos a la realidad que los de los modelos de menor resolución, ya que son capaces de representar mejor la orografía, la línea de la costa, los tipos y usos de suelo, y los fenómenos dentro de la mesoescala (Pielke, 2002). Cuando se trata de diferencias muy grandes de resolución, el valor añadido suele darse por descontado. Sin embargo, a medida que aumenta la potencia computacional, y la resolución en general de los modelos, la complejidad de los fenómenos resueltos aumenta, y cabe esperar que el valor añadido sea más complicado de obtener.

En la literatura sobre modelización regional existen relativamente pocos estudios que traten el valor añadido de forma sistemática. En el caso del viento sobre el mar, se ha mostrado cómo los modelos regionales pueden aportar valor añadido en las áreas cercanas a la costa (Feser et al., 2011; Winterfeldt et al., 2011). Sotillo et al. (2005) utilizaron el modelo REMO (Jacob et al., 2012) para producir una simulación de 44 años a 50 km de resolución, sobre el Mediterráneo. Encontraron que el modelo regional reproducía mejor los umbrales de extremos de viento que los reanálisis utilizados como condiciones de contorno (NCEP). En la sección 5.3 del presente capítulo se exponen resultados de dos regionalizaciones de viento marino a 30 y a 15 km de resolución horizontal respectivamente.

Los citados autores utilizaron como modelo global los reanálisis de NCEP-NCAR, cuya resolución (1.875°) es baja comparada con los modelos más actuales. En la segunda parte de este capítulo (sección 5.4), se investiga el valor añadido utilizando dos bases de datos modernas con resoluciones sensiblemente más altas. Se trata de los reanálisis ERA-Interim y del modelo de predicción global GFS. La base de datos clásica del NCEP también ha sido utilizada, de forma que los resultados pueden ser interpretados como una inter-comparación del valor añadido por el modelo regional a tres GCMs diferentes, cada uno con una resolución horizontal distinta. Las principales características de estas bases de datos ya han sido descritas en las secciones 3.1.1 y 3.1.2.

La resolución utilizada en WRF en esta segunda parte es de 9 km, lo que nos sitúa en la “zona gris”, aquella en la que el modelo comienza a resolver la convección. En

este rango de resoluciones, aparecen problemas que hacen más complicado discernir el valor añadido. Uno de ellos es la validez de las métricas habituales. Estas métricas, por ejemplo el error cuadrático medio (RMSE), resultan muy sensibles a los errores de fase. Dado que los modelos de alta resolución reproducen cambios más bruscos en los campos, el RMSE y otras métricas pueden decirnos que la resolución está empeorando estos campos en lugar de acercarlos a la observación. Por ejemplo, un error de una hora en la llegada de un frente frío provocará un gran aumento del RMSE en un modelo de alta resolución, que reproduce una llegada brusca del aire frío, más realista. Sin embargo, un modelo de baja resolución, en el que la llegada del frío se encuentra necesariamente suavizada, será mucho menos penalizado por un error de fase de la misma magnitud. [Mass et al. \(2002\)](#) muestran un ejemplo muy claro de este efecto (véase su figura 8). En el caso expuesto, el mayor RMSE nos oculta el hecho de que el modelo de más resolución está reproduciendo los campos de forma más realista. Además, según la teoría, la predictabilidad es inferior cuánto más pequeñas son las escalas del movimiento ([Lorenz, 1969](#)). A conocimiento del autor, no se ha planteado aún una solución genérica para este problema. [Rife y Davis \(2005\)](#) encontraron que era necesario definir una métrica basada en objetos, permisiva con errores de fase, para encontrar valor añadido en una serie de simulaciones a 2.5 km de resolución sobre una región de orografía compleja. Incluso de esta forma, encontraron que el valor añadido quedaba confinado a las estaciones de montaña, siendo muy pequeño para las de valle.

[Horvath et al. \(2012\)](#) evaluaron simulaciones de WRF y MM5 a diferentes resoluciones utilizando análisis espectral y descomponiendo el RMSE. Encontraron que la mayor parte de el RMSE podía atribuirse a los errores de fase, cuyo efecto se incrementaba con la resolución. También encontraron cómo, en términos de varianza, la resolución mejoraba los resultados en las tres bandas que definieron (sinóptica, diurna y sub-diurna). Como en el presente estudio utilizamos datos de reanálisis 6-horarios, no es posible realizar un análisis espectral tan detallado.

5.3. Regionalización de viento marino (*Reanálisis SeaWind*)

Como parte de un proyecto de colaboración (llamado SeaWind) con el Instituto de Hidráulica de Cantabria (IHC), se produjeron varios reanálisis de alta resolución sobre el Mediterráneo. El dominio cubierto es el mismo utilizado en el capítulo anterior (figura 4.2) y la versión de WRF la 3.1.1¹. Al igual que en el capítulo 4, no se han asimilado directamente observaciones, sino que WRF se ha reiniciado diariamente a partir del reanálisis global. Los resultados de este proyecto, orientado a aplicaciones de ingeniería de costas, fueron utilizados también para la investigación científica en el tema que nos ocupa en el presente capítulo. Se exponen a continuación resultados de los 2 reanálisis producidos (llamados SWI y SWN), y del experimento de sensibilidad que les precedió (llamado SWSN). Los resultados más detallados se

¹De hecho, las simulaciones del capítulo 4 tienen su origen en este proyecto

encuentran descritos con más detalle en [Menendez et al. \(2014\)](#).

5.3.1. Experimento de sensibilidad

Como se ha dicho, para las aplicaciones mencionadas son de interés las climatologías de largo plazo pero también es deseable la correlación día a día, ya que permite, por ejemplo, el estudio de los temporales más importantes acaecidos en la zona. Debido a esto último, la metodología aplicada en el capítulo anterior (capítulo 4), esto es, anidar un modelo regional en un reanálisis reiniciándolo diariamente, constituye una buena aproximación, que permite, además, paralelizar la simulación para obtener la base de datos en un tiempo reducido (otro de los requisitos perseguidos en Sea-Wind). Sin embargo, existen otras técnicas para incrementar la correlación del modelo regional con el global, como el *nudging*, ya mencionado en la sección 1.3. Tampoco son evidentes la elección del reanálisis o de la parametrización de PBL. A pesar de ser más antiguos, los reanálisis de NCEP ofrecen un periodo más largo (desde 1947) que los demás. Respecto a las parametrizaciones, aunque no existe una elección óptima para todos los parámetros y estadísticos [Fernández et al. \(2007\)](#); [Jerez et al. \(2013b\)](#), es posible buscarla para la aplicación concreta de regionalizar vientos marítimos. Por tanto, se ha llevado a cabo un experimento de sensibilidad de tres meses en el que se han probado tres reanálisis, cuatro modos de simulación y tres parametrizaciones de capa límite. A partir de los resultados de este experimento, se ha decidido producir 2 regionalizaciones diferentes, una de 60 años con los reanálisis de NCEP (SWN) a 30 km, y otra de 20 años con ERA-Interim (SWI), a 15 km de resolución horizontal. En la presente sección se exponen los resultados del experimento de sensibilidad.

Se han simulado los meses de Octubre, Noviembre y Diciembre del año 2001 con 12 configuraciones diferentes (tabla 5.1). Se ha variado el esquema de PBL (entre YSU, MYJ y ACM2), el reanálisis utilizado (entre NCEP, ERA-40 y ERA-Interim) y el modo de simulación (entre re-predicción, continuo, continuo con *spectral nudging* y continuo con *grid nudging*). De ahora en adelante estas simulaciones se denominarán SWSEN-E1, SWSEN-E2, etc. Sigue una breve explicación de los 4 modos de simulación que se han utilizado.

- Continuo, sin *nudging* (SWSEN-N6): El periodo se cubrió con una única simulación continua. Esta simulación comenzó el 1 de Septiembre de 2001, de forma que se dejó un *spin-up* de un mes.
- Continuo, con *spectral nudging* (SWSEN-N5): Al igual que en SWSEN-N6, pero utilizando *spectral nudging* ([von Storch et al., 2000](#)). El *nudging* se ha aplicado sobre la PBL a las componentes del viento, la temperatura, la humedad específica y el geopotencial. Siguiendo las recomendaciones de la literatura, los números de onda más altos a los que se ha aplicado el *nudging* son 3 para el eje x y 2 para el eje y.
- Continuo con *grid nudging* (SWSEN-N4): Al igual que en SWSEN-N6, pero utilizando *grid nudging*. En el *grid nudging*, los puntos de la malla tridimensional

Tabla 5.1: Tabla resumen de las 12 configuraciones probadas en el experimento SWSSEN

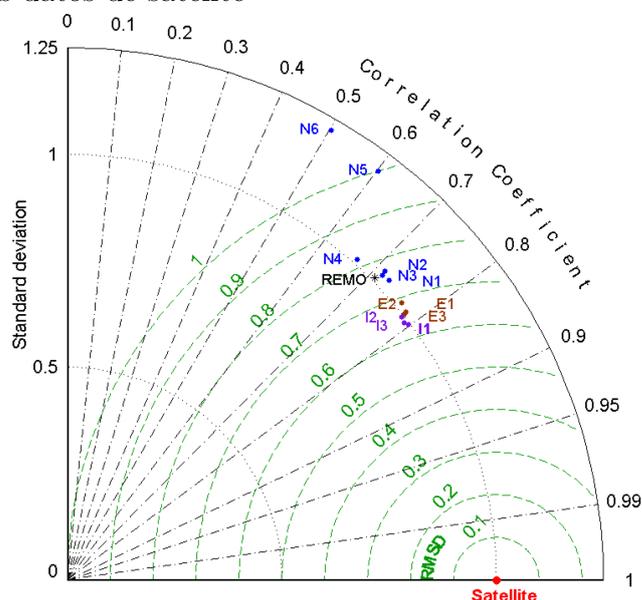
Etiqueta	Modo de sim.	PBL	Reanálisis
SWSSEN-E1	Re-predicción	YSU	ERA-40
SWSSEN-E2	Re-predicción	MYJ	ERA-40
SWSSEN-E3	Re-predicción	ACM2	ERA-40
SWSSEN-I1	Re-predicción	YSU	ERA-Interim
SWSSEN-I2	Re-predicción	MYJ	ERA-Interim
SWSSEN-I3	Re-predicción	ACM2	ERA-Interim
SWSSEN-N1	Re-predicción	YSU	NCEP
SWSSEN-N2	Re-predicción	MYJ	NCEP
SWSSEN-N3	Re-predicción	ACM2	NCEP
SWSSEN-N4	Climático (<i>grid nudging</i>)	YSU	NCEP
SWSSEN-N5	Climático (<i>spectral nudging</i>)	YSU	NCEP
SWSSEN-N6	Climático (<i>no nudging</i>)	YSU	NCEP

del modelo se relajan utilizando “relajación Newtoniana” (Charney et al., 1969) hacia los del modelo global. El proceso es análogo al *spectral nudging* sin filtrar ninguna escala del movimiento. En este caso, se ha aplicado el *grid-nudging* por encima de la PBL al viento zonal, al meridional, a la temperatura y a la humedad específica.

- Re-predicción (el resto de SWSSEN): Este modo es el utilizado para producir las simulaciones etiquetadas como RF2001, y ya ha sido explicado en la sección 4.2.

En la figura 5.1 se muestra la comparación de las 12 simulaciones de SWSSEN con los datos de satélite (descritos en la sección 3.2.6) en un diagrama de Taylor. Nótese que en estos diagramas las dimensiones espacial y temporal se han colapsado en una sola. Puede verse como la simulación N6 es la más alejada de las observaciones. Al no reiniciarse ni atarse al modelo global con *nudging*, era de esperar que mostrase la correlación más baja. Sin embargo, el elevado error de la varianza, sobrestimada en un 25 % tanto para SWSSEN-N6 como para la simulación que usa *spectral nudging*, no era un resultado esperado. Esto puede estar relacionado con el error que sufre el viento en superficie sobre tierra en WRF (ver sección 5.4.2). La velocidad del media del viento y la varianza están relacionadas (a mayor velocidad mayor varianza), como se comprobará más adelante (figura 5.7). La falta de suficiente rozamiento superficial sobre tierra encontrada por Jiménez y Dudhia (2012) (JD2012 de ahora en adelante) podría estar, pues, relacionada con este resultado. Este error podría estar propagándose a algunas zonas sobre el mar con el paso del tiempo de simulación. La simulación que usa *grid nudging*, no muestra este problema, y la varianza de sus

Figura 5.1: Diagrama de Taylor representando la validación de las 12 simulaciones de SWSEN con los datos de satélite



vientos es realista. Además, también mejora la correlación de SWSEN-N5 en más de 0.05. Le siguen las simulaciones que utilizaron los reanálisis de NCEP (SWSEN-N4, SWSEN-N5, y SWSEN-N6), que alcanzan unas correlaciones muy similares entre sí, alrededor de 0.7. El punto etiquetado como REMO se refiere a la base de datos producida por [Sotillo et al. \(2005\)](#), que ya se ha mencionado. El resultado es muy similar al de SWSEN-N1-3, por lo que no parece que la mayor resolución de estas últimas (15 km frente a los 50 km del REMO), esté aportando mucho valor añadido. Esto concuerda con los resultados de la segunda parte del presente capítulo, donde se muestra que añadir valor por debajo de los 50 km se vuelve cada vez más complicado. Por último, las simulaciones anidadas en ERA-40 (SWSEN-E1-3) mejoran significativamente a las de NCEP, y por lo tanto también a la de [Sotillo et al. \(2005\)](#), y las mejores resultan ser las que utilizan ERA-Interim (SWSEN-I1-3). Esto señala la superioridad de ERA-Interim como condiciones de frontera. Sin embargo, la mejora no es muy grande, y la mayor longitud de los periodos disponibles en ERA-40 y NCEP (40 y 60 años respectivamente), hace que resulten también opciones interesantes.

En cuanto a las parametrizaciones, las simulaciones que utilizan el esquema YSU (SWSEN-N1, I1 y E1) alcanzan una correlación un poco más elevada que las demás. A la vista de estos resultados, se ha decidido producir 2 reanálisis: Uno de 60 años a 30 km de resolución, utilizando los datos de NCEP, y otra 20 años y 15 km de resolución utilizando ERA-Interim. El modo de simulación escogido ha sido la re-predicción en ambos casos, y la parametrización de capa límite el *Yonsei University Scheme* (YSU).

5.3.2. *Climatologías y valor añadido*

Como se ha explicado en la sección anterior, se produjeron 2 bases de datos de 20 y 60 años a 15 y 30 km de resolución (SWI y SWN respectivamente). En la figura 5.2 se muestra el viento medio de ERA-Interim (izquierda) y SWI (derecha) para todo el periodo y para las 4 estaciones del año, centrado en el mar Mediterráneo. Aún sin utilizar observaciones, puede verse cómo el patrón espacial de SWI es más realista que el del reanálisis. En SWI se distinguen numerosos detalles que no aparecen en ERA-Interim, como los estrechos de Gibraltar, Bonifacio (entre Cerdeña y Córcega), y Messina (entre Sicilia e Italia). Los vientos Etesios, que se forman asociados a la baja térmica de la Península de Anatolia y se canalizan a través del mar Egéo, aparecen más intensos e interaccionan con la isla de Creta con realismo (ver [Kotroni y Lagouvardos \(2001\)](#)). Otro elemento en el que SWI aporta realismo es en la interacción de los vientos alisios con el Atlas marroquí y las Islas Canarias (esquina suroeste del dominio), especialmente en verano.

En cuanto a SWN (figura 5.3), en su caso el valor añadido sobre el GCM en el que se ha anidado es mucho más evidente. La baja resolución de los reanálisis de NCEP ni siquiera les permite resolver elementos geográficos tan importantes como la “bota” de Italia, los Alpes o los Pirineos. Los campos de SWN son, por lo tanto, mucho más detallados en general. Este análisis cualitativo se ve confirmado al comparar sistemáticamente con los datos de satélite (ver figura 5 de [Menendez et al. \(2014\)](#)). Los datos de SWI y SWN fueron enviados al Instituto de Hidráulica de Cantabria, y han sido utilizadas en los proyectos C3E, MAREN, CoCoNet o Imar21.

En la segunda parte del presente capítulo también se estudia sistemáticamente el valor añadido, con unas simulaciones diferentes.

5.4. *Dependencia del valor añadido respecto al GCM*

En la presente sección se considera un conjunto de re-predicciones que cubren un año completo, que se ha repetido utilizando 3 modelos globales diferentes. El principal objetivo del estudio es cuantificar el valor que añade WRF a los modelos globales, y cómo depende de la resolución de estos últimos. La variable de interés en este caso es de nuevo la velocidad del viento a 10 metros. Objetivos adicionales son: Comprobar el funcionamiento de la corrección de viento de JD2012 en este caso, comprobar si anidar WRF en ERA-Interim o GFS mejora los resultados respecto a hacerlo en NCEP-NCAR, y analizar el efecto de la agregación temporal en el valor añadido.

5.4.1. *Configuración del experimento*

La versión de WRF utilizada en esta sección es posterior a la de las simulaciones RF2001 y SW. En este caso se ha utilizado la versión 3.4, que es la primera en la que la parametrización de la orografía no resuelta de [Jiménez y Dudhia \(2012\)](#)

Figura 5.2: Climatologías de velocidad del viento para ERA-Interim (izquierda) y para SWI (derecha), para las 4 estaciones del año. Se ha representado también la topografía en su resolución original para cada modelo.

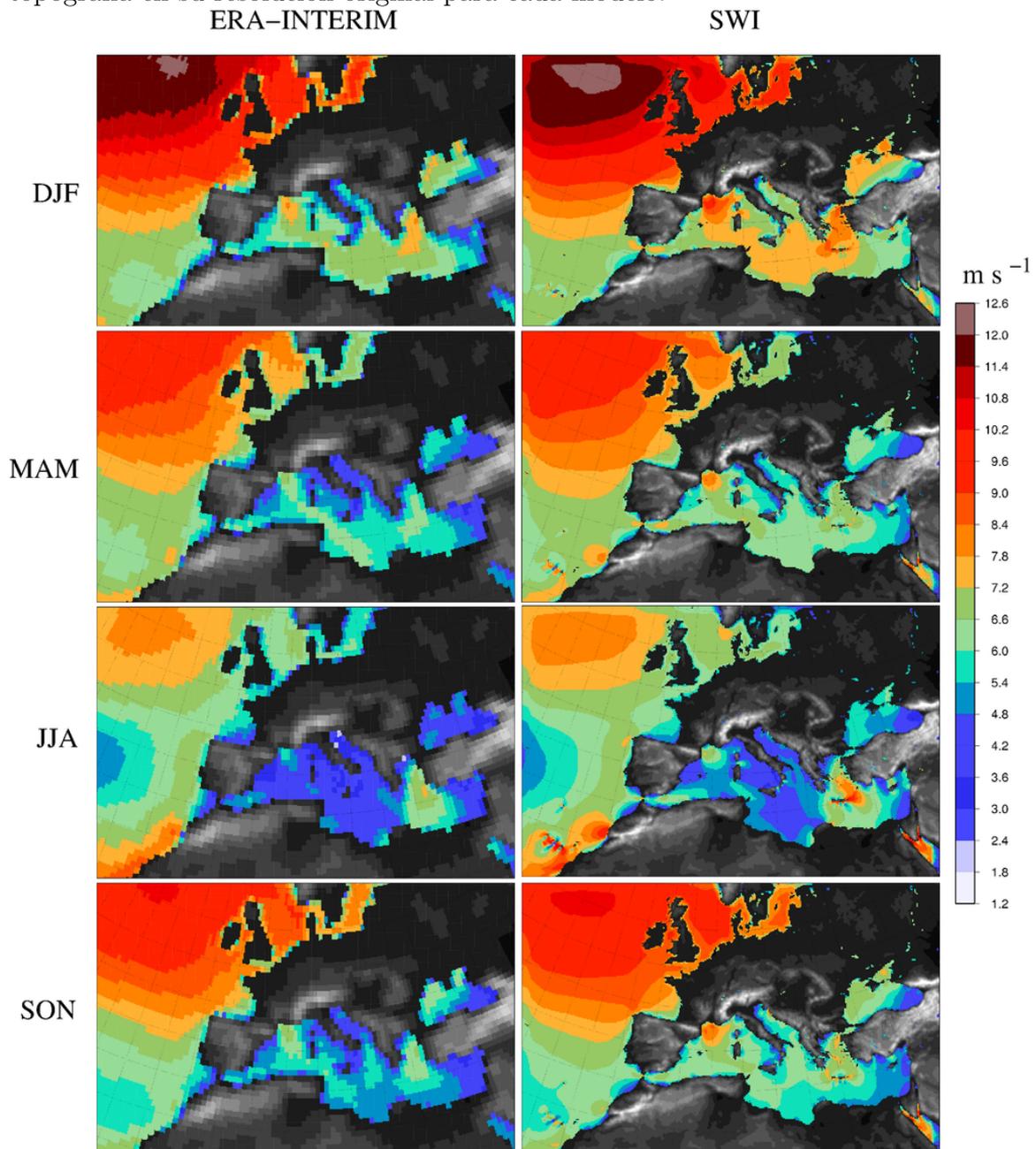
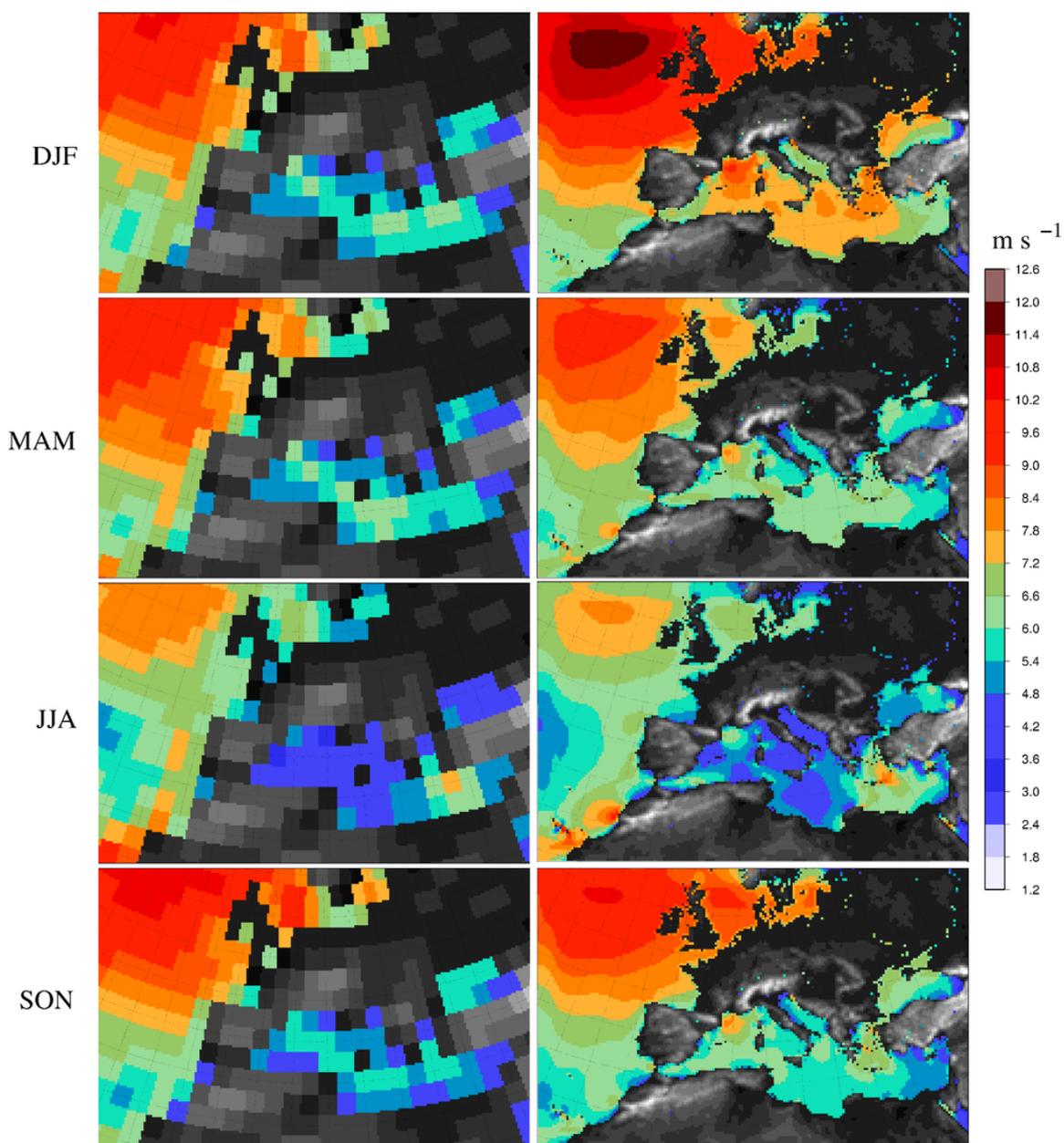


Figura 5.3: Al igual que en la figura 5.2, pero para SWN.
NCEP SWN



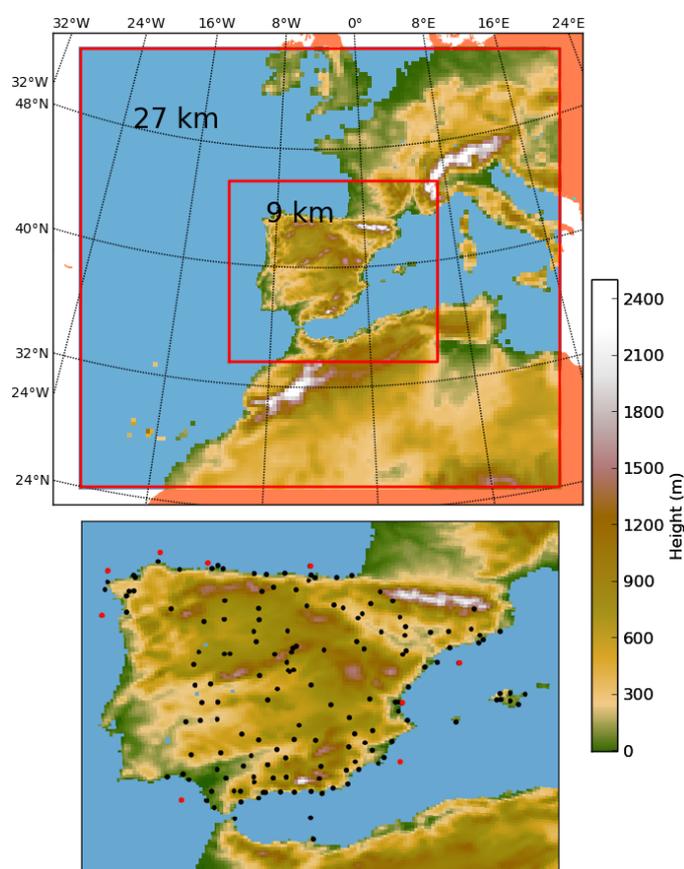


Figura 5.4: Dominio y orografía de las simulaciones OP (panel superior), y localizaciones de las estaciones y boyas utilizadas (panel inferior, las boyas se resaltan en rojo).

estuvo disponible (ver sección 5.4.2). A corto plazo, se ha encontrado que los efectos de esta parametrización son muy pequeños sobre el mar, dado que allí no existe orografía no resuelta. Como se ha visto (simulaciones SWSEN-N5 y N6), a largo plazo la sobrestimación del viento si podría propagarse sobre el mar. Esto último no afectaría a las grandes bases de datos SWI y SWN, al haber sido generadas en modo re-predicción.

Se han llevado a cabo simulaciones diarias de 36 horas, comenzando a las 12 UTC, y eliminado las primeras 12 como *spin-up*. El dominio (figura 5.4.1) cubre la Península Ibérica a una resolución de 9 km, con un dominio intermedio de 27 km. Las parametrizaciones se escogieron teniendo en cuenta los resultados de los anteriores capítulos, que precedieron a este en el tiempo. Para la PBL se utilizó YSU, que es el único para el que está disponible la corrección de viento. En cuanto al resto, se utilizó WSM5 para la microfísica, KF para la convección, RRTM para la radiación de onda larga, Dudhia para la de onda corta y NOAH para suelo y superficie. En la tabla 5.2 puede verse un resumen de las simulaciones utilizadas. Este experimento

Tabla 5.2: Tabla resumiendo las características de los datos de modelos utilizados en este capítulo. Cy31r2 es la versión del GCM utilizado para producir ERA-Interim, mientras que 1994 se refiere a que, según Kalnay et al. (1996), los NNRP se llevaron a cabo con la versión de 1994 del *NCEP spectral model*. “Param. orog.” se refiere a la parametrización de la orografía no resuelta.

Etiqueta	Versión del modelo	Modelo global	Resolución original	Resolución disponible	Param. Orog.
OP-G0	3.4	GFS	9 km	9 km	Ninguna
OP-G	3.4	GFS	9 km	9 km	JD2012
OP-GM	3.4	GFS	9 km	9 km	JD2012 mod.
OP-N	3.4	NNRP	9 km	9 km	JD2012
OP-E	3.4	ERA-Interim	9 km	9 km	JD2012
GFS	9.0.1	-	T574 \simeq 27 km	0.5°	-
ERA-Interim	Cy31r2	-	T255 \simeq 79 km	0.7°	-
NNRP	1994	-	T62 \simeq 210 km	1.875°	-

proviene de las simulaciones semi-operativas que se muestran cada día en la web del Grupo de Meteorología de Santander², de ahí que se hayan etiquetado como OP-G, OP-E etc.

Los resultados del modelo se han comparado con observaciones de estaciones de AEMET y de boyas de Puertos del Estado, descritas en las secciones 3.2.4 y 3.2.5 respectivamente. El total de estaciones utilizadas, entre ambas fuentes, es de 152 (figura 5.4.1). Para poder manejar una base de datos tan extensa, se ha adoptado una estrategia pragmática. La mayor parte de estas estaciones son automáticas y, a pesar de que son mantenidas regularmente, no hay una supervisión cercana de la calidad de los datos. Por lo tanto, existen varias fuentes posibles de error: Problemas de calibración, deficiencias en la comunicación etc. Dado que no es viable auditar un número tan elevado de estaciones una por una, es posible que algunos datos erróneos hayan pasado los filtros, llegando a ser utilizados en la evaluación del modelo. Este problema ha sido aliviado mediante el uso de estadísticos robustos (medianas y cuantiles) sobre todo el conjunto de estaciones, representados mediante diagramas de cajas, en lugar de medias. Algunas estaciones muestran valores sospechosamente bajos de correlación con el modelo (0.2-0.3). Estas se han revisado individualmente en busca de errores, sin embargo, a menos que hubiese síntomas claros de algún problema, no se han descartado.

Para comparar los modelos y las observaciones no se ha utilizado ningún método de interpolación, sino que se ha tomado el dato del punto de malla más cercano a cada estación. Se ha utilizado la máscara de tierra del modelo para buscar tan solo puntos de tierra (mar) para las estaciones (boyas). Esto ha demostrado mejorar sensiblemente los resultados de las estaciones costeras. Esta metodología implica

²<http://www.meteo.unican.es/projects/localForecast>

inevitablemente que la representatividad es una de las principales fuentes de error. De acuerdo con el consenso, es preferible evaluar los modelos de alta resolución con mallas de observaciones, como E-OBS, a estaciones puntuales (Osborn y Hulme, 1997). Sin embargo, a conocimiento del autor no existe ninguna malla de observaciones de viento (de este orden de resolución). Debido a las estructuras de carácter muy local de la variable, la interpolación espacial es complicada. En este estudio nos centraremos en los datos brutos obtenidos del modelo.

5.4.2. Parametrización de la orografía no resuelta

Como ya se ha mencionado anteriormente, Jiménez y Dudhia (2012) (JD2012) detectaron importantes errores en la velocidad del viento a 10 metros generada por WRF, que era mucho mayor de la observada en zonas llanas y valles. Esto lo atribuyeron a que en WRF no se representaba el efecto de la orografía no resuelta en el rozamiento superficial. Estos autores también encontraron que el modelo infraestimaba el viento sobre zonas de cumbre o sierras. Para solucionar estos problemas, introdujeron una parametrización del rozamiento introducido por la orografía no resuelta. En WRF, el rozamiento superficial se representa mediante un término sumidero en la ecuación del momento lineal, que depende de la velocidad de fricción. JD2012 introdujeron un nuevo factor, denominado C_t , que modula el término sumidero en la ecuación. Este factor depende a su vez de la varianza de la orografía no resuelta (σ_{sso}) y del laplaciano de la orografía resuelta ($\Delta^2 h$). C_t se define por intervalos, de modo que es mayor sobre valles y en áreas con mayor σ_{sso} , y tiende a cero cuando $\Delta^2 h < -20m$, asumiendo rozamiento efectivo cero sobre cumbres y sierras:

$$C_t = \begin{cases} 1 & \text{si } \Delta^2 h > -20 \text{ y } \sigma_{sso} < e \\ \ln \sigma_{sso} & \text{si } \Delta^2 h > -10 \text{ y } \sigma_{sso} > e \\ \alpha \ln \sigma_{sso} + (1 - \alpha) & \text{si } -20 < \Delta^2 h < -10 \text{ y } \sigma_{sso} > e \\ \delta_{mod} + \frac{\Delta^2 h + 30}{10}(1 - \delta_{mod}) & \text{si } -30 < \Delta^2 h < -20 \\ \delta_{mod} & \text{si } \Delta^2 h < -30 \end{cases} \quad (5.1)$$

Donde $\alpha = (\Delta^2 h + 20)/10$, δ_{mod} es cero para la parametrización original, y uno para la modificación que presentaremos más adelante, y $e = 2,718$ es la base de los logaritmos naturales. En la figura 5.5a se representa esquemáticamente (líneas continuas) la dependencia de C_t respecto a $\Delta^2 h$, mientras que en la figura 5.5b (línea continua) se representa cómo, al anular C_t , se anula el rozamiento y el viento tiende al del primer nivel del modelo (V).

JD2012 encontraron que esta corrección (con $\delta_{mod} = 0$) reducía notablemente los errores que habían encontrado sobre estos puntos. Además, encontraron valor añadido al comparar su simulación de 2 km de resolución con la del modelo global, que en su caso fueron los reanálisis ERA-40 a una resolución de 1.125°. En la siguiente sección

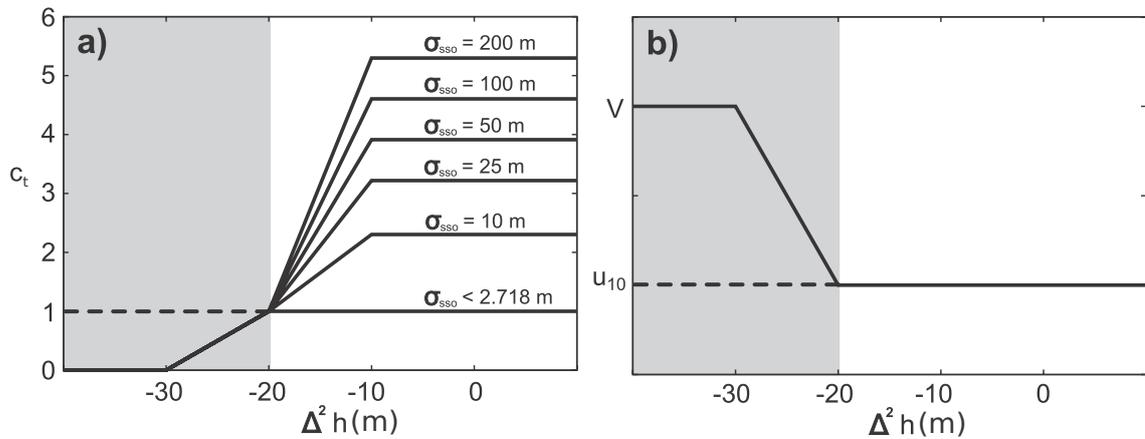


Figura 5.5: En línea continua el factor de corrección (a) del viento propuesta por JD2012 (Ecuación 5.1, con $\delta_{mod} = 0$) para diferentes varianzas de la orografía, incluyendo la aceleración del viento ($C_t < 1$) en las cumbres ($\delta^2 h < -20$, zona sombreada). En línea discontinua la modificación ($\delta_{mod} = 1$) propuesta en esta tesis para resoluciones bajas, con la que se desactiva la corrección del viento (b) sobre las cumbres. Fuente: Adaptada de JD2012.

se expondrá una modificación introducida en esta corrección, que permite mejorar sensiblemente los resultados para los casos estudiados.

5.4.3. Resultados y modificación de la parametrización de la orografía no resuelta

Con objeto de analizar el comportamiento general del modelo, se han dibujado diagramas de cajas para las 3 componentes del Error Cuadrático Medio (RMSE), para la velocidad del viento (figura 5.6). Estas son el sesgo, la varianza y la correlación. La correlación utilizada es la de Spearman, que estrictamente no es una componente del RMSE, pero puede considerarse similar. Este índice de correlación ofrece ventajas frente al de Pearson, ya que es menos sensible a valores atípicos, e independiente de que las muestras comparadas sigan distribuciones diferentes. Los 3 diagramas de cajas dibujados para cada modelo se refieren, de derecha a izquierda al dato 6 horario instantáneo, dato 6 horario agregado y dato diario agregado respectivamente. En la figura 5.6 solamente se muestran los resultados para OP-G, OP-E, OP-N y los modelos a los que están anidados.

El sesgo mediano se encuentra por debajo de 1ms^{-1} para todos los modelos. El mayor corresponde a NCEP, mientras que el resto son similares. Unas pocas estaciones destacan por debajo como valores atípicos. En el caso de WRF son dos, y pueden identificarse como Cabo Villano y Estaca de Bares, dos estaciones muy ventosas localizadas en cabos rodeadas de acantilados, que no son resueltos

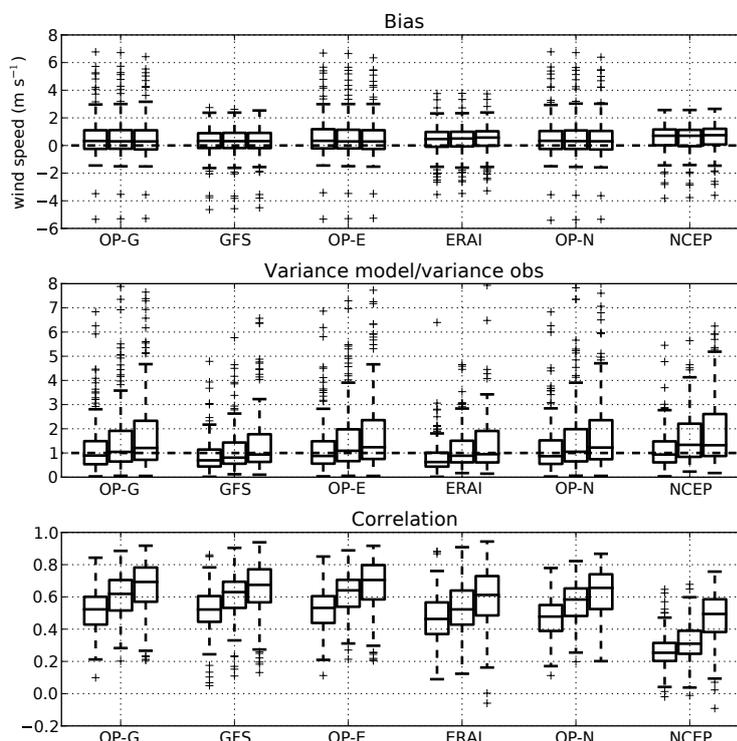


Figura 5.6: Diagramas de cajas representando el sesgo (primera fila), el cociente de varianzas (segunda fila) y la correlación de Spearman (tercera fila) de la velocidad del viento de todas las estaciones y boyas. Se han dibujado tres diagramas para cada modelo, utilizando dato instantáneo 6-horario, dato agregado 6-horario y dato agregado diario respectivamente. En el caso de los reanálisis, solo está disponible el dato instantáneo 6-horario, luego el primer y el segundo diagrama representan la comparación con observaciones instantáneas 6-horarias y agregadas 6-horarias respectivamente

por el modelo. Así mismo, WRF sobrestima mucho el viento en un grupo de 8-10 estaciones, que aparecen como valores atípicos en los diagramas de cajas. Este problema está relacionado con la parametrización del rozamiento de la orografía no resuelta, y será analizado más adelante. Como era de esperar, el sesgo no depende de si el dato es instantáneo o agregado.

En cuanto al cociente de varianza (la varianza del modelo dividida entre la observada), la mediana y la asimetría de la distribución se incrementan para todas las simulaciones al utilizar dato agregado. WRF mejora ligeramente esta métrica en el caso de NCEP. Para el GFS y ERA-Interim, el cociente de varianza de WRF es ligeramente más alto, sin una mejora clara. Destacan de nuevo los puntos atípicos encontrados en el sesgo de WRF. Vemos cómo el sesgo positivo y la excesiva varianza están relacionados. En general, cuanto más alta es la media de la velocidad del viento más alta es su varianza, como se ha comprobado con las observaciones (figura 5.7).

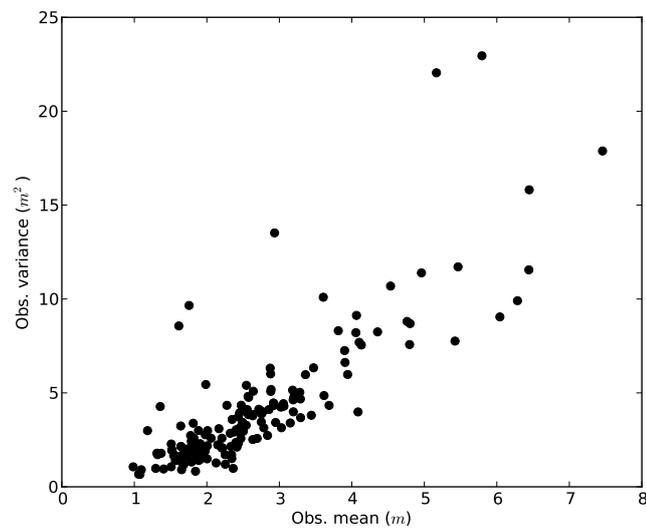


Figura 5.7: Media observada en cada estación y boya contra la varianza observada.

Los resultados más interesantes visibles en la figura 5.6 son los diagramas de cajas de correlación. Como ya se ha mencionado, en algunas estaciones la correlación resulta sospechosamente baja (por debajo de 0.2), sin embargo, no se han encontrado señales de que esas observaciones sean problemáticas. Por lo tanto, estos valores tan bajos de correlación parecen relacionados con una mala representación de la topografía circundante por parte del modelo en esos casos.

En cuanto a los datos agregados, la correlación aumenta en todos los modelos según aumenta el periodo de tiempo agregado. Para el dato diario la correlación es sobre 0.1-0.2 más alta que para el dato instantáneo. Esto es consistente con la ya comentada menor predictabilidad de la variabilidad intra-diaria. La correlación de los reanálisis de NCEP aumenta bruscamente en 0.15 al pasar del dato agregado 6 horario al dato diario, lo que probablemente se relaciona con su incapacidad para resolver la variabilidad intra-diaria. Este reanálisis muestra la correlación más baja de todas las bases de datos consideradas, como era de esperar debido a su baja resolución, y esta es fuertemente mejorada por WRF (OP-N). Otro resultado interesante es cómo la correlación de OP-E es superior a la de OP-N. Esto significa que merece la pena utilizar ERA-Interim en lugar de NCEP a la hora de anidar modelos regionales. En la primera parte de este capítulo ya se encontró un resultado similar, aunque en este caso la diferencia es mayor. Por otro lado, la correlación de OP-E es ligeramente más alta que la de OP-G, pero la diferencia es muy pequeña.

El valor añadido se aprecia cualitativamente en la figura 5.6. Sin embargo, por claridad, se han dibujado diagramas de cajas con el valor añadido de todas las estaciones (figura 5.8). Para medir el valor añadido se han utilizado el *Brier Skill Score* (BSS) y la diferencia de correlación (CD). Se ha utilizado el *Brier Skill Score* (BSS) tal y como fue definido por Winterfeldt et al. (2011). Esta métrica compara la varianza del error del modelo con la de una predicción de referencia, siguiendo la

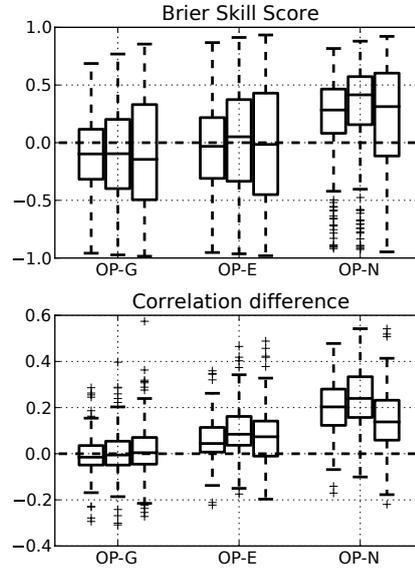


Figura 5.8: Diagramas de cajas de valor añadido para OP-G, OP-E y OP-N, utilizando el *Brier Skill Score* y la diferencia de correlación. Cada punto de la distribución representa una estación o boya.

siguiente ecuación, de forma que solamente puede adoptar valores entre -1 y 1.

$$BSS = \begin{cases} 1 - \sigma_F^2 \sigma_R^{-2} & \text{si } \sigma_F^2 \leq \sigma_R^2 \\ \sigma_R^2 \sigma_F^{-2} - 1 & \text{si } \sigma_F^2 > \sigma_R^2 \end{cases} \quad (5.2)$$

Dónde σ_F y σ_R son las varianzas del error del modelo y el error de modelo de referencia respectivamente. La varianza del error se define como $\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - o_i)^2$, siendo x_i los datos del modelo y o_i los datos observados. Los valores positivos de BSS implican que el modelo añade valor a la referencia, mientras que los negativos implican lo contrario. En esta métrica las tres componentes del RMSE (Taylor, 2001) se encuentran mezcladas (sesgo, varianza y correlación). Por tanto, para obtener una mejor perspectiva, la diferencia de correlación (CD) ha sido utilizada como segunda métrica para el valor añadido. Esta se define como la diferencia simple entre los coeficientes de correlación de Spearman del modelo y la referencia con la observación. Por lo tanto, por definición, solamente puede adoptar valores entre -2 y 2.

En la figura 5.8 se muestran diagramas de cajas de estas métricas ordenadas como en la figura 5.6. Al igual que encontraron Winterfeldt et al. (2011), WRF añade mucho valor a los reanálisis de NCEP, tanto de acuerdo con el BSS como con la diferencia de correlación. La excepción resultan ser las estaciones afectadas por el fuerte sesgo relacionado con la parametrización de la orografía no resuelta, que aparecen como valores atípicos en el BSS. El valor añadido de OP-N desciende notablemente al tratar con dato agregado diario, especialmente para CD. Esto puede interpretarse como que OP-N añade mucho valor a la escala intra-diaria, que no es correctamente resuelta

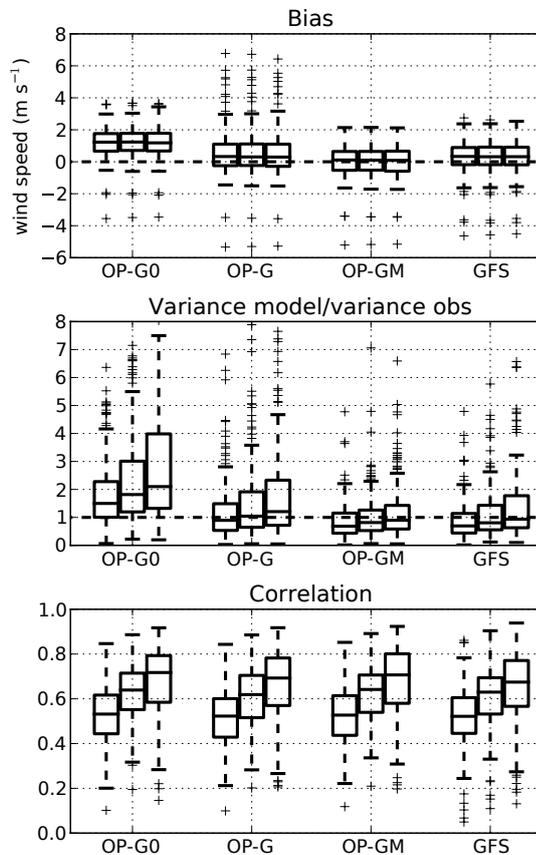


Figura 5.9: Al igual que en la figura 5.6, pero para OP-G0, OP-G y OP-GM.

por NCEP. En el caso de OP-E, su valor añadido es significativamente más pequeño. El BSS mediano es prácticamente cero, siendo tan solo ligeramente positivo para el dato agregado 6-horario. De acuerdo con la correlación, el valor añadido de OP-E es claramente positivo, y alcanza cerca de 0.08 para la mediana del dato agregado 6-horario (más del 75 % de estaciones mejoran respecto a ERA-Interim). En el caso de OP-G, la agregación temporal no es suficiente para obtener valor añadido, y la mediana del BSS es negativa. Este es un resultado inesperado que se discutirá más adelante. En parte está relacionado con el pronunciado sesgo del viento que WRF produce para algunas estaciones, que se discute a continuación.

Modificación a la parametrización de la orografía no resuelta

Ya se ha mencionado como JD2012 encontraron importantes errores en el viento a 10 m simulado por WRF, e introdujeron una parametrización de la orografía no resuelta para corregirlos. Para medir su efecto en nuestras simulaciones, se ha llevado a cabo una simulación idéntica con ella desactivada, etiquetada como OP-G0, y anidada en el GFS, es decir, OP-G0 y OP-G se distinguen únicamente en el uso de

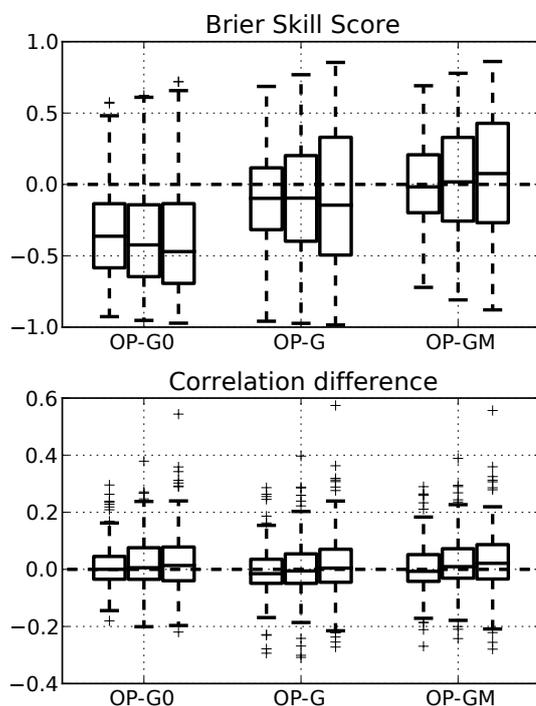


Figura 5.10: Al igual que en la figura 5.8 pero para OP-G0, OP-G y OP-GM.

esta parametrización. Al igual que encontraron JD2012, esta configuración sufre de una pronunciada sobrestimación de la velocidad del viento en superficie. Sin embargo, los puntos atípicos encontrados en el sesgo de OP-G, con grandes errores de más de 4 ms^{-1} , no aparecen en OP-G0 (figura 5.9). Por lo tanto, su aparición debe de estar relacionada con la parametrización de JD2012. Así mismo, la situación de estas estaciones, cerca de zonas montañosas, sugiere que el problema se relaciona también con problemas de representatividad. Todo esto nos lleva a la hipótesis de que el problema está en que el esquema de JD2012 elimina el rozamiento en las zonas cuya laplaciana es inferior a -20 m (ver ecuación 5.1 y figura 5.5), lo que causa que en estos puntos se simulen velocidades del viento demasiado elevadas. JD2012 desarrollaron la parametrización con simulaciones a 2 km de resolución horizontal. A 9 km , el suavizado asociado a la interpolación de la orografía causa serios errores de representatividad en la laplaciana.

Para comprobar esta hipótesis, se ha llevado a cabo otra simulación, etiquetada como OP-GM, también anidada en GFS, en la que el factor que pesa el rozamiento superficial se mantiene constante ($C_t = 1$) en los puntos con laplaciana por debajo de -20 m , es decir, haciendo $\delta_{mod} = 1$ en la Ecuación 5.1 (Figura 5.5). Para esto fue necesario modificar el código de WRF, y equivale a utilizar WRF sin la parametrización de JD2012 sobre esos puntos. En la figura 5.9 puede verse cómo esta modificación no solamente elimina los puntos atípicos, sino que mejora claramente el sesgo mediano,

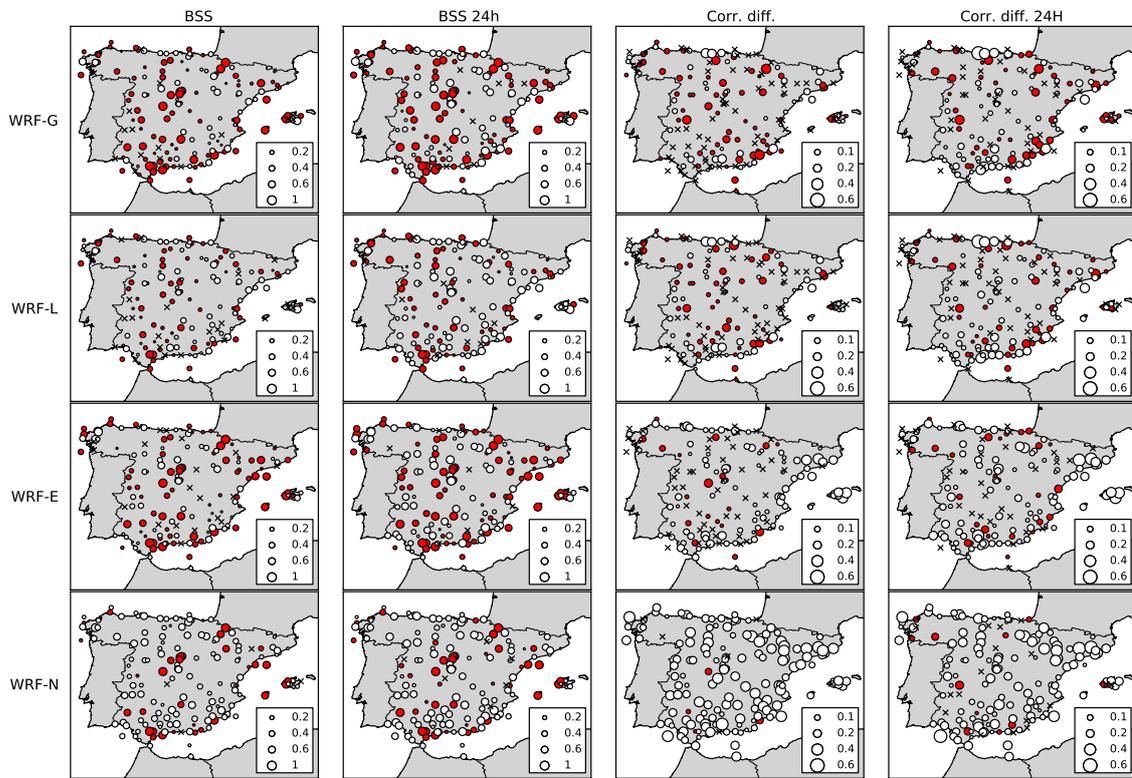


Figura 5.11: Mapas de valor añadido para las diferentes simulaciones de WRF (excepto OP-G0), utilizando el *Brier Skill Score* y la diferencia de correlación. Cada punto del mapa representa una estación. Los puntos con valores negativos han sido coloreados de rojo, y los positivos de blanco, mientras que las X representan los puntos con valores por debajo del 0.05 % del círculo más grande de la leyenda (0.05 en el caso del BSS y 0.03 en el caso de CD)

que ahora es prácticamente cero. Esto afecta también a las métricas de valor añadido (figura 5.10), de forma que el BSS de OP-GM mejora significativamente respecto a OP-G, y ambos se alejan del BSS de OP-G0, fuertemente negativo. Sin embargo, aún para OP-GM el valor añadido tan solo es positivo para el dato agregado diario, y es pequeño ($BSS < 0.1$ y $CD < 0.03$). Teniendo en cuenta la diferencia de resolución entre WRF (9 km) y GFS ($0.5^\circ \simeq 50km$), era de esperar que existiese más valor añadido. Los resultados apuntan a que en este rango de resoluciones el valor añadido determinista no es fácil de encontrar.

Distribución espacial del valor añadido

Como ya se ha dicho, España tiene una orografía compleja, que lleva aparejada una meteorología rica en fenómenos mesoescalares como vientos locales canalizados, brisas marinas y de montaña, líneas de turbonada etc. Por lo tanto, es de esperar que el valor añadido tienda a concentrarse en regiones específicas. Para comprobar

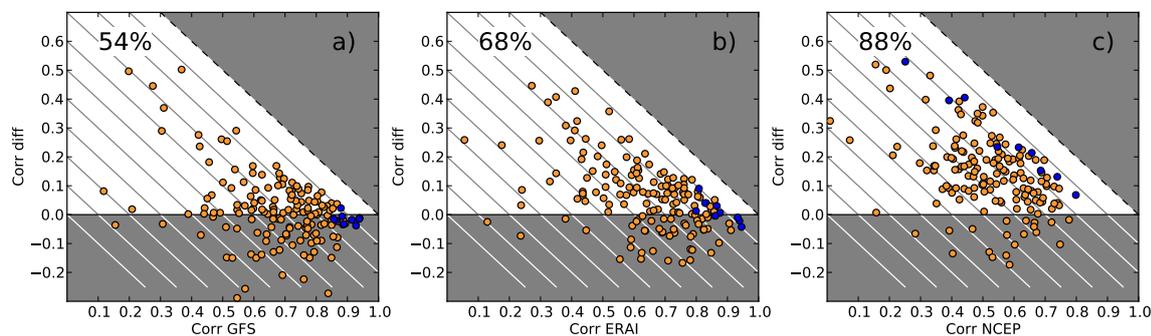


Figura 5.12: Diagramas de dispersión de la correlación del GCM con las observaciones frente a la diferencia de correlación entre WRF y el GCM para a) GFS y OP-G, b) ERA-Interim y OP-E y c) NCEP y OP-N. En la zona blanca hay valor añadido por WRF ($CD > 0$). El porcentaje de estaciones (en naranja) y boyas (en azul) que muestran valor añadido se indica en la esquina superior izquierda de cada panel. La correlación de WRF se puede leer en el eje vertical mediante las isolíneas diagonales.

esto, en la figura 5.11 se han dibujado mapas con el valor añadido de cada estación. Contrariamente a lo esperado, en estos mapas no se observan patrones claros. En los mapas de BSS para OP-N destacan las estaciones afectadas por el fuerte error asociado a la parametrización de JD2012, dado que son las únicas en las que el BSS es negativo. Como ya se ha mencionado, estas estaciones limitan con zonas montañosas (figura 5.4.1). Para OP-E y OP-G, los mapas de BSS son ruidosos, y no existen patrones visibles. En cuanto a OP-GM, las estaciones con valores de BSS más bajos mejoran claramente respecto a OP-G, de forma consistente con los resultados mostrados en la sección anterior. Tampoco se han encontrado patrones claros en los mapas de diferencia de correlación. Lo más destacable es la existencia de varios casos de estaciones vecinas con valores opuestos de CD. Por lo tanto, se concluye que el valor añadido medido en CD depende de características muy locales del entorno de la estación. Aparte de esto, los mapas muestran que no sería posible llegar a conclusiones sobre el valor añadido si utilizásemos un número pequeño de estaciones. Por ejemplo, escogiendo grupos de 4-5 estaciones encontraríamos que OP-G está produciendo valor añadido significativo (e.g., las estaciones del centro de la costa norte). Cuando se consideran todas las estaciones, este no es el caso.

En el caso de las boyas marinas, se ha encontrado importante valor añadido para OP-N. En el caso de OP-E, no hay valor añadido para las boyas del oceano Atlántico, donde ERA-Interim ya alcanza valores muy altos de correlación, del orden de 0.9. En el caso del mar Mediterráneo, OP-E añade del orden de 0.1-0.2 puntos de correlación a las boyas.³

Los resultados obtenidos para las boyas atlánticas sugieren que lograr valor

³Nótese que el punto situado en el mar al sur del dominio, entre España y África, no es una boya, sino una pequeña isla, la isla de Alborán.

añadido (CD) en estaciones en las que el GCM regionalizado ya tiene valores elevados de correlación (> 0.9) es difícil. Intuitivamente, puede verse cómo las estaciones más propicias para el valor añadido serán aquellas en las que la correlación del GCM con la observación sea más pequeña. Para comprobar esto, se han dibujado diagramas de dispersión representando la diferencia de correlación frente a la correlación entre el GCM y la observación (figura 5.12). Las líneas de puntos marcan la CD cero y la máxima posible respectivamente, teniendo en cuenta que la correlación no puede ser mayor que 1. Las áreas comprendidas entre estas dos líneas marcan la zona en la que el valor añadido es positivo, de acuerdo con esta métrica. Para NCEP y OP-N (figura 5.12c), la mayoría de puntos se encuentran dentro de este área. Para ERA-Interim y OP-E (figura 5.12b), existe un mayor número de estaciones con valores negativos o pequeños de valor añadido. Sin embargo, el valor añadido es positivo en la mayoría de estaciones por debajo de $\simeq 0.55$ de correlación con ERA-Interim.

Por último, para GFS y OP-G (figura 5.12a), tan sólo la mitad de la nube de puntos se encuentra dentro de la zona de valor añadido positivo. Dónde la correlación con GFS es inferior a 0.5, las estaciones se dividen en dos grupos, uno con gran valor añadido y otro con ninguno. Este último grupo se compone de estaciones con valores muy bajos de correlación, tanto en el GCM como en WRF. En general, estas gráficas indican que, a esta resolución, WRF tiene el potencial de mejorar la correlación hasta un valor máximo de 0.9, y especialmente en estaciones en las que la correlación con el GCM se encuentra por debajo de 0.5-0.6.

Se han elaborado más gráficas comparando el valor añadido con la topografía, con la desviación estándar de la topografía, con la varianza del viento, varianza en la banda de alta frecuencia, etc. Estas no se muestran aquí, ya que no se han encontrado patrones significativos. Por lo tanto, concluimos de nuevo que la diferencia de correlación se relaciona con diferencias locales entre la topografía de WRF y GFS, que son difíciles de identificar sistemáticamente.

5.5. *Discusión y conclusiones*

En el presente capítulo se han expuesto los resultados de diferentes simulaciones, centrándose en la variable viento. En la primera parte, se ha analizado el experimento de sensibilidad SWSN que se hizo para escoger la configuración de los reanálisis de alta resolución SWI y SWN, así como las climatologías de estos dos últimos. En el experimento SWSN se encontró que, para esta variable, el esquema YSU es tan sólo ligeramente superior al MYJ y ACM2 en correlación. Así mismo, se encontró que la simulación continua y la que utilizó *spectral nudging* sufren de un error sensiblemente más elevado que el resto, tanto en correlación como en varianza. Se encontró también que el *grid nudging* elimina el error de la varianza, pero aún muestra una correlación más baja que las re-predicciones. En cuanto a los reanálisis, las simulaciones anidadas en ERA-Interim muestran una correlación claramente superior a las anidadas en NCEP, pero sólo superan muy ligeramente a las anidadas en ERA-40.

Basándose en estos resultados se configuraron 2 reanálisis de largo plazo. Cualitativamente, se ha encontrado como SWI es capaz de añadir valor de forma realista a ERA-Interim en muchas regiones (por ejemplo Creta, Canarias). El caso de SWN, la mejora de los patrones espaciales respecto a los reanálisis de NCEP es muy grande.

En la segunda parte, se ha estudiado cómo el valor añadido depende del GCM regionalizado y su resolución. Para esto se han utilizado tres sets de re-predicciones anidadas en tres GCMs muy populares: El modelo de predicción GFS, y los reanálisis ERA-Interim y NCEP. Aparte de las métricas estándar del error, se han utilizado dos métricas diseñadas para medir el valor añadido: El *Brier Skill Score* y la diferencia de correlación (CD)). Las siguientes son las conclusiones más importantes de la segunda parte del capítulo:

- Se ha encontrado valor añadido significativo y claro en la regionalización de los reanálisis del NCEP-NCAR, en línea con trabajos previos (Feser et al., 2011).
- También se ha encontrado valor añadido en la regionalización de los reanálisis de ERA-Interim, aunque más pequeño. Esto confirma que WRF puede utilizarse para producir reanálisis de viento de alta resolución, como los de SEAWIND.
- El valor añadido encontrado en la regionalización del GFS es muy pequeño.
- La evaluación, tanto de SWSN como de ES muestra cómo anidar en ERA-Interim mejora claramente los resultados respecto a anidar en NCEP-NCAR. Utilizar GFS o ERA-Interim produce sin embargo resultados muy similares⁴.
- El esquema implementado por JD2012 para corregir el fuerte sesgo detectado en el viento en superficie elimina el problema correctamente en la mayoría de las estaciones. Sin embargo, la eliminación del rozamiento sobre los puntos con laplaciana negativa causa una fuerte exageración del viento en un subconjunto de las estaciones, y debe ser desactivada en este rango de resoluciones (~9 km).
- La mejora implementada en la parametrización de JD2013 permite mejorar notablemente el valor añadido de acuerdo con el BSS, mientras que, de acuerdo con CD, solamente mejora ligeramente.

Dado que la Península Ibérica es una región con una orografía compleja, los resultados encontrados para el GFS son inesperados. Se esperaba que la mejora en la representación de la topografía por los 9 km de resolución de WRF sería suficiente para generar valor añadido en la mayoría de las estaciones. Sin embargo, encontramos que WRF no añade apenas valor a la velocidad del viento del GFS. Esto podría estar causado tanto por limitaciones fundamentales de la regionalización dinámica

⁴Nótese que nos estamos centrando en las diferencias de resolución, y no en la aplicación de las simulaciones. Por ejemplo, para una predicción operativa, ERA-Interim no es una opción, mientras que para establecer una climatología, GFS no sería adecuado, debido a cambios de resolución y del modelo a lo largo del tiempo.

como por una configuración sub-óptima del experimento. En estas simulaciones, se ha utilizado una forma computacionalmente barata de simular, esto es, se ha simulado en paralelo, lo que permite ganar mucha velocidad, ya que hace posible simular simultáneamente muchos días. Sin embargo, esto significa renunciar a simular con el suelo de forma continua. El modelo funciona por tanto, en la práctica, con el suelo del GCM en el que está anidado, lo que puede perjudicar hasta cierto punto su capacidad de añadir detalle regional (Case et al., 2008). Si bien la retroalimentación suelo-atmósfera también puede acentuar algunos errores sistemáticos, como se verá en el capítulo 7.

WRF es un modelo muy actualizado, y algunas de sus parametrizaciones están más actualizadas que las del GFS. Sin embargo, el GFS está muy ajustado para funcionar correctamente a su resolución. La flexibilidad de WRF, diseñado para funcionar en un amplio rango de resoluciones, puede ser una desventaja al comparar con modelos cuidadosamente ajustados. Por todo esto, es importante constatar que este trabajo no afirma que WRF no sea capaz de añadir valor a las predicciones del GFS. Simplemente afirma que, en este caso, variable y configuración, y de acuerdo con las métricas utilizadas, no lo está haciendo. Sin embargo, es importante señalar, de cara a la relevancia de el presente estudio, que la configuración y métricas utilizadas aquí son iguales o muy similares a las de muchos trabajos disponibles en la literatura (Winterfeldt et al., 2011; Hu et al., 2010; Lenderink et al., 2009).

Este problema sería comúnmente resuelto incrementando la resolución de WRF. Sin embargo, esto implica un gran aumento del coste computacional, y posiblemente verse obligados a disminuir el tamaño del dominio. Además, algunos estudios (Rife et al., 2004; Rife y Davis, 2005), encuentran dificultades para hallar valor añadido incluso a mayores resoluciones, y muestran que para ello es necesario definir una evaluación basada en objetos. Es posible argumentar que, si la correlación se pierde, para las aplicaciones muy sensibles a errores de fase, como la predicción de la producción de energía eólica, incrementar la resolución a niveles de unos pocos km o sub-km no merecería la pena. El problema debería de ser tratado por tanto con conjuntos de menor resolución, para estimar correctamente la incertidumbre. El valor de la regionalización dinámica a resoluciones muy altas se vería reducido al estudio de las estructuras físicas que de desarrollan a esas escalas, y no a incrementar la precisión de la predicción en si.

Es necesario investigar más para identificar las fuentes de valor añadido en correlación. Recientemente, se ha mostrado cómo métodos estadísticos como los filtros de Kalman son capaces de corregir la mayor parte del sesgo sistemático de las simulaciones. Sin embargo, este tipo de post-proceso no puede, por diseño, mejorar la correlación (Cassola y Burlando, 2012). La dificultad de corregir este parámetro de la salida bruta del modelo hace de su estudio y mejora un reto interesante para la comunidad de modelización de la atmósfera.

CAPÍTULO 6

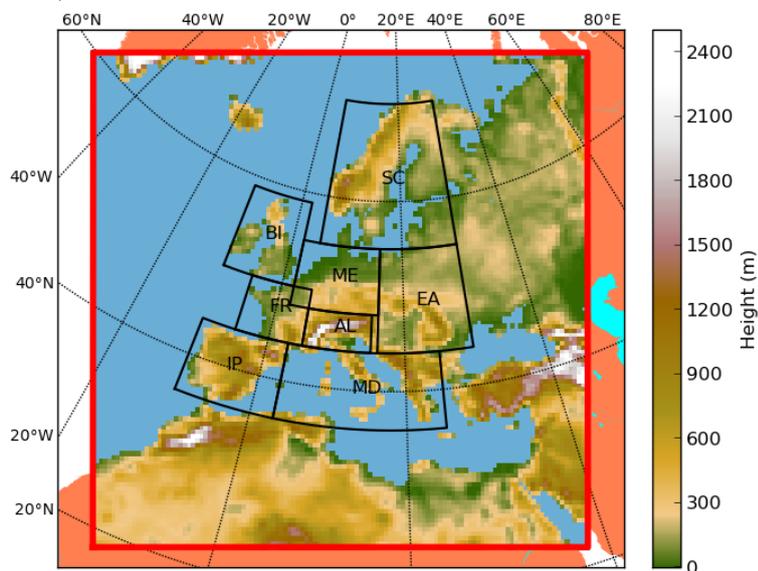
Análisis de la incertidumbre de 4 conjuntos diferentes de simulaciones sobre el dominio de Euro-CORDEX

6.1. *Estado del arte y aporte*

Durante la última década, los conjuntos de simulaciones multi-modelo (ver sección 1.5) han sido la principal herramienta para producir proyecciones sobre el clima del siglo XXI y estimar la incertidumbre asociada. En el capítulo 1 se ha mencionado el marco de colaboración CORDEX (Giorgi et al., 2009). Dentro de este existen grupos trabajando en simulaciones de clima regional en cada uno de los continentes. En el caso de Europa, la comunidad que ha contribuido a CORDEX se denomina Euro-CORDEX (Jacob et al., 2014). La resolución que se decidió para las simulaciones de CORDEX fue de 0.44° , sin embargo, debido a que para Europa ya existía la base de datos del proyecto ENSEMBLES a 0.22° , se decidió que también se harían simulaciones a 0.11° . Finalmente, contando con la participación de un gran número de grupos de investigación, se han puesto en común 8 simulaciones a 0.11° y 22 a 0.44° ¹. Esto se refiere a las simulaciones de evaluación, con ERA-Interim como condiciones de contorno. Estas 22 simulaciones incluyen 9 modelos diferentes: el ARPEGE V5.1 (Déqué, 2010), CanRCM4 (Zadra et al., 2008), CCLM V4.8.17 (Rockel et al., 2008), RACMO V2.2 (van Meijgaard et al., 2012), RCA4 (Samuelsson et al., 2011), RegCM (DMHZ & CUNI) (Giorgi et al., 2012), REMO 2009 (Jacob et al., 2012), HIRHAM 5 (Christensen et al., 2006), ALADIN 5.2 y WRF en su versión 3.3.1. En la tabla 1 de Vautard et al. (2013); Kotlarski et al. (2014) puede encontrarse una

¹Las cifras son aproximadas ya que algunas simulaciones aún se encuentran en desarrollo

Figura 6.1: Mapa del dominio de EURO-CORDEX 0.44° junto con la orografía tal y como la resuelve WRF. Las regiones representadas son las de Rockel ([Christensen y Christensen, 2007](#))



descripción más detallada de cada uno de estos modelos. En el conjunto de EURO-CORDEX se incluye, por primera vez, un subconjunto de simulaciones llevadas a cabo con diferentes configuraciones de un mismo modelo (WRF). El objetivo del presente capítulo es comparar la dispersión de un conjunto de simulaciones de un solo modelo con un conjunto multi-modelo, un conjunto multi-física y el conjunto de todas las simulaciones de EURO-CORDEX. Para ello se han utilizado las simulaciones a 0.44°, con una excepción (la que después se etiquetará como MWE-H). El dominio de estas simulaciones es el canónico de EURO-CORDEX, que es extenso y comprende toda Europa, más el norte de África, y buena parte del Atlántico Norte (figura 6.1).

Desde el Grupo de Meteorología de Santander se ha contribuido a EURO-CORDEX con una simulación del dominio de 0.44° llevada a cabo por el autor de esta tesis. Esta simulación es la denominada UCAN en [Vautard et al. \(2013\)](#). Estos autores estudiaron la habilidad de un conjunto de 21 miembros para reproducir olas de calor en Europa. Hallaron que los RCMs de EURO-CORDEX presentaban sesgos significativos a la hora de simular los extremos de calor (definidos como el percentil 90 de la temperatura diaria), que tienden a ser negativos sobre Escandinavia y positivos en el sur de Europa. También encontraron que la mayoría de modelos tendían a producir olas de calor demasiado fuertes y persistentes. Lo más relevante de cara al presente estudio, es como [Vautard et al. \(2013\)](#) encontraron que los resultados de las diferentes configuraciones de WRF eran tan diferentes entre como sí cada una fuera uno más de los diferentes RCM utilizados. Estas configuraciones no difieren solamente en las parametrizaciones, sino también en otros aspectos de la configuración, como los niveles verticales. De ahora en adelante a este conjunto

se le denominará conjunto multi-WRF o MWE. Los resultados de [Vautard et al. \(2013\)](#) dan pie a varias preguntas: ¿Son las parametrizaciones la causa principal de las diferencias entre estas simulaciones de WRF? ¿Y entre los diferentes modelos? Debe notarse que, en un conjunto compuesto por diferentes configuraciones de WRF, las diferencias entre ellas son trazables al detalle intercambiando los archivos de configuración (`namelist.input` y `namelist.wps`). Esto les confiere una utilidad extra frente a los conjuntos multi-modelo. En realidad, aunque no se ha mencionado, los grupos que contribuyeron a EURO-CORDEX con WRF se habían coordinado previamente para intercambiar los archivos de configuración, herramientas de postproceso, discutir problemas y tratar de que no hubiese configuraciones repetidas. Gracias a esto, ha sido posible analizar las citadas cuestiones, y responderlas es el principal objetivo de este capítulo.

Los estadísticos de dispersión de un conjunto de simulaciones suelen considerarse una medida de la incertidumbre (sección 1.5). EURO-CORDEX presenta una ocasión sin precedentes para comparar la dispersión entre diferentes conjuntos compartiendo un mismo dominio. [Jerez et al. \(2013b\)](#) compararon la dispersión de una multi-física con el del conjunto multi-modelo del proyecto PRUDENCE. Encontraron que, para la temperatura, la dispersión era similar, mientras que para la precipitación era ligeramente inferior en la multi-física. Sin embargo, estos conjuntos no eran directamente comparables, debido a que usaban dominios muy diferentes (España frente a Europa) y resoluciones diferentes. En este capítulo las simulaciones que se comparan comparten un único dominio estandarizado en CORDEX. Para complementar las simulaciones disponibles, en esta tesis se ha producido un nuevo conjunto multifísica (MPE) utilizando los conjuntos de parametrizaciones de las contribuciones de WRF a EURO-CORDEX, pero dejando constantes el resto de parámetros de la configuración. Esto permite aislar el efecto de las parametrizaciones en sí.

6.2. Configuración del experimento

En la tabla 6.1 se resumen todas las simulaciones de WRF utilizadas en el presente estudio. Se han utilizado 16 simulaciones de evaluación de EURO-CORDEX a 0.44° de resolución horizontal. En [Vautard et al. \(2013\)](#) y [Kotlarski et al. \(2014\)](#) pueden encontrarse detalles sobre los RCMs utilizados y su configuración (ver sus tablas 1). En el subconjunto de WRF se utilizó la versión 3.3.1 del modelo (excepto en del IDL, MWE-D), con diferentes combinaciones de las parametrizaciones físicas (tabla 6.1), junto con otras diferencias. Estas son, en concreto: El número de niveles verticales de ERA-Interim utilizados y su tipo (niveles de presión o híbridos); la altura del tope de la atmósfera (20 o 50 hPa); el esquema de amortiguamiento en el tope; la base de datos de uso de suelo; el número de niveles verticales; el esquema de relajación de las condiciones de contorno; la utilización de albedo mensual o estacional; y otras opciones. Los resultados también pueden verse afectados por diferencias en el entorno computacional utilizado por cada centro.

Para producir un conjunto multi-física puro, y aislar así el efecto de las parame-

Tabla 6.1: Tabla resumen con las simulaciones utilizadas en el presente capítulo y en el siguiente. Las MPE han sido producidas expresamente para este trabajo, mientras que las MWE son contribuciones de diferentes grupos de investigación a EURO-CORDEX.

Etiqueta	Modelo	Institución	Cumulos	Microfísica	Radiación
Multi-physics					
MPE-A	WRFv331	UCAN	KF	WSM6	CAM
MPE-C	WRFv331	UCAN	KF	WSM3	CAM
MPE-D	WRFv331	UCAN	BM	WSM6	RRTMG
MPE-F	WRFv331	UCAN	GD	WSM5	RRTMG
MPE-G	WRFv331	UCAN	GD	WSM6	CAM
MPE-H	WRFv331	UCAN	KF	M2M	CAM
MPE-M	WRFv331	UCAN	GD	M2M	CAM
Multi-WRF					
MWE-A	WRFv331	CRP-GL	KF	WSM6	CAM
MWE-C	WRFv331	BCCR	KF	WSM3	CAM
MWE-D	WRFv350	IDL	BM	WSM6	RRTMG
MWE-F	WRFv331	IPSL-INERIS	GD	WSM5	RRTMG
MWE-G	WRFv331	UCAN	GD	WSM6	CAM
MWE-H	WRFv331	UHOH	KF	M2M	CAM

trizaciones, se han producido 6 nuevas simulaciones de WRF cubriendo el periodo 2001-2006. El primer año (2001), se ha descartado como *spin-up*, y los 5 restantes son los que se han utilizado en el estudio como periodo común. Los conjuntos de parametrizaciones elegidos han sido los mismos utilizados en el conjunto multi-WRF, mientras que el resto de la configuración se ha fijado a MWE-G². Por tanto, las parametrizaciones que se han variado son las siguientes: cúmulos (entre KF y GD), microfísica (entre WSM5, WSM6 y M2M) y radiación de onda larga (entre CAM y RRTMG).

En el análisis que se ha llevado a cabo en este capítulo, se han definido los siguientes 4 tipos de conjuntos:

1. Conjunto Multi-WRF (MWE): Compuesto de 6 de las simulaciones originales de EURO-CORDEX que utilizaron WRF. Cada miembro se identifica con las etiquetas mostradas en la tabla 6.1: MWE-A, MWE-C, etc.
2. Conjunto multi-física (MPE): Compuesto de las 6 nuevas simulaciones de WRF reproduciendo las combinaciones de parametrizaciones utilizados en MWE. Se identifican como MPE-A, MPE-C, etc.

²Existen algunas pequeñas diferencias de configuración adicionales entre MWE-G y MPE-G, que no fueron intencionadas, y hacen que la segunda simulación, y por tanto las del conjunto MPE, sean ligeramente más cálidas que las simulaciones de MWE. Esto puede apreciarse en la figura 6.2

3. Conjunto multi-modelo (MME): Compuesto de un solo miembro por cada modelo diferente. En total, se han considerado 10 modelos (entre paréntesis la institución): CANRCM, del *Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis* (CCCMA), ARPEGE 5.1, del *Centre National de Recherches Météorologiques* (CNRM), CLM 4.8.17 del *Climate Limited-area Modelling Community* (CLM-C), REMO 2009 del *Climate Service Center* (CSC), RACMO2.2 del *Royal Netherlands Meteorological Institute* (KNMI), RCA 4 del *Swedish Meteorological and Hydrological Institute* (SMHI), RegCM-DMHZ del *Meteorological and Hydrological Service, Croatia* (DMHZ), RegCM-CUNI del *Charles University in Prague* (CUNI), HIRHAM 5 del *Danish Meteorological Institute* (DMI) y ALADIN 5.2 del *Hungarian Meteorological Service* (HMS).

Dado que existen 6 miembros posibles de WRF y 2 de RegCM4, esto nos da 12 posibles conjuntos con un miembro por modelo. Por lo tanto, a la hora de considerar la dispersión multi-modelo, calcularemos las 12 posibles dispersiones y utilizaremos su media como estimador y su desviación típica como medida de la incertidumbre introducida por este procedimiento.

4. Conjunto EURO-CORDEX (ECE): Compuesto de todas las simulaciones utilizadas en MME, combinando ambos conjuntos multi-modelo y multi-WRF. Consta de 16 miembros en total, 6 de WRF, 2 de RegCM y 8 de otros modelos. Estas no son todas las simulaciones de evaluación de EURO-CORDEX existentes, pero las restantes no han podido utilizarse debido a la falta de disponibilidad de los datos.

6.3. Comparación de sesgos de los conjuntos multi-física y multi-WRF

Comenzamos comparando los sesgos sistemáticos de los conjuntos multi-física (MPE) y multiconfiguración (MWE). De esta forma, podemos comprobar si las diferencias entre las diferentes configuraciones de WRF en EURO-CORDEX se pueden explicar, principalmente, por las diferentes parametrizaciones o si, por el contrario, otras configuraciones están jugando un papel importante.

La figura 6.2 muestra el sesgo de las simulaciones de MPE frente a las de MWE para las temperaturas de invierno y verano. Como observación de referencia se ha utilizado E-OBS. En esta figura puede verse cómo las simulaciones en MPE reproducen aproximadamente el error sistemático de las de MWE, con la excepción de MPE-C y MPE-D, que son más cálidas que sus "parejas". Entre MPE-H y MWE-H también existen diferencias regionales en verano. Además, puede verse como WRF tiene un problema en el cuadrante nororiental del dominio, sobre Rusia. Este problema se agrava en invierno (figura 6.2a), mientras que en verano (figura 6.2b) no aparece. Así mismo, en verano puede verse como MPE-G y MWE-G son mucho

Figura 6.2: Sesgo de temperatura para los conjuntos MPE y MWE para a) invierno y b) verano, en el periodo 2002-2006.

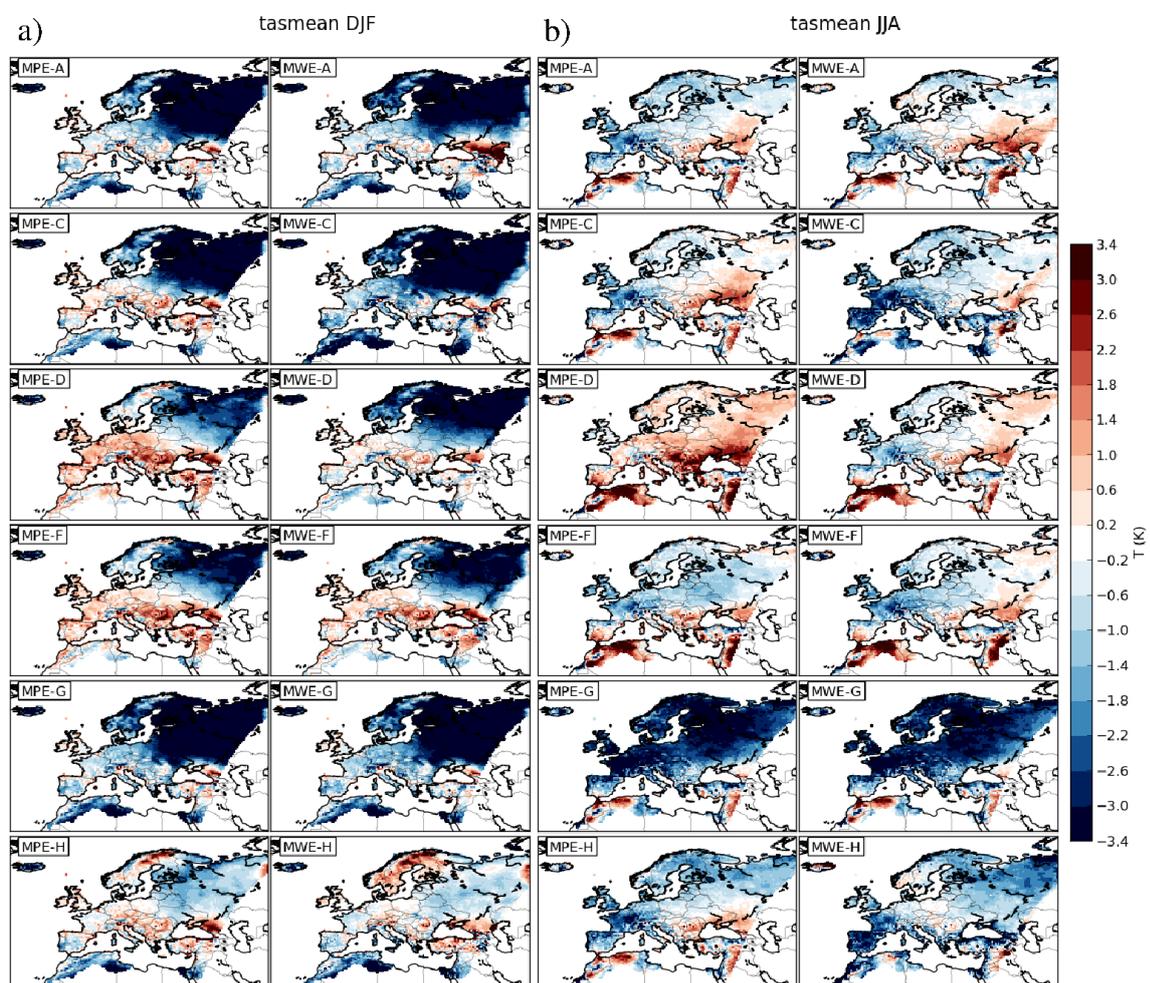
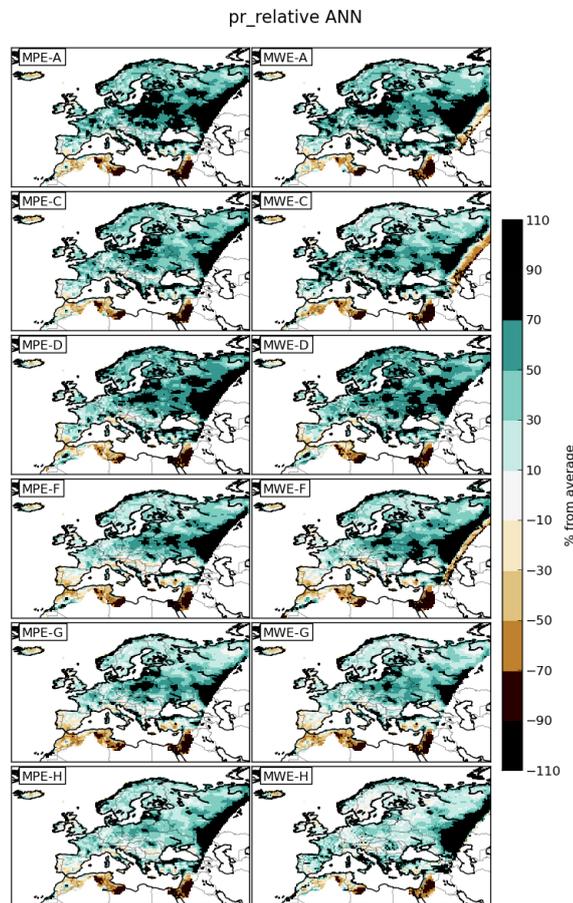


Figura 6.3: Sesgo relativo de precipitación para los conjuntos MPE (izquierda) y MWE (derecha) para el periodo 2002-2006.

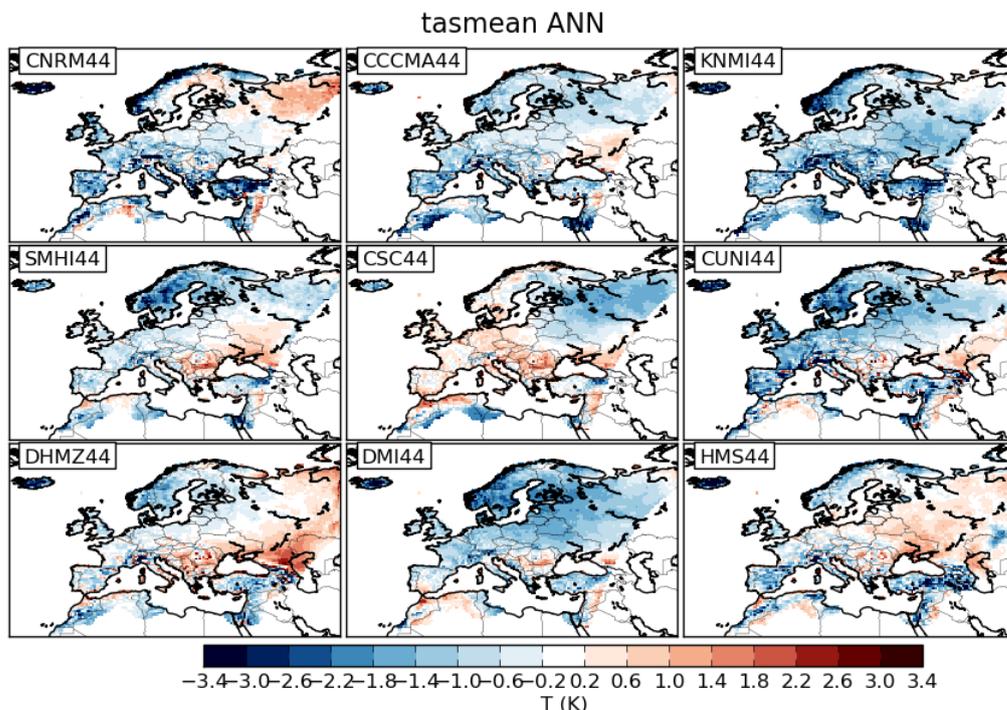


más frías que la observación en casi toda Europa. Examinaremos estos problemas en el siguiente capítulo. Por el momento, estas figuras nos permiten afirmar que están presentes tanto en MPE como en las simulaciones con que los diferentes grupos contribuyeron a EURO-CORDEX.

Lo mismo puede decirse de los problemas observados en la precipitación (figura 6.3). En este caso, MPE y MWE muestran los mismos patrones. Dentro de cada conjunto, sus miembros también comparten patrones espaciales similares. WRF está produciendo demasiada precipitación, especialmente en Europa Oriental, alcanzando el error un 100 % sobre Polonia y la frontera oriental del dominio, es decir, significa que en el modelo se recoge en promedio el doble de precipitación de la observada, un error muy elevado. En MWE-E, MWE-C y MWE-A se observa la zona de relajación en el borde occidental del dominio, que no ha sido eliminada por estos grupos.

Para contextualizar estos resultados es útil comparar los sesgos del resto de los modelos incluidos en el conjunto MME. Para la temperatura (figura 6.4), el sesgo

Figura 6.4: sesgo de temperatura para los modelos de EURO-CORDEX excluyendo al WRF (periodo 2002-2006).

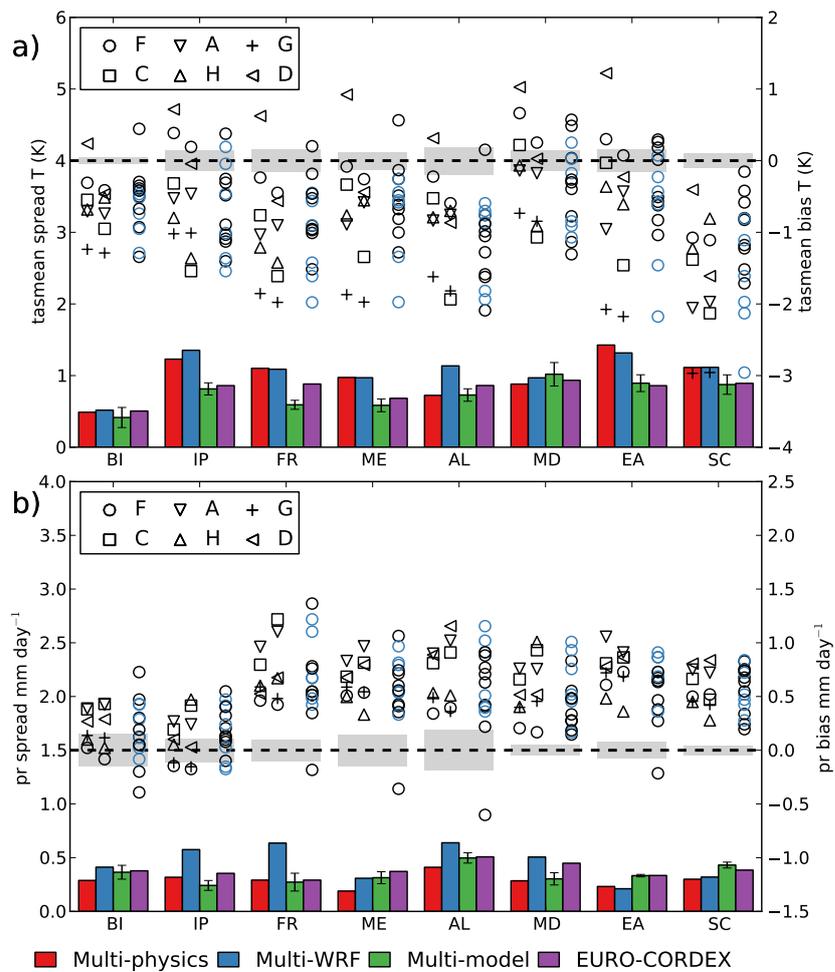


en general es pequeño, e incluso muy pequeño con zonas en las que la temperatura media observada y simulada difieren en menos de 0.2° . Este resultado difiere del de proyectos similares. Tanto ENSEMBLES como NARCAPP encontraron sesgos elevados en la mayoría de los modelos ([van der Linden, 2009](#); [Mearns et al., 2012](#)). Este resultado parece indicar una mejora sustancial en los modelos regionales o, más probablemente, un sobreajuste a los datos de EOBS, que no estaban disponibles durante la calibración de los modelos en ENSEMBLES.

6.4. Análisis de las dispersiones

Como se ha dicho, las simulaciones de EURO-CORDEX constituyen una oportunidad sin precedentes para comparar un conjunto generado con un solo modelo (MPE o MWE) con uno multi-modelo (MME). En esta sección se analiza su dispersión. Con objeto de sintetizar lo más posible el resultado, se ha calculado la dispersión para cada región de PRUDENCE (ver figura 6.1) utilizando medias espaciales de temperatura y precipitación. La métrica utilizada para medir la dispersión ha sido el rango intercuartílico (IQR), para evitar la influencia de puntos atípicos. Es conocido que estas medias pueden no ser representativas, por tanto se han dibujado también diagramas de cajas con las dispersiones calculadas individualmente para cada punto de malla de la región.

Figura 6.5: Dispersión (IQR) de los cuatro conjuntos (barras, eje izquierdo) y sesgos individuales (símbolos, eje derecho) de sus miembros para la temperatura a dos metros (a) y la precipitación (b). Los resultados están calculados a partir de promedios espaciales y temporales sobre las regiones consideradas (figura 6.1). Los sesgos individuales del conjunto multi-modelo no han sido dibujados, ya que este conjunto es en realidad un promedio de 12 conjuntos diferentes (las barras de error representan la variabilidad ($\pm\hat{\sigma}$) alrededor de este promedio). Los sesgos individuales del conjunto EURO-CORDEX están representados por círculos, que son de color azul para los para los miembros de WRF. El sesgo y la dispersión utilizan ejes absolutos diferentes, pero comparten la misma escala. Los rectángulos grises representan el intervalo de confianza al 95 % para la media de E-OBS, calculado utilizando medias anuales.



Multi-física y multi-WRF

Para la temperatura, la dispersión de MWE y MPE es similar en la mayor parte de las regiones (figura 6.5a, barras), excepto en AL y, en menor medida, en MD. Respecto a la precipitación (figura 6.5b) la situación es diferente, y la fracción de la dispersión de MWE que puede ser explicada por las parametrizaciones es más pequeña. Por ejemplo, sobre Iberia (IP) y Francia (FR) MPE muestra aproximadamente la mitad de la dispersión que MWE. La excepción es Europa del Este (EA), región a la que no parecen afectar los cambios en la configuración aparte de las parametrizaciones en ninguna de las dos variables. Con este diseño experimental, no es posible dilucidar cual de las diferencias de configuración es la que más está afectando a la precipitación. En cuanto a los sesgos, como es lógico, aparecen las mismas señales que ya se han estudiado en la sección anterior.

En la mayoría de regiones WRF (ambos MPE y MWE) es más frío (sobre 1K) y lluvioso (sobre unos 0.5 mm día^{-1}) que E-OBS (figura 6.5a, símbolos), lo que confirma los resultados de [Kotlarski et al. \(2014\)](#) para todo el periodo 1990-2008. El sesgo en la precipitación es pequeño sobre la parte occidental del dominio (BI, IP), y relativamente grande en el resto. Algunas simulaciones de WRF (MPE-G y MWE-G) sufren de importantes sesgos fríos en las regiones más frías, relacionados con el problema que ya se ha visto en el cuadrante NE del dominio, sobre los que se tratará más adelante.

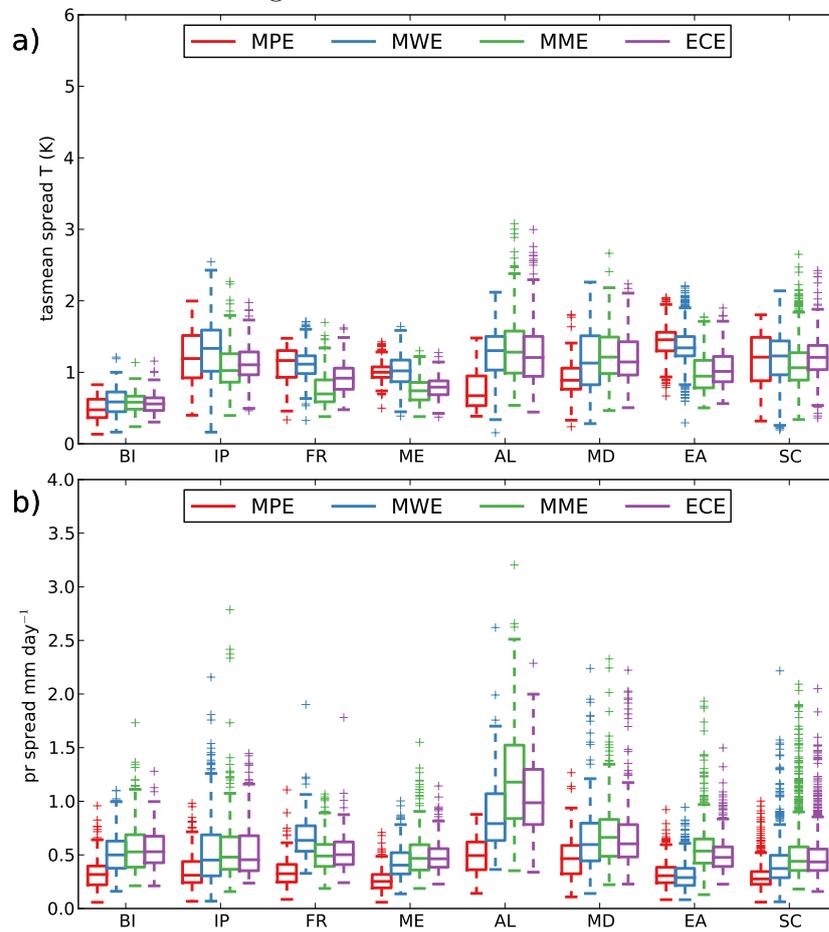
Multi-modelo y EURO-CORDEX

Para la temperatura (figura 6.5a), la relación entre la dispersión de MME y MPE depende de la región considerada pero, en general, son de similar magnitud. La dispersión de MPE es mayor que la de MME en cuatro regiones, menor en dos y muy similar en otras dos. Por otro lado, la dispersión de MWE es mayor que la de ECE en 5 regiones y menor en otras tres. Por lo tanto, los modelos diferentes de WRF no incrementan sistemáticamente la dispersión de ECE. En algunas regiones (ver e.g. AL en la figura 6.5a), MPE y MWE tienden a agruparse en 2 o 3 grupos diferentes. Esto podría llevar a sobrestimar la dispersión al medirla con el IQR. Para comprobar esto, las figuras se han reproducido utilizando los percentiles 5 y 95 (no se muestran), y los resultados encontrados fueron muy similares.

Para la precipitación la imagen general es diferente. La dispersión de MPE es cercana a la de MME (figura 6.5b), de nuevo con diferencias regionales. Sin embargo, los diagramas de cajas (Figure 6.6b) muestran como esto es el resultado de promedios espaciales no representativos. Esto significa que estos promedios están cancelando diferencias entre los modelos y reduciendo artificialmente la dispersión en algunos casos (el más destacado es MME en los Alpes). En la figura 6.6b, la dispersión de MME es consistentemente mayor que la de MPE en las 8 regiones. En cuanto a MWE, es más dispersivo que ECE en una región (FR), similar en 5 y menos en dos.

En cuanto a los sesgos, un modelo (ARPEGE), muestra un sesgo seco opuesto

Figura 6.6: Al igual que en la figura 6.5, pero en lugar de las dispersiones de las medias 5-anuales se representan diagramas de cajas donde la dispersión de cada punto de malla dentro de la región es un dato de la muestra.



al del resto en cuatro de las regiones (Figure 6.5b, símbolos bajo la línea del cero), mientras que el resto del conjunto ECE es similar a MWE, con un sesgo húmedo común. En este caso, los resultados utilizando los percentiles 5-95 difieren del IQR, pero esto puede ser atribuido a la presencia de un punto atípico (ARPEGE). Los resultados muestran que esta sobrestimación de la precipitación en Europa central es compartida por la mayoría de los modelos, y no desaparece completamente en ninguna de las configuraciones de WRF utilizadas.

6.5. *Discusión e interpretación de los resultados*

Para la temperatura, el conjunto de multi-configuración de un único modelo (MWE) muestra una dispersión similar o mayor que la de un multi-modelo (MME) en la mayoría de regiones. Para la precipitación la dispersión de MWE es del mismo orden de magnitud, pero menor que la de MME en cuatro regiones. El diseño del sub-conjunto de WRF en EURO-CORDEX evita intencionadamente repetir configuraciones similares, y utiliza combinaciones de parametrizaciones que no fueron específicamente calibradas en esta región con E-OBS. Por el contrario, la mayoría de los otros modelos han sido probados exhaustivamente sobre Europa en proyectos previos, como PRUDENCE y ENSEMBLES. Por esta razón, se espera que hayan sido calibrados para acercarse a las observaciones (E-OBS). Esto puede explicar la dispersión relativamente pequeña encontrada para MME. De hecho, para la temperatura, los sesgos de los modelos de MME son relativamente pequeños en comparación con otros proyectos como NARCAPP (Mearns et al., 2012).

A pesar de esto, ninguno de los conjuntos, incluyendo MME con sus sesgos relativamente pequeños (figura 6.5, símbolos) se encuentra centrado en la observación. Para la temperatura, todos los conjuntos abarcan la temperatura observada (línea de sesgo cero) en cada región (excepto Escandinavia) pero, en muchas regiones solamente un modelo se sitúa por encima de la observación. Así mismo, para la precipitación, MWE y ECE no abarcan la observación, sino que la exceden en la mayoría de las regiones, y solamente ARPEGE, muy alejado de los demás, es menos lluvioso que las observaciones. Las excepciones son BI e IP, donde los sesgos son significativamente más pequeños. Sanderson y Knutti (2012) encontraron que en la literatura existían dos interpretaciones diferentes de los conjuntos de simulaciones: “Centrado en la verdad” e “indistinguible”. La primera asume que los miembros del conjunto se distribuyen aleatoriamente alrededor de la “verdad”, más un error estructural, mientras que la segunda considera a los miembros como posibilidades equiprobables e indistinguibles. Estos autores propusieron que, dado que los modelos se encuentran calibrados para representar los valores observados del presente, se acercan más al paradigma “centrado en la verdad” al compararse con observaciones. Por lo tanto, los resultados presentados aquí encajarían mejor con esta interpretación, con un error estructural significativo. Sin embargo, en algunas regiones (e.g. FR para la temperatura, figura 6.5a) los puntos tienden a formar grupos, un comportamiento que no encaja con ninguna de las dos citadas interpretaciones.

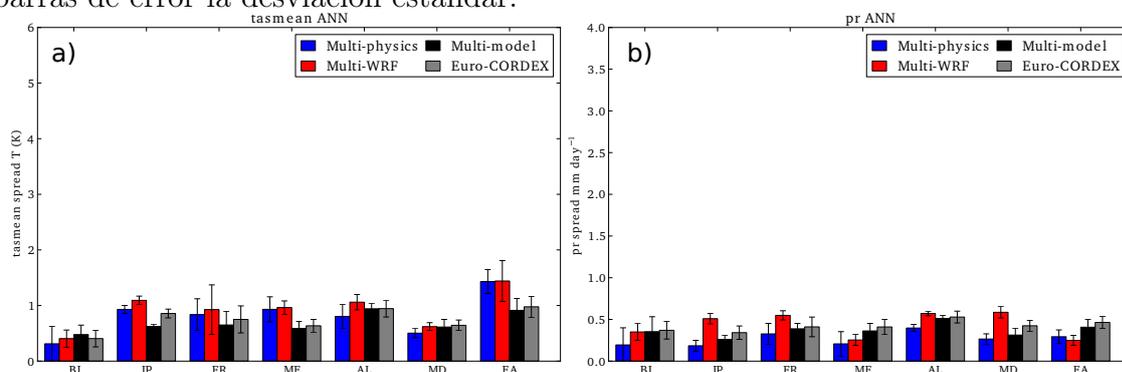
Llegado este punto, deben distinguirse tres características diferentes en un conjunto: La dispersión (dispersión respecto a la media), la diversidad (si se tiende a formar grupos de modelos más similares entre sí) y el sesgo o error estructural (desviación de la media del conjunto de la observación). Hemos encontrado que los conjuntos considerados se encuentran lejos de estar centrados alrededor de la observación. De esto podría concluirse que estos conjuntos no son suficientemente dispersivos. Sin embargo, la dispersión encontrada podría ser suficiente si el error estructural fuese eliminado. La relevancia del error sistemático del conjunto podría disminuirse utilizando conjuntos muy dispersivos, pero esto significaría sacrificar la agudeza o precisión del conjunto (la información que aporta respecto a una proyección puramente estadística, basada en la variabilidad del clima pasado). Siguiendo este razonamiento, el principal problema a ser resuelto aquí no sería la falta de dispersión, sino el error estructural que se ha encontrado.

Respecto a la diversidad de los conjuntos MPE y MWE, encontramos que MPE no es, con este diseño, completamente equivalente a un conjunto multi-modelo, ya que para la precipitación su dispersión es menor que la de MME. Por otro lado, añadiendo más diferencias de configuración, aparte de las parametrizaciones, ha sido posible producir un conjunto (MWE), con una dispersión similar a la de MME en la mayoría de los casos. Sin embargo, los miembros de MWE tienden a agruparse, lo que quiere decir que probablemente es menos diverso que MME o ECE. Los resultados sugieren que con un diseño más cuidadoso de MWE, muestreando mejor el espacio de parámetros de configuración, podría conseguirse un conjunto tan diverso como un multi-modelo, pero es necesaria más investigación para poder confirmar este punto.

Una mayor dispersión en la simulación del clima presente no implica necesariamente mayor dispersión en la respuesta al cambio climático (Jerez et al., 2013a). Sin embargo, probablemente los procesos en el origen de la dispersión, como la convección, la radiación o la partición de los flujos de energía en superficie (de Noblet-Ducoudré et al., 2012; Vautard et al., 2013) se encuentran también en el origen de la dispersión en las estimaciones de cambio climático. Esto queda pendiente de ser investigado en el futuro. Respecto al error estructural encontrado, existen mecanismos plausibles a través de los cuales podría propagarse a las estimaciones de cambios climáticos futuros. Por ejemplo, como se verá en el siguiente capítulo, a menudo los sesgos fríos y húmedos en los modelos vienen acompañados de un contenido de humedad del suelo demasiado alto. Esto podría afectar a las retroalimentaciones de suelo-atmósfera en las proyecciones futuras, retrasando la transición desde regímenes de energía limitada a humedad limitada (Seneviratne et al., 2010; Jerez et al., 2013a).

Se han comprobado algunas debilidades potenciales del estudio, y los resultados se han encontrado robustos. La principal es la duración del periodo de estudio, que podría verse como demasiado corto debido a la variabilidad interna. Para comprobar esto, se han calculado dispersiones anuales, y su desviación estándar se ha representado como barras de error. Para la temperatura (figura 6.7a) la mayor parte de barras de error se solapan, mientras que para la precipitación (figura 6.7b) no es así. Aparte de esto, también se ha comprobado la sensibilidad de los resultados a la forma de

Figura 6.7: Para esta figura se han calculado las dispersiones de los conjuntos para cada uno de los 5 años. Las barras representan la media de las 5 dispersiones y las barras de error la desviación estándar.



calcular el IQR (Hyndman y Fan, 1996). A pesar de haberse encontrado diferencias regionales, el resultado general se ha encontrado robusto.

6.6. Conclusiones

Se han comparado las dispersiones de 4 conjuntos diferentes sobre el dominio de EURO-CORDEX para el periodo 2002-2006: Multi-física (MPE), multi-WRF (MWE), multi-modelo (MME) y EURO-CORDEX (ECE). Para la temperatura, variar las parametrizaciones utilizadas por WRF ha sido suficiente para obtener dispersiones similares a las encontradas para MME. Por el contrario, la dispersión de MPE para la precipitación se ha encontrado más pequeña que la de MME. Sin embargo, se ha mostrado como las otras diferencias de configuración introducidas en WRF por otros grupos de investigación llevan a un conjunto (MWE) tan dispersivo como MME y ECE en la mayoría de regiones. Debe notarse que las combinaciones de parametrizaciones utilizados en MPE no se escogieron buscando una dispersión elevada, sino que constituyen un conjunto de oportunidad. En particular, Mooney et al. (2013) encontraron que la mayor sensibilidad correspondía a la parametrización de suelo-superficie, que no se modificó en ninguna de las simulaciones de EURO-CORDEX WRF.

Se concluye, por tanto, que los conjuntos del tipo de MPE y MWE son herramientas útiles para complementar conjuntos multi-modelo, y mejorar la comprensión de la incertidumbre en las simulaciones de clima regional, ya que alcanzan dispersiones significativas, comparables a las de un multi-modelo, y las diferencias entre sus miembros son trazables.

Así mismo, se ha encontrado que los cuatro conjuntos considerados sufren de errores sistemáticos del mismo signo (frío y lluvioso) en la mayoría de regiones. El último capítulo de esta tesis se centrará, precisamente, en trazar estas diferencias e identificar los procesos responsables de los sesgos observados.

CAPÍTULO 7

Evaluación de un conjunto multi-física con observaciones modernas de suelo y radiación

7.1. *Estado del arte y aporte*

En el capítulo anterior se ha estudiado la dispersión de 4 conjuntos diferentes de simulaciones sobre el dominio de Euro-CORDEX. Entre ellos se encuentra un nuevo conjunto multi-física, cuyos miembros llamamos MPE-A, MPE-C, etc. (ver tabla 6.1). Las variables analizadas, como en el caso de una buena parte de los trabajos sobre RCMs publicados, han sido la precipitación y la temperatura (P&T). Debido a que la mayor parte de observaciones corresponden a estas variables, existe una tendencia, por parte de la comunidad de modelización, a prestarles mucha atención por encima de las demás. Esto puede llevar a reducir el error compensando errores en lugar de incrementando el realismo físico. Por ejemplo, [Samuelsson et al. \(2011\)](#) evaluaron en profundidad un RCM, y encontraron que la excesiva radiación solar incidente sobre la superficie era compensada por un albedo demasiado alto en el sur de Europa. Por experiencia en congresos y conversaciones informales, sabemos que la mayor parte de desarrolladores de RCMs los evalúan con numerosas observaciones aparte de P&T. Sin embargo, a menudo estos resultados no se publican, sino que se retienen como conocimiento propio del grupo. Existen buenas razones para la atención dedicada a P&T. Son variables clave para asesorar el impacto del clima en la biosfera, y también las mejor observadas. Sin embargo, la fiabilidad de los modelos exige la máxima transparencia en todo el proceso de ajuste y evaluación.

Ejemplos de trabajos P&T son [Argüeso et al. \(2011\)](#); [Awan et al. \(2011\)](#); [Mooney et al. \(2013\)](#) entre otros muchos. [Argüeso et al. \(2011\)](#) compararon 8 combinaciones de parametrizaciones con observaciones en el sur de España. Las combinaciones incluyen ACM2, YSU y MYJ para la PBL, BMJ y KF para la convección y WSM3

y Thompson para la microfísica. Encontraron que la precipitación era más sensible a las físicas (especialmente a los cúmulos y la PBL) que la temperatura, exceptuando las mínimas diarias respecto a la PBL. En general, estos autores recomendaron las combinaciones BMJ-ACM2 o BMJ-YSU para la precipitación y MYJ para la temperatura, pero advirtieron que no existía una combinación que se impusiera con claridad sobre las demás.

Awan et al. (2011) analizaron un gran número de combinaciones de físicas sobre los Alpes (13 con MM5 y 16 con WRF), incluyendo los cúmulos, la microfísica y la PBL. A pesar de que hicieron algunas recomendaciones, también concluyeron que no había una combinación claramente mejor que el resto. La mayor parte de estudios multi-física comparten esta conclusión (Fernández et al., 2007; García-Díez et al., 2013; Jerez et al., 2013b). Bellprat et al. (2012) propusieron una metodología para calibrar objetivamente modelos regionales, basada en una aproximación multi-parámetro. Esta última consiste en producir conjuntos perturbando parámetros dentro de sus parametrizaciones. Sin embargo, esta metodología no resuelve el problema de la elección de las parametrizaciones mismas, ya que los problemas que afrontan estas pueden resolverse de forma estructuralmente diferente.

Mooney et al. (2013) compararon un MPE de 12 miembros con los datos de E-OBS sobre Europa. El MPE se construyó combinando 2 esquemas de suelo (Noah y RUC), 2 de PBL (YSU y MYNN3), 2 de radiación de onda larga (RRTM y CAM) y 2 de microfísica (WSM3 y Morrison). De los estudios existentes, este es el que guarda más similitudes con el de la presente tesis. Sin embargo Mooney et al. (2013) no incluyeron observaciones adicionales aparte de E-OBS. Los autores concluyeron que WRF simula correctamente la temperatura, pero que tiene serios problemas con la precipitación, con errores del 100 % en algunos puntos. También encontraron que el modelo de suelo Noah produce temperaturas más realistas, mientras que el RUC las sobrestima. A pesar de que los citados estudios obtuvieron resultados interesantes, al centrarse solamente en P&T no aportan apenas información acerca de los procesos físicos que están detrás de los sesgos de los modelos. También aceptan como mejores las combinaciones de parametrizaciones que minimizan el sesgo en P&T, a pesar de que no necesariamente son las más realistas físicamente.

En este capítulo, nuestro objetivo es mostrar como un análisis multi-variable de un MPE puede utilizarse para mejorar la comprensión del realismo físico del modelo, y de las fuentes de incertidumbre. Con esta meta, se ha evaluado un MPE no sólo utilizando P&T, sino también los flujos radiativos, la cubierta de nubes, el contenido de humedad del suelo y el albedo. Es bien conocido que estas variables juegan un papel esencial a la hora de representar correctamente el clima y la sensibilidad climática (Jaeger y Seneviratne, 2011; Samuelsson et al., 2011; Watanabe et al., 2012). Su estudio en un MPE de un modelo regional, que no tiene precedentes a conocimiento del autor, nos permite ver como la incertidumbre se propaga por el sistema en diferentes formas dependiendo de la estación y la región. Debe tenerse en cuenta que, como se ha visto en el capítulo 6, este conjunto multi-física no da cuenta de toda la incertidumbre pero, al contrario de los conjuntos multi-modelo, las

diferencias entre sus miembros son trazables. El conjunto está diseñado de forma que cada configuración difiere en tan solo una parametrización de al menos uno de los otros miembros. Esto es posible gracias a que WSM5 y WSM6 pueden considerarse en la práctica como la misma parametrización, ya que se ha comprobado en experimentos adicionales (que no se muestran), que su resultado es casi idéntico. A las escalas en la que se trabaja aquí, el modelo no es capaz de resolver los procesos que dan lugar a la formación de granizo blando, que es la única diferencia entre el WSM5 y WSM6. Los resultados encontrados para WSM5 y WSM4 (MPE-A y MPE-C) son también muy similares, exceptuando la radiación durante el invierno. Por lo tanto, es posible aislar el efecto de cada esquema en el clima simulado. Un objetivo adicional de este estudio es analizar las principales deficiencias del modelo. La metodología nos permite discernir si estas deficiencias, algunas de las cuales ya se vieron en el capítulo anterior, son estructurales o características de una parametrización o un conjunto de parametrizaciones. Además, el análisis del acoplamiento entre las diferentes variables que ofrece el MPE es de gran ayuda a la hora de buscar el origen de las deficiencias del modelo.

Al igual que en el capítulo anterior, el dominio utilizado es el dominio de CORDEX para Europa a una resolución horizontal de 0.44° (figura 6.1). Por lo tanto, los resultados son relevantes para la comunidad de WRF implicada en EURO-CORDEX. También lo son para el resto de comunidades implicadas en la modelización del clima regional, dado que los problemas detectados en WRF o similares aparecen en otros RCMS (Kotlarski et al., 2014; Samuelsson et al., 2011).

7.2. Metodología y datos utilizados

En este capítulo se han utilizado las simulaciones del conjunto MPE del capítulo anterior, al que se han añadido otras 2 simulaciones (tabla 6.1): Una es la etiquetada como MPE-M, cuyo objetivo es aislar la sensibilidad a la microfísica (WSM6 a M2M) respecto a MPE-G, y los cúmulos (KF a GD) respecto a MPE-H. La segunda, que es la etiquetada como REFOR, se ha reiniciado cada día al igual que las simulaciones de los capítulos 4 y 5, y utiliza las parametrizaciones de MPE-G. Esto permite discriminar entre el error del modelo que aparece a corto plazo y el ligado a retroalimentaciones más lentas. Como ya se ha dicho, se ha ido más allá de los análisis de precipitación y temperatura, analizando otras variables. En la tabla 7.1 se resumen las variables utilizadas y sus unidades.

Los datos de E-OBS y CERES, que ya fueron descritos en el capítulo 3, no se encuentran en la malla original de WRF. Para compararlos se ha escogido la malla de E-OBS (regular a 0.5° de resolución), como malla común. Esto permite realizar promedios espaciales comparables utilizando la máscara de tierra de E-OBS. Los datos de WRF y CERES se han interpolado a esta malla mediante interpolación bilineal¹.

¹La interpolación se ha llevado a cabo mediante la función “remapbil” de la herramienta *Climate*

Tabla 7.1: Tabla resumen con las variables utilizadas en este capítulo. La nomenclatura está basada en la utilizada en el CMIP5 (ver apéndice A.1), con algunos cambios convenientes, como tomar la precipitación en $kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$ en lugar de $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$.

Nombre	Nombre largo	Unidades
TASMEAN	Temperatura media diaria en la superficie	K
TASMAX	Temperatura máxima diaria en la superficie	K
TASMIN	Temperatura mínima diaria en la superficie	K
PR	Flujo de precipitación	$kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$
RSDS	Flujo de radiación de onda corta descendente en superficie	Wm^{-2}
RLDS	Flujo de radiación de onda larga descendente en superficie	Wm^{-2}
RLUT	Flujo de radiación de onda larga ascendente en el TOA	Wm^{-2}
CLT	Cubierta de nubes fraccional	1
ALB	Albedo en superficie	1

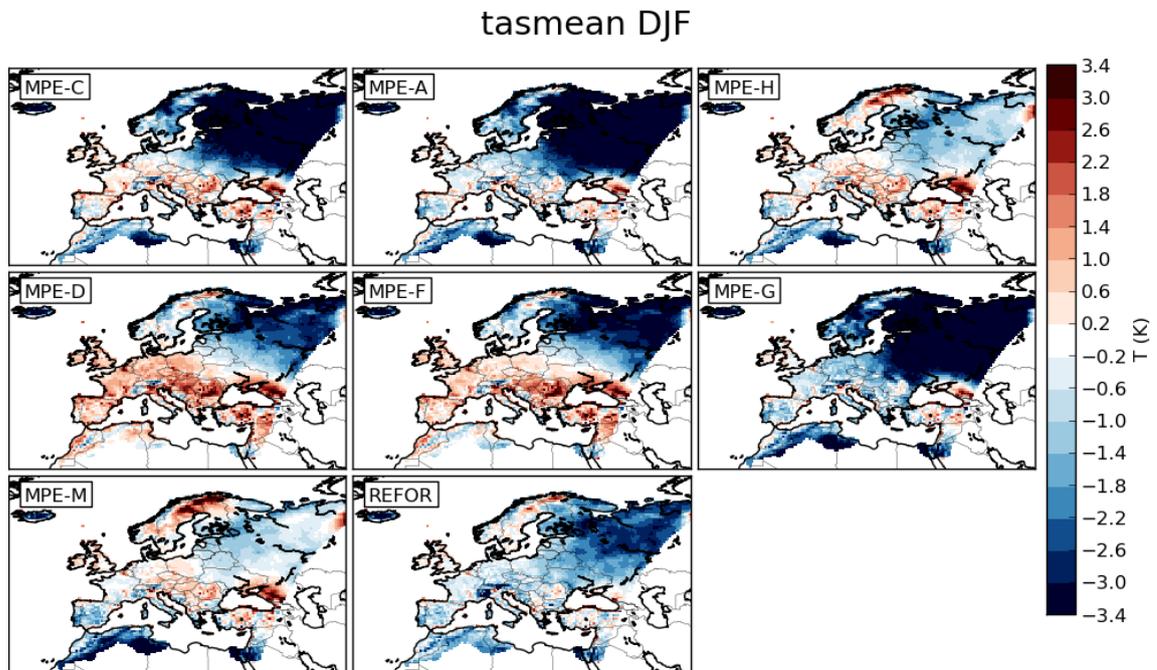
El principal obstáculo para evaluar WRF con los datos de CERES es la corta longitud de las series temporales, y el fuerte ciclo anual de las variables de radiación. Como primera medida para evitar el ciclo anual, se han estudiado solamente las diferencias estacionales, sobre todo verano e invierno, por brevedad. Dado que los datos de CERES utilizados son medias mensuales, y el periodo de estudio 5 años, esto nos deja 15 datos por cada punto de malla y estación del año para comparar con las medias mensuales calculadas a partir de la salida de WRF. Además, dentro de las estaciones todavía hay diferencias significativas entre meses debidas al ciclo anual, lo que hace que la serie no sea estacionaria. Después de considerar varias opciones para resolver esto, se ha adoptado la siguiente metodología: Para cada punto se ha calculado la serie de diferencias entre WRF y CERES (15 valores). Se ha comprobado mediante gráficas de papel probabilístico que estas series se ajustan bien a una distribución normal, ya que al ser diferencias se elimina el efecto del ciclo anual. Por tanto, esto nos permite aplicar un test-t (para una muestra única) para cada punto. De esta forma, en los mapas de diferencias con CERES se han sombreado de gris los puntos para los que la media de la serie de diferencias no es significativamente distinta de cero (2-sigma). Otra ventaja de utilizar directamente las diferencias es que el ruido introducido por el error de los datos CERES ya está incluido en la serie, y por tanto en el test.

7.3. Resultados

7.3.1. Temperatura y precipitación

Para analizar la multi-física se han representado paneles de mapas 3x3 en los cuales se han agrupado las simulaciones para facilitar su comparación: La primera fila

Figura 7.1: Sesgo de la temperatura media diaria en invierno para todos los miembros de la multi-física, más REFOR, respecto a E-OBS.

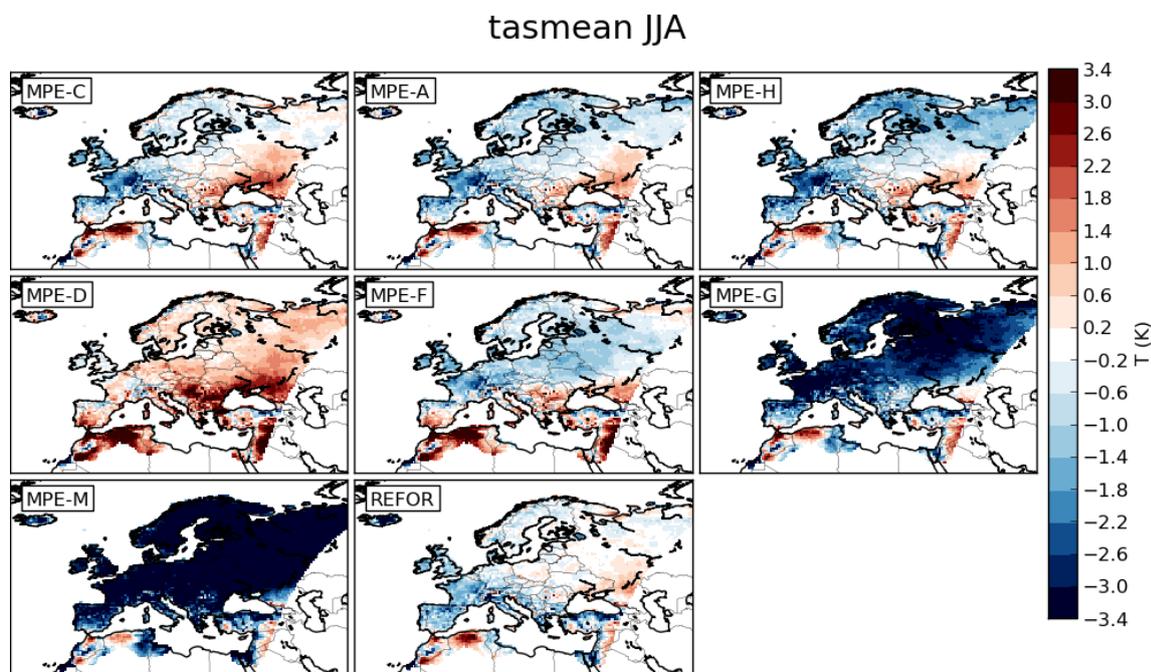


corresponde a las que utilizan el esquema de convección Kain-Fritsch, en la segunda fila las dos primeras simulaciones utilizan la radiación del RRTMG, mientras que la tercera, y la primera de la tercera fila (MPE-G y MPE-M), son las que combinan los cúmulos de Grell-Devenyi y la radiación del CAM. Por último se muestra REFOR en el centro de tercera fila.

Previamente a comparar WRF con los datos de CERES, se ha realizado un análisis estándar de la habilidad de WRF para reproducir la temperatura y precipitación observadas. Estos mapas son esencialmente los ya mostrados en el capítulo anterior, con 2 nuevas simulaciones: MPE-M y REFOR.

En las temperaturas invernales (figura 7.1), se observa el sesgo frío sobre Rusia ya encontrado en el capítulo anterior, que afecta a todas las simulaciones excepto a las que utilizan la microfísica Morrison-2Moment. Como se explica en la sección 2.2.4, M2M es una microfísica más compleja que las WSM. El esquema M2M sería más adecuado para simulaciones de alta resolución con capacidad para resolver más detalles de las nubes, sin embargo, en este caso parece que es capaz de marcar la diferencia. Veremos más adelante como en realidad el M2M está compensando el sesgo frío produciendo demasiada nubosidad y no es, por tanto, una solución al problema. La simulación que se ha reiniciado diariamente desde ERA-Interim (REFOR), sufre también de sesgo frío en el noreste, aunque bastante más pequeño que su análogo continuo MPE-G. De esto se deduce que este sesgo aparece en parte casi inmediatamente al arrancar desde ERA-Interim, tras lo cual gana en amplitud gracias

Figura 7.2: Sesgo de la temperatura media diaria en verano para todos los miembros de la multi-física, más REFOR, respecto a E-OBS.



a las retroalimentaciones. Otros usuarios de WRF han encontrado que el modelo es demasiado frío sobre terreno nevado, y lo atribuyen a una representación de la nieve demasiado simplificada (Mass, 2013)². Waliser et al. (2011) encontraron que una parametrización multi-capa de la nieve, como el SSiB recientemente añadido a WRF, es capaz de mejorar la simulación de la nieve, dado que Noah no representa bien los procesos de envejecimiento, compactación y fusión. Según estos autores, otra fuente de incertidumbre son los aerosoles como el carbón negro, que modifican sensiblemente el albedo de la nieve, y cuya cantidad exacta se desconoce. Wang et al. (2010) identificaron y corrigieron una serie de problemas y aspectos mejorables en Noah, orientados especialmente a la representación de la nieve en zonas boscosas. Estos autores encontraron que, tras estas mejoras, el comportamiento del esquema mejoraba significativamente, y era tan realista como uno mucho más complejo (el CLM). Estas mejoras están implementadas en WRF v3.5, sin embargo, se ha comprobado que el problema sigue presente en esta versión en una simulación de prueba no mostrada aquí. Más adelante se profundizará más en este problema a la luz de los datos de radiación.

En la figura 7.2 pueden verse los errores para la temperatura media en verano. A pesar del buen comportamiento de MPE-M en invierno, esta simulación es poco realista en primavera y verano, estaciones en las que su temperatura alcanza valores más de 4 grados por debajo de lo observado. Por otro lado, durante el verano,

²ver también <http://forum.wrfforum.com/viewtopic.php?f=9&t=5786>

las temperaturas de las simulaciones que usan el KF (MPE-C, MPE-A y MPE-H) son muy similares entre sí, con un sesgo relativamente pequeño respecto a E-OBS ($\pm 1,4\text{K}$). En cambio, dos de las simulaciones que utilizan el esquema GD (MPE-G y MPE-M) son demasiado frías. La tercera, MPE-F, que se diferencia de MPE-G tan solo en el esquema de radiación (RRTMG en la primera frente a CAM en la segunda), tiende también a ser demasiado fría, pero en mucha menor medida. Encontrar una sensibilidad tan grande de la temperatura a la parametrización de cúmulos es un resultado inesperado ya que, a diferencia de los trópicos, en Europa el clima está dominado por el forzamiento sinóptico. Por el contrario, la sensibilidad a la microfísica es pequeña, ya que los sesgos de MPE-C, MPE-A y MPE-H son similares. Si bien MPE-M tiende a ser significativamente más fría que MPE-G, lo que es una muestra de no linealidad³ ya que, al igual que MPE-A y MPE-H, se diferencian en utilizar el WSM6 frente a M2M. En cuanto a la radiación, se observa que el esquema RRTMG, utilizado en MPE-D y MPE-F, tiende a producir temperaturas más altas que el CAM. Otro hallazgo es que, a pesar de que utilizan diferentes aproximaciones (control de capa profunda frente a flujo de masa, ver sección 2.2.2), el esquema de cúmulos BMJ tiene un efecto sobre las temperaturas muy similar al KF. Por lo tanto, la combinación de BMJ y RRTMG en MPE-D lleva al modelo a ser demasiado cálido durante el verano (0.6-1K, alcanzando más de 2K en los Balcanes y la región del Mar Caspio). En el caso de REFOR, puede verse como, al reiniciar el modelo cada día, el sesgo frío de su equivalente MPE-G desaparece por completo. Por lo tanto, este error se desarrolla en escalas de tiempo más largas.

En cuanto a la precipitación, el comportamiento es diferente, y el sesgo es en general más grande que las diferencias entre los miembros del conjunto. En invierno (figura 7.3), WRF produce demasiada precipitación, especialmente en la mitad oriental del dominio. Una posible explicación es un excesivo transporte de humedad por parte de los vientos del oeste que dominan en el continente, que se relacionaría a su vez con la falta de rozamiento superficial encontrada por JD2012. La diferencia entre el resultado para REFOR y su equivalente MPE-G refuerza esta hipótesis. Ambas son muy similares en la mitad occidental del dominio, mientras que MPE-G es mucho más húmeda en la oriental. A pesar de esto, en los campos de flujo de humedad o agua precipitable no se ha hallado evidencia a favor de esta hipótesis, luego esta explicación es probablemente demasiado simple. También es posible que el problema del rozamiento esté generando errores en la circulación atmosférica más complejos que un cambio en el transporte de humedad. Esto último sería consistente con el sesgo encontrado por [Kotlarski et al. \(2014\)](#) en la presión reducida a nivel del mar.

Durante el verano (figura 7.4), el conjunto es más dispersivo. Al contrario de lo visto en la temperatura, la configuración con menor error es MPE-M. Podemos deducir que el sesgo frío de MPE-M en verano no se debe a una precipitación excesiva. Al contrario, las temperaturas excesivamente bajas están disminuyendo la inestabilidad

³Linealidad se refiere, en este caso, a la capacidad de predecir el efecto de las parametrizaciones combinando linealmente sus sesgos de acuerdo con lo observado en otras simulaciones

Figura 7.3: Sesgo de la precipitación diaria en invierno para todos los miembros de la multi-física, más REFOR, respecto a E-OBS.

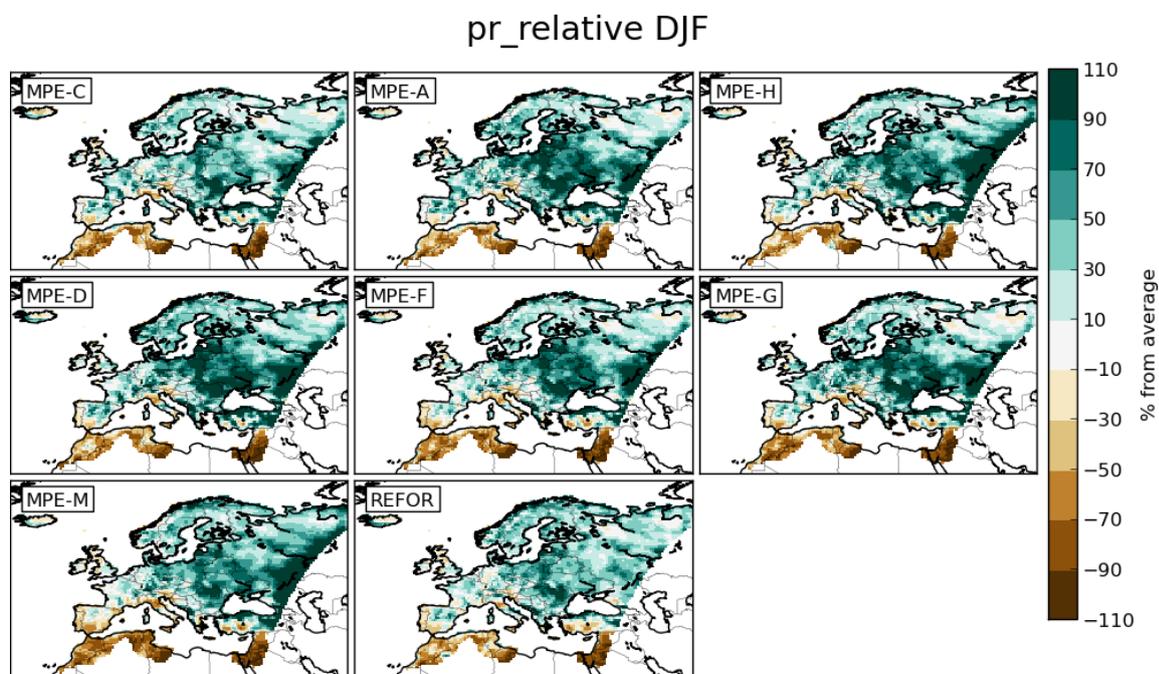
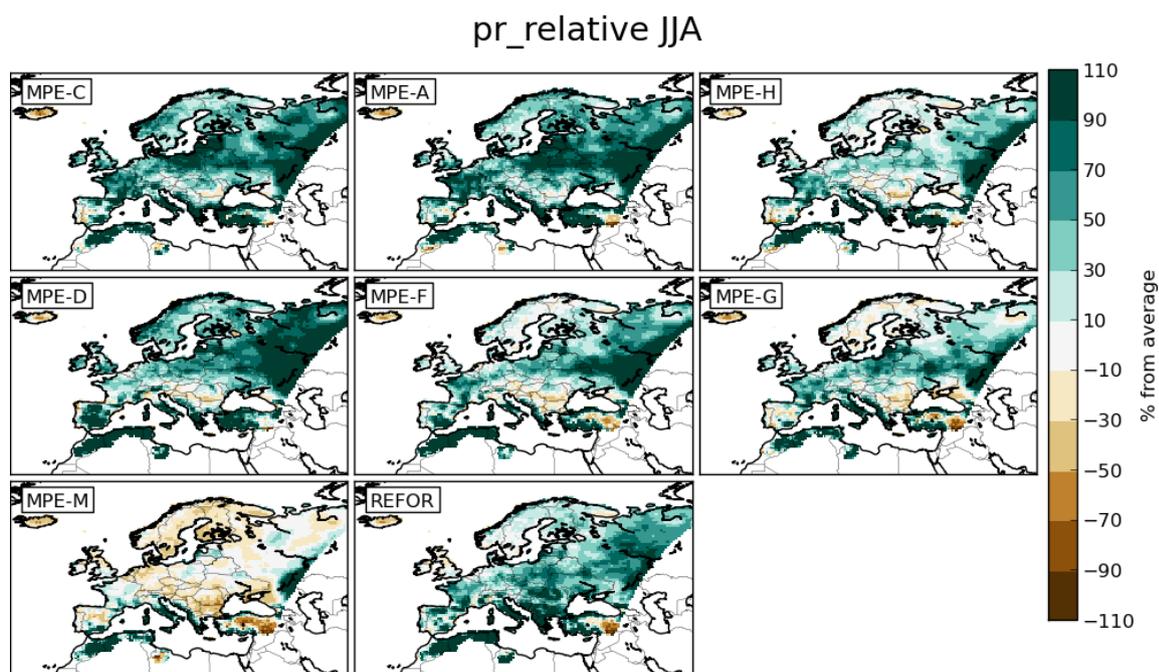


Figura 7.4: Sesgo de la precipitación diaria en verano para todos los miembros de la multi-física, más REFOR, respecto a E-OBS.



estática (el CAPE) y por tanto debilitando la convección, unido a que la atmósfera más fría acumula menos agua precipitable. Esto ilustra lo inapropiado de considerar una sola variable, como la precipitación, a la hora de evaluar un modelo, incluso aunque sea la variable de interés para un estudio dado. Por otro lado, simulaciones con errores de temperaturas pequeños, como MPE-C, MPE-A y MPE-F, o incluso demasiado cálidas, como MPE-D, producen precipitaciones excesivas. En el caso de REFOR, en verano también sobrestima la precipitación, y es en general similar a MPE-G, aunque hay diferencias relevantes en algunas regiones, como la Península Ibérica (IP). Esto último sugiere que la causa de la excesiva precipitación es diferente en invierno y en verano. Durante el invierno se relacionaría con la falta de rozamiento superficial, o errores en la circulación, que no aparecen en REFOR debido a su reinicio diario. Durante el verano se relacionaría con un mal comportamiento del esquema de convección, cuya escala de tiempo es suficientemente corta como para aparecer en REFOR. Es conocido que KF produce excesiva precipitación en este rango de resoluciones. Esto ocurre en parte debido a no tener en cuenta el efecto en la radiación de los cúmulos no resueltos (Alapaty et al., 2012), y en parte a deficiencias en el cálculo de la escala convectiva, relacionado con el disparo de la convección (Tripathi y Dominguez, 2013). Esto último se relaciona también con una mala representación del ciclo diario de convección (Pohl et al., 2014), que también se da en la mayor parte de los modelos (Nikulín et al., 2012).

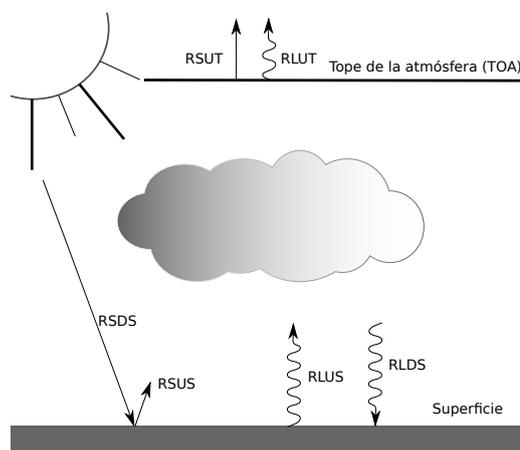
7.3.2. *Flujos radiativos y cubierta nubosa*

En la última sección se han formulado algunas hipótesis para explicar los errores encontrados. Sin embargo, solamente la temperatura y la precipitación no aportan suficiente información como para verificarlas. A continuación se exponen los resultados de evaluar el conjunto MPE con observaciones de flujos de radiación de CERES, descritas en la sección 3.2.8. Estas variables no permiten evaluar los balances de energía y humedad en superficie de forma completa (ver sección 2.2.3), ya que serían necesarios los flujos de calor latente y sensible. Sin embargo, junto con la humedad del suelo, que se verá más adelante, constituyen buena parte de los factores que intervienen en este balance. Como se ha dicho en el capítulo 2.2.3, nos referiremos a los flujos de radiación por sus nombres de acuerdo con las convenciones adaptadas para el CMIP5. Como ayuda para el lector, en la figura 7.5 puede verse un esquema en el que se han representado los flujos de radiación. Estos flujos están muy influenciados por la cubierta nubosa, y constituyen una forma indirecta de evaluar su realismo.

Verano

En la figura 7.6 se muestra el sesgo para RSDS en verano. Puede verse como el sesgo frío que se encontró en esta estación para MPE-M y MPE-G se correlaciona con una infraestimación de RSDS. Esto quiere decir que, o bien hay demasiada nubosidad, o bien las nubes están reflejando demasiada radiación al espacio. Sin

Figura 7.5: Esquema con los flujos radiativos que se han evaluado. Los nombres de las variables están tomados de las convenciones del CMIP5. Los flujos de onda larga se han representado con líneas serpenteantes, mientras que los de onda corta con líneas rectas.

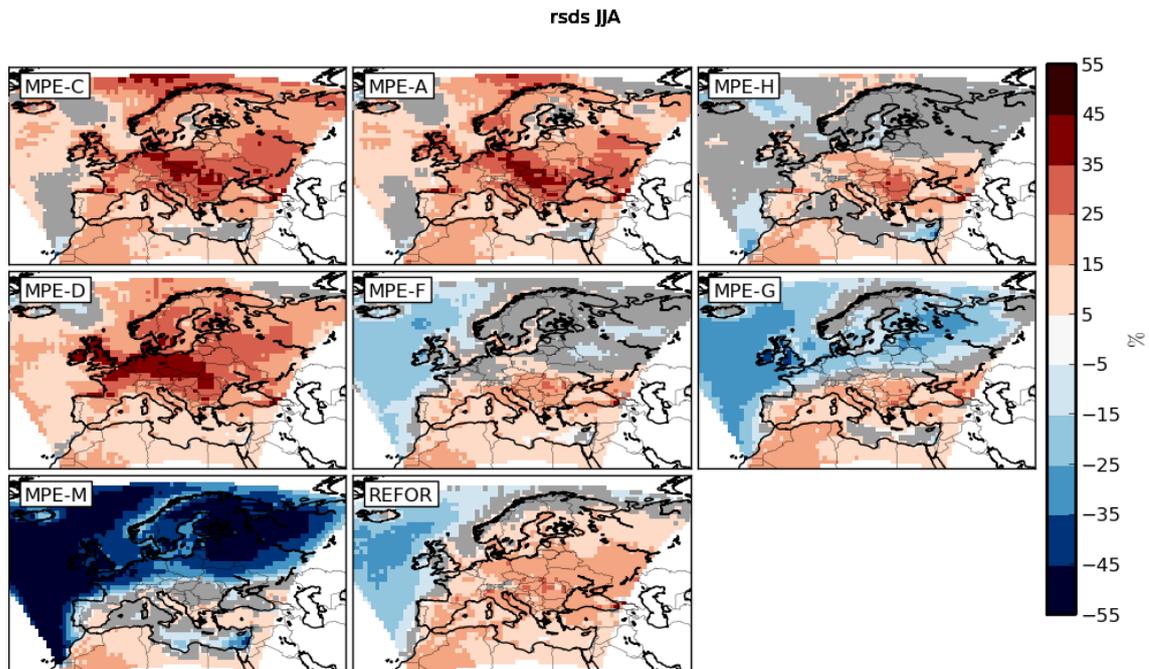


embargo, examinando los mapas cuidadosamente, puede verse como el sesgo frío persiste en zonas en las que no existe sesgo en RSDS, como el sur de Francia o el norte de España. Por otro lado, en MPE-C y MPE-A, cuyas temperaturas no se alejan mucho de lo observado en verano, RSDS se sobrestima significativamente. Se deduce que el modelo es demasiado frío aún con una RSDS correcta. En el caso de MPE-H y MPE-F RSDS está cerca de la observada en la mayor parte del dominio. Ha de notarse también que, a pesar de tener una RSDS similar, MPE-D es más cálida que MPE-A y MPE-C, por lo tanto, en este caso la fuente de energía tras la diferencia debe de ser otra. Por último, de nuevo REFOR es diferente a MPE-G, y no subestima RSDS en la mitad norte de Europa. Esto significa que este efecto necesita más de 12-24 horas para aparecer.

Entre los datos de CERES también se encuentran disponibles datos de cubierta total de nubes (CLT), en la base de datos SYN1def (ver sección 3.2.8). En el caso de WRF, esta variable no se encuentra disponible en su salida directa, y es necesario calcularla a partir de la cubierta fraccional de cada nivel del modelo. Siguiendo (Sundqvist et al., 1989), se ha calculado la CLT asumiendo solapamiento aleatorio de las capas de nubosidad, mientras que dentro de cada capa nubosa se asume solapamiento máximo. Debe hacerse notar que la base de datos SYNdef1 es diferente a EBAF, la utilizada para evaluar los flujos radiativos, ya que utiliza solamente datos de MODIS y AQUA (sección 3.2.8). Una completa evaluación de la cubierta de nubes de WRF requeriría utilizar un simulador de datos de satélite (Bodas-Salcedo et al., 2011), y esto queda fuera del alcance de este trabajo. Sin embargo, se ha llevado a cabo una comparación simple con los datos de SYNdef1 para comprobar si son consistentes con los de los flujos radiativos.

En los mapas del sesgo de la nubosidad durante el verano (figura 7.7) pueden verse los patrones ya encontrados en RSDS, por tanto, podemos concluir que los sesgos

Figura 7.6: Sesgo de RSDS en verano para todos los miembros de la multi-física, más REFOR, respecto a CERES. El sesgo está representado en términos relativos (% sobre el observado)

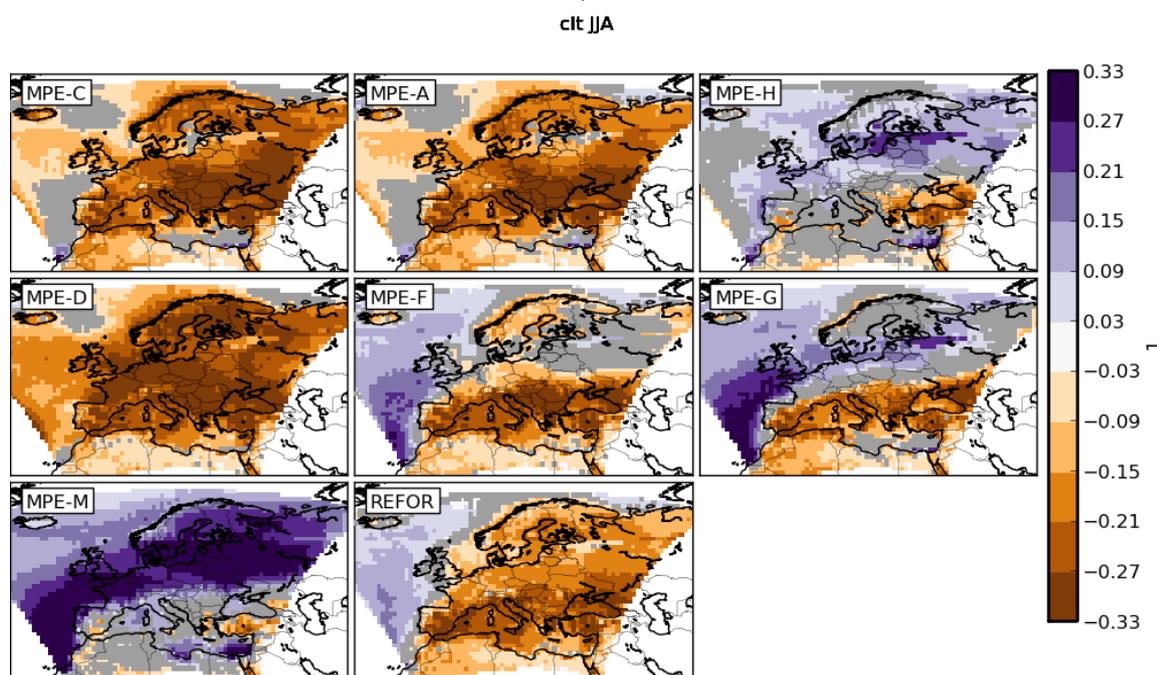


encontrados en esta última variable se deben a diferentes cubiertas nubosas y no a diferentes albedos de la nubosidad. Por otro lado, el modelo produce menos cubierta nubosa de la observada en el Mediterráneo para casi todas las simulaciones, excepto MPE-H y MPE-M. En esta zona se forma muy poca nubosidad en JJA (figura 7.8). Sin embargo, se han encontrado déficits del -0.33% respecto a la observación en simulaciones que producen temperaturas realistas, como MPE-F. Esto quiere decir que, sobre esta zona, se ha observado mucha más nubosidad que la simulada durante el verano. Analizando los datos observados llama la atención como el ciclo anual en el Mediterráneo es significativamente más pequeño en la observación que en las simulaciones. Inicialmente se pensó que podría ser un problema de los datos de CERES. Sin embargo, se ha encontrado resultados similares al comparar con otra base de datos independiente (SRB-GEWEX⁴). Las causas de esta desviación no se han podido determinar.

Hemos visto como las diferencias en RSDS están causadas principalmente por las diferencias en la cubierta de nubes. La nubosidad también causa un aumento del flujo descendente de onda larga en superficie (RLDS), compensando hasta cierto punto el descenso del RSDS. De acuerdo a la teoría (Hartmann, 1994), el efecto neto de la nubosidad puede consistir en calentar o enfriar la superficie dependiendo de la altura de la nube, de su grosor y de la situación del sol. En climatología, se suele calcular

⁴<http://www.gewex.org/srbdata.htm>

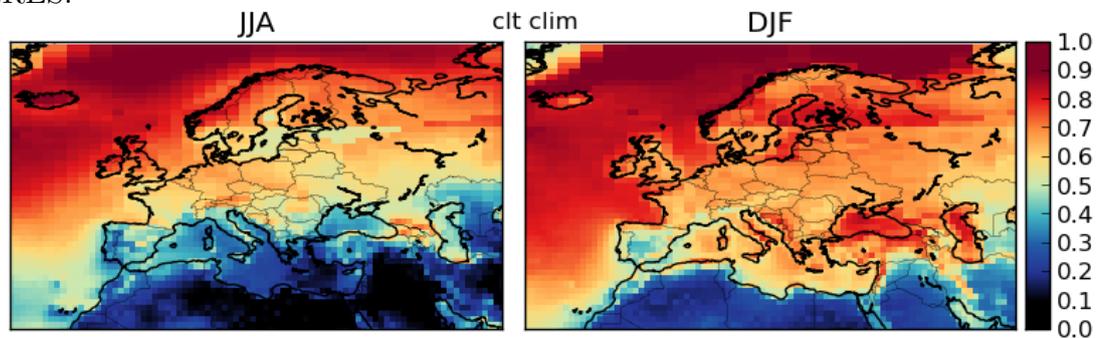
Figura 7.7: Sesgo de la cubierta de nubes en verano para todos los miembros de la multi-física, más REFOR, respecto a CERES. Las unidades son adimensionales, donde 0 es cielo despejado y 1 cubierto. Nótese que los datos son de peor calidad por encima de 60°



el efecto de las nubes en la temperatura a través de su forzamiento radiativo en el Tope de la Atmósfera (TOA). Sin embargo, esto se hace con intención de calcular su efecto sobre el balance radiativo global de la troposfera. A nivel local, la advección es también muy importante. Este tipo de efectos hacen muy complicado explicar los resultados del modelo en términos de causa y efecto. Aquí se trata de conseguir la imagen más completa posible de lo que está ocurriendo en el modelo estudiando varias variables. Sin embargo, analizar rigurosamente las relaciones causales requerirían una metodología más sistemática. Como ya se ha comentado, en sistemas no lineales, definir la causalidad no es trivial (Sugihara et al., 2012).

La onda larga nos da más información sobre el efecto radiativo de las nubes. En la figura 7.9 se muestra el sesgo para el flujo descendente de radiación de onda larga (RLDS) en verano. Comparados con los sesgos encontrados en RSDS, y en términos relativos, los sesgos hallados para RLDS son más pequeños. Las simulaciones que utilizan el esquema de cúmulos Grell-Devenyi (MPE-F, MPE-G, MPE-M) se acercan bastante a la observación en la mitad norte de la Europa Continental, a pesar de las importantes diferencias halladas para RSDS en las dos últimas. Esta inconsistencia sólo es aparente. Como RLDS se relaciona con la temperatura y la altura de la base de la nube, es probable que estos factores estén compensando la excesiva cubierta nubosa

Figura 7.8: Cubierta nubosa total media para verano e invierno según los datos de CERES.



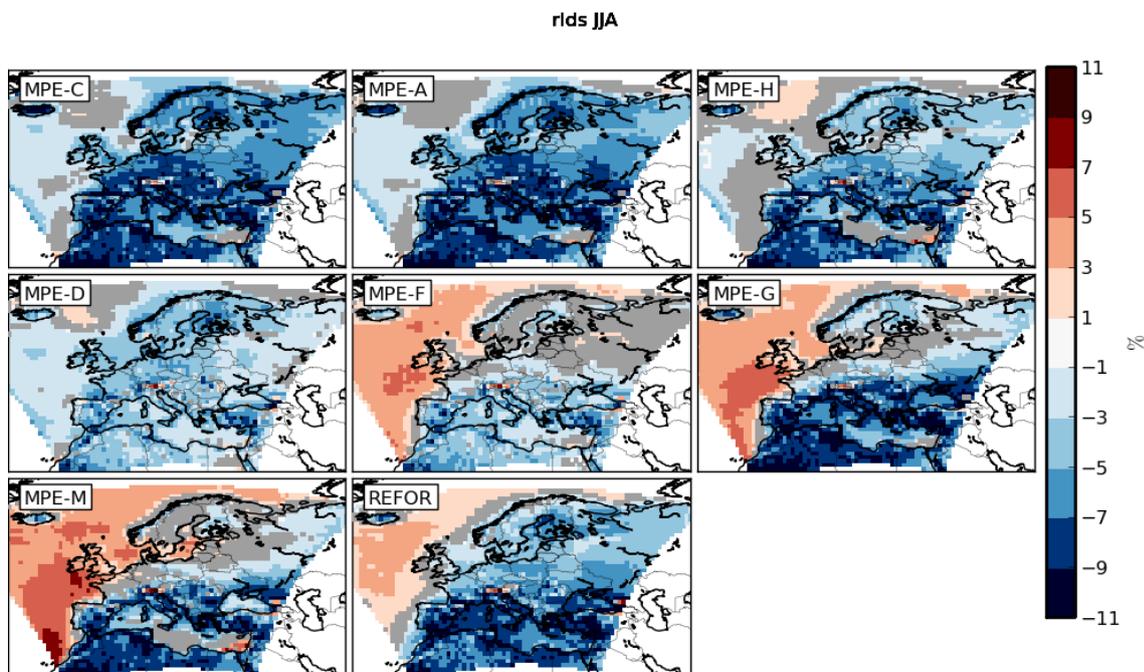
hallada en MPE-G y MPE-M. Además, diferencias en la estructura vertical de las nubes pueden tener efectos como este, ya que las nubes altas son más transparentes a la onda corta que a la onda larga (Hartmann, 1994). El sesgo negativo en RSDS encontrado en la mitad norte del dominio en MPE-G y MPE-M, junto con el pequeño sesgo de RLDS en la misma zona, implican que un sesgo negativo en el flujo neto de radiación descendente consistente con el sesgo frío encontrado en la temperatura. En cuanto a la parametrización de la radiación, RRTMG es la más cercana a la observación, gracias a su mayor RLDS (efecto invernadero). Este efecto está detrás de que las temperaturas de las simulaciones que utilizan este esquema sean más altas que las de las que utilizan el CAM.

Por último, los flujos radiativos en el tope de la atmósfera (TOA) aportan también información valiosa acerca de la nubosidad. El flujo ascendente de onda corta (RSUT) es esencialmente un negativo de RSDS, y no se reproduce aquí. El flujo ascendente de onda larga (RLUT) es útil para estimar la altura de los toques de la nubosidad. Cuanto más altos son estos toques, más baja es su temperatura, y por tanto menor su emisión de radiación de onda larga. Sin presencia de nubosidad, RLUT aporta información sobre la temperatura de la superficie.

En la figura 7.10 se muestran los sesgos para RLUT en verano. Puede verse como todas las simulaciones reproducen el RLUT medio observado con precisión ($\pm 3\%$), a excepción de las que utilizan la microfísica M2M, que la infraestiman significativamente. Esto nos permite confirmar la tendencia de este esquema a producir demasiadas nubes altas. La causa es un error que fue detectado en el código de la parametrización. La ausencia de un término en una ecuación relacionada con la velocidad de caída de las partículas de hielo provoca que las nubes altas (cirros) sean demasiado persistentes⁵. Por desgracia, este problema afecta a nuestras simulaciones MPE-H y MPE-M, y condiciona los resultados. A pesar de todo, debe de tenerse en cuenta que los *bugs* están presentes en todo código informático (McConnell, 2004). Por tanto no invalidan el análisis, y forman parte de la incertidumbre tal y como se

⁵<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/wrfv3.3/known-prob-3.3.1.html>

Figura 7.9: Sesgo de RLDS en verano para todos los miembros de la multi-física, más REFOR, respecto a CERES. El sesgo está representado en términos relativos (% sobre el observado)



estudia en los conjuntos. Este exceso de nubes altas es, con toda probabilidad, lo que está eliminando el sesgo frío de las temperaturas invernales en MPE-H y MPE-M, luego es un buen ejemplo de compensación de un error con otro. Es interesante remarcar que, de haber realizado un simple análisis de P&T, no se habría podido detectar este problema.

Invierno

En cuanto a la estación invernal, recordemos que el principal problema a explicar es el intenso sesgo frío detectado en la esquina nororiental del dominio. En la figura 7.11 se muestra el sesgo para RSDS en invierno. Vemos como WRF sobrestima la RSDS invernal, excepto en las configuraciones que utilizan la microfísica M2M. Esto podría asociarse a un déficit de cubierta nubosa que, a su vez, en invierno, podría asociarse a un sesgo frío por excesiva irradiación nocturna. Sin embargo, los patrones espaciales entre las figuras 7.11 y 7.1 no son similares.

Además, estos patrones tampoco se correlacionan con los encontrados para el sesgo de la cubierta de nubes en invierno (figura 7.12). MPE-H y MPE-M tienden a generar excesiva nubosidad, lo que se relaciona con el mencionado error en el código del M2M. Dos de las simulaciones que utilizan el KF (MPE-A, MPE-C) tienden a infraestimar la cubierta de nubes sobre el mar, especialmente sobre el Mediterraneo,

Figura 7.10: Sesgo de RLUT en verano para todos los miembros de la multi-física, más REFOR, respecto a CERES. El sesgo está representado en términos relativos (% sobre el observado)

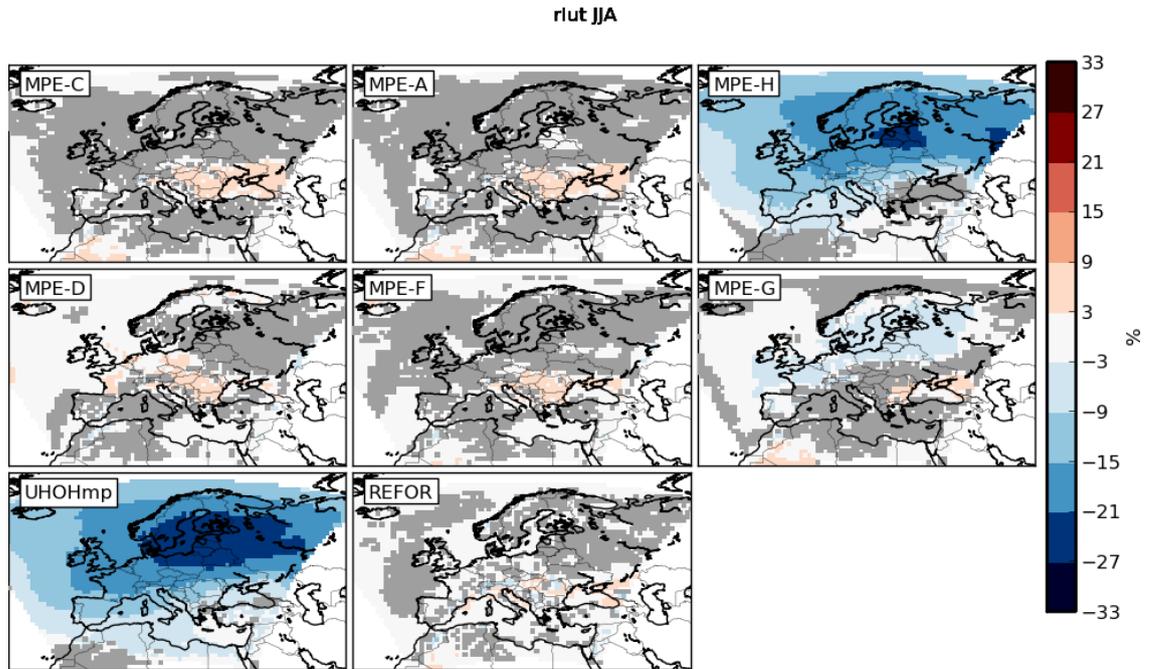


Figura 7.11: Sesgo de RSDS en invierno para todos los miembros de la multi-física, más REFOR, respecto a CERES.

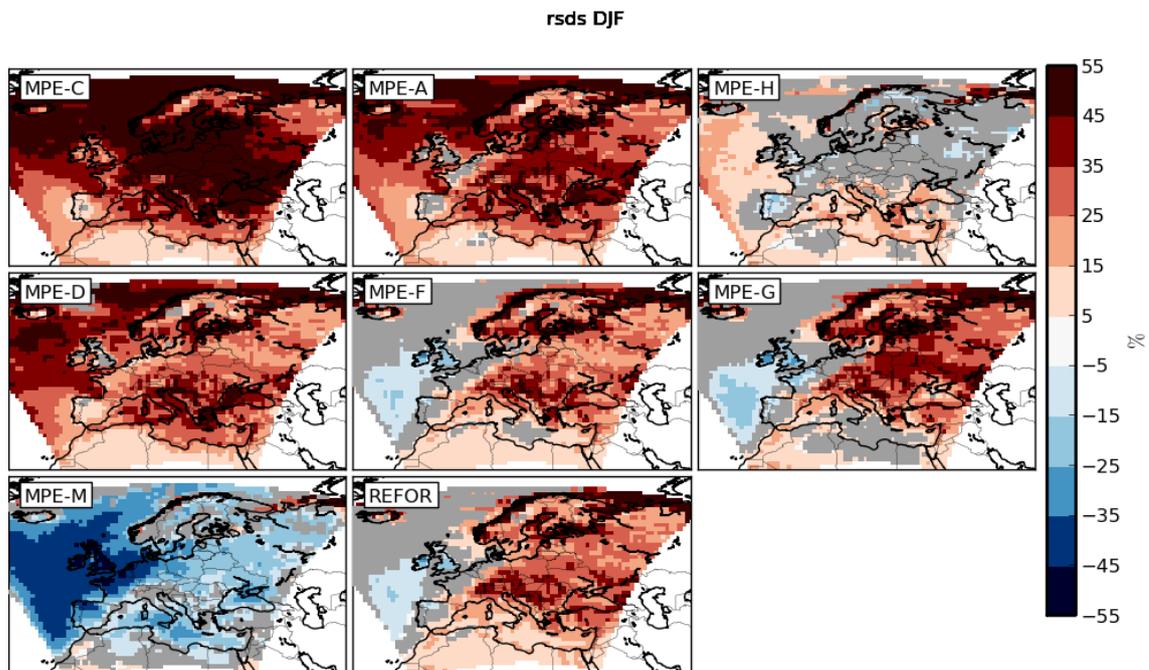
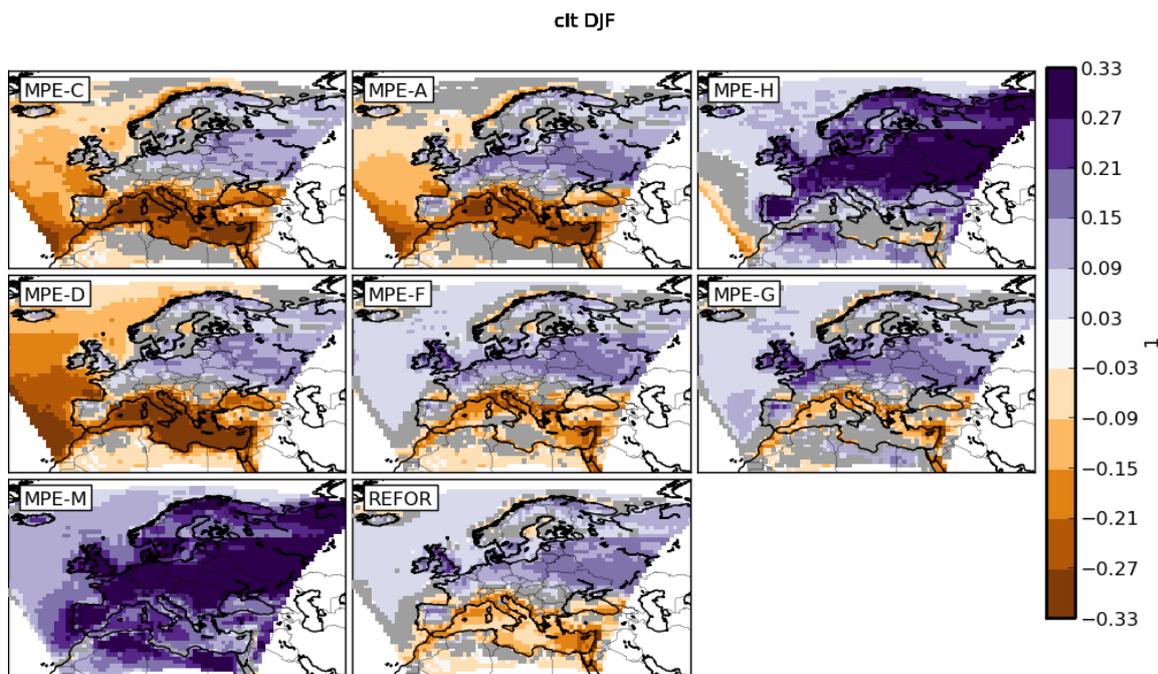


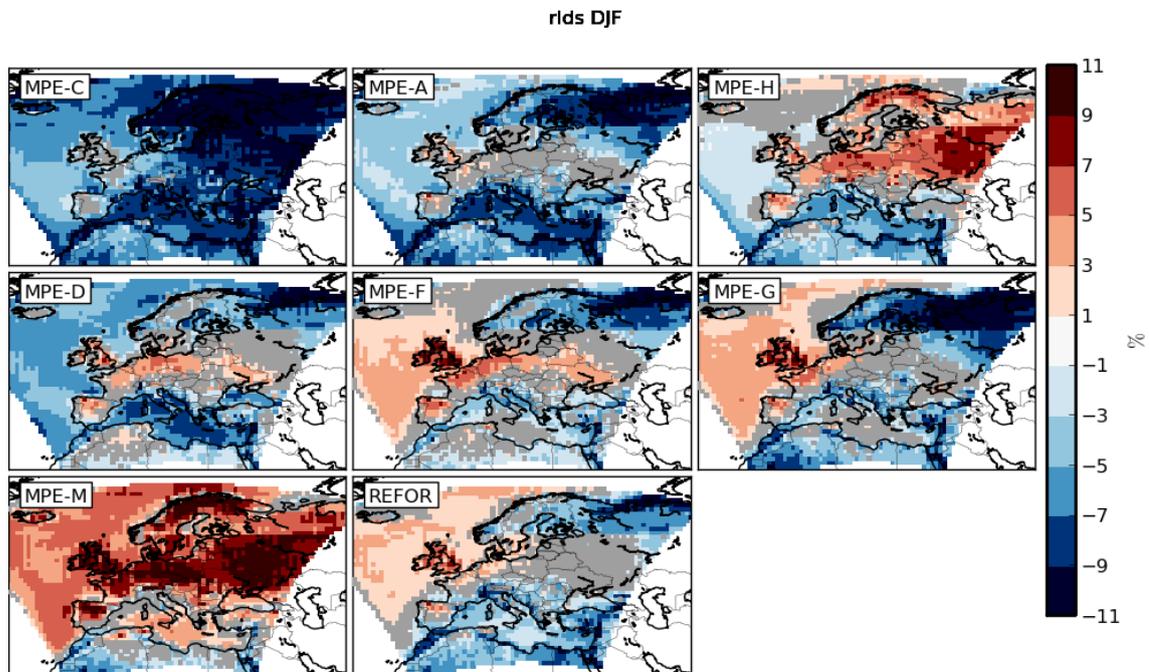
Figura 7.12: Sesgo de la cubierta de nubes en invierno para todos los miembros de la multi-física, más REFOR, respecto a CERES. Las unidades son adimensionales, donde 0 es cielo despejado y 1 cubierto. Nótese que los datos son de peor calidad por encima de 60°



mientras que la tercera (MPE-H) lo compensa con el problema del M2M. Excepto en el caso del M2M, los patrones en el sesgo de CLT no se correlacionan ni con los hallados para RSDS ni con los de la temperatura. Sobre Europa Central existen áreas en las que se sobrestima RSDS (alcanzando 35-45 % in MPE-C), y también CLT en 0.03-0.09. Estas aparentes inconsistencias podrían tener su explicación en la presencia de nubes nocturnas que no afectan a RSDS, o por no ser la cubierta de nubes de WRF comparable a la de SYNdef1 en invierno. Para discernir esto sería necesario un análisis más detallado, que queda fuera de los objetivos del presente estudio.

En la figura 7.13 se muestran los sesgos para RLDS en invierno. Puede verse como MPE-C infraestima la RLDS en buena parte del dominio, bastante más que MPE-A, y especialmente en el este, lo cual es la única diferencia relevante entre las microfísicas WSM3 y WSM5 hallada en este estudio. Por otro lado, MPE-H y MPE-M sobrestiman la RLDS, lo que es consistente con el resultado hallado para la CLT, y el comentado exceso de nubes altas. Esta sobrestimación confirma que estas simulaciones están compensando el sesgo frío hallado sobre la nieve con excesivas nubes altas. También es posible ver esto último en el sesgo de RLUT, que no se muestra aquí, y que es similar al del verano. Como ya se ha comentado, las nubes

Figura 7.13: Sesgo de la RLDS en invierno para todos los miembros de la multi-física, más REFOR, respecto a CERES. Nótese que los datos son de peor calidad por encima de 60° .

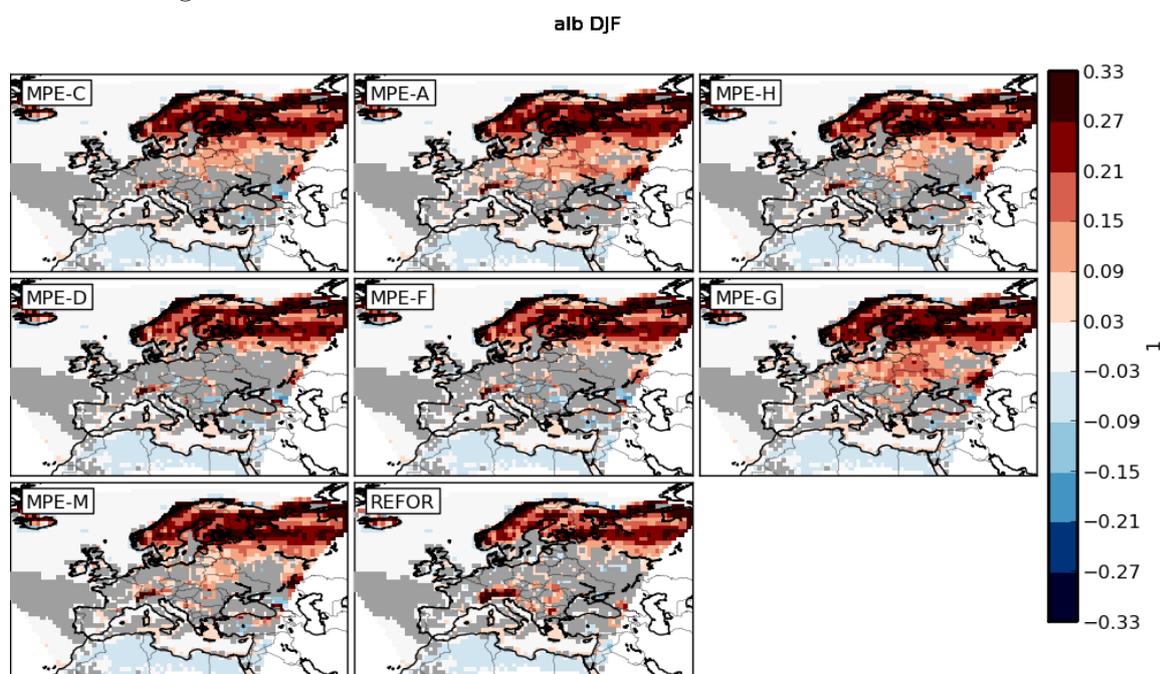


altas son más transparentes a la radiación de onda corta que a la de onda larga (Hartmann, 1994), lo que explica la ausencia de sesgo en RSDS hallada para MPE-H. El resto de simulaciones, MPE-A, MPE-D, MPE-F y MPE-G y REFOR tienen en general errores pequeños o no significativos en RLDS (excepto en MPE-F en Inglaterra). La discontinuidad ya mencionada a 60° de latitud norte aparece con fuerza en esta variable.

La relación entre el sesgo frío invernal y la cubierta nivosas lleva a pensar que el albedo puede estar jugando un papel importante en este error. Esta variable no se encuentra disponible directamente en los datos de CERES. Sin embargo, es posible calcularla simplemente dividiendo RSUS por RSDS. Existen otras observaciones del albedo de mayor calidad, sin embargo, se ha escogido derivarlo de CERES por coherencia con el resto de la evaluación presentada aquí.

WRF sobrestima el albedo (figura 7.14) en las zonas nivosas (Alpes, Europa del Este y Rusia), coincidiendo con el sesgo frío encontrado en la figura 7.1. Xu y Yang (2012) encontraron un resultado similar sobre EEUU-Canadá. Sin embargo, de acuerdo con Mass (2013), el albedo no parece ser el principal causante del sesgo frío invernal, que es una incógnita, pero probablemente se relaciona con el tratamiento de la nieve por parte de los esquemas de suelo y capa superficial. Esto es, el sesgo en el albedo sería una retroalimentación reforzando las temperaturas demasiado bajas, y posiblemente también relacionado con una excesiva precipitación en forma de nieve.

Figura 7.14: Sesgo del albedo en invierno para todos los miembros de la multi-física, más REFOR, respecto a CERES. La discontinuidad horizontal a 60° es un defecto de los datos originales de CERES.

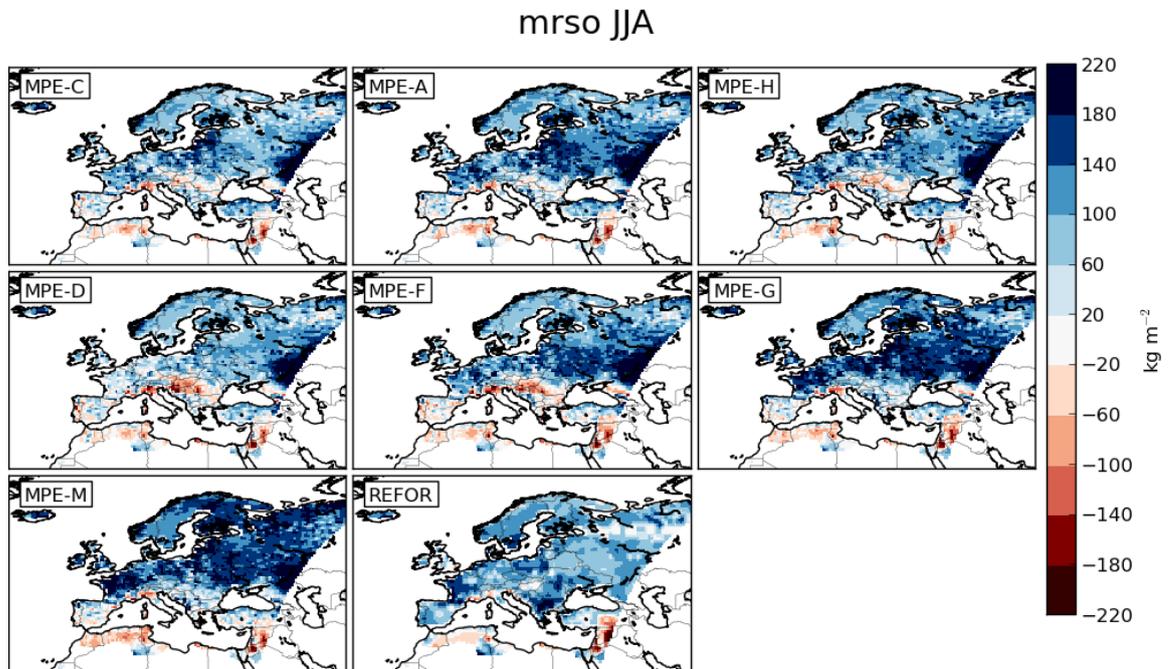


La presencia del sesgo frío en REFOR confirma que no se relaciona con un error en la cubierta de nieve, ya que esta se ha reiniciado cada día desde ERA-Interim.

7.3.3. Contenido de humedad del suelo

El contenido de humedad del suelo (MRSO) juega un importante papel en la partición de los flujos turbulentos de superficie en calor latente y sensible (Jaeger y Seneviratne, 2011). En esta sección se comparan el contenido de humedad del suelo de WRF con el del reanálisis GLDAS (sección 3.2.9), que asimila observaciones en la misma parametrización de suelo que utiliza WRF (Noah). En la figura 7.15 se muestra el sesgo para MRSO en verano. Como era de esperar, dado el sesgo hallado en la precipitación, WRF sobrestima MRSO en la mayoría de lugares, exceptuando la Península Ibérica y zonas de Italia y Grecia. El sesgo es más acusado en las simulaciones frías (MPE-G y MPE-M), y más pequeño en la más cálida (MPE-D). La presencia de este sesgo en la simulación con temperaturas más realistas (MPE-F) hace pensar que, de existir una precipitación y humedad del suelo realistas, esta simulación podría ser demasiado cálida. Para detectar la influencia de MRSO en el balance energético sería necesario evaluar el flujo de calor latente, sin embargo esto queda fuera del presente estudio.

Figura 7.15: Diferencia media entre el contenido de humedad del suelo de WRF y GLDAS en verano.

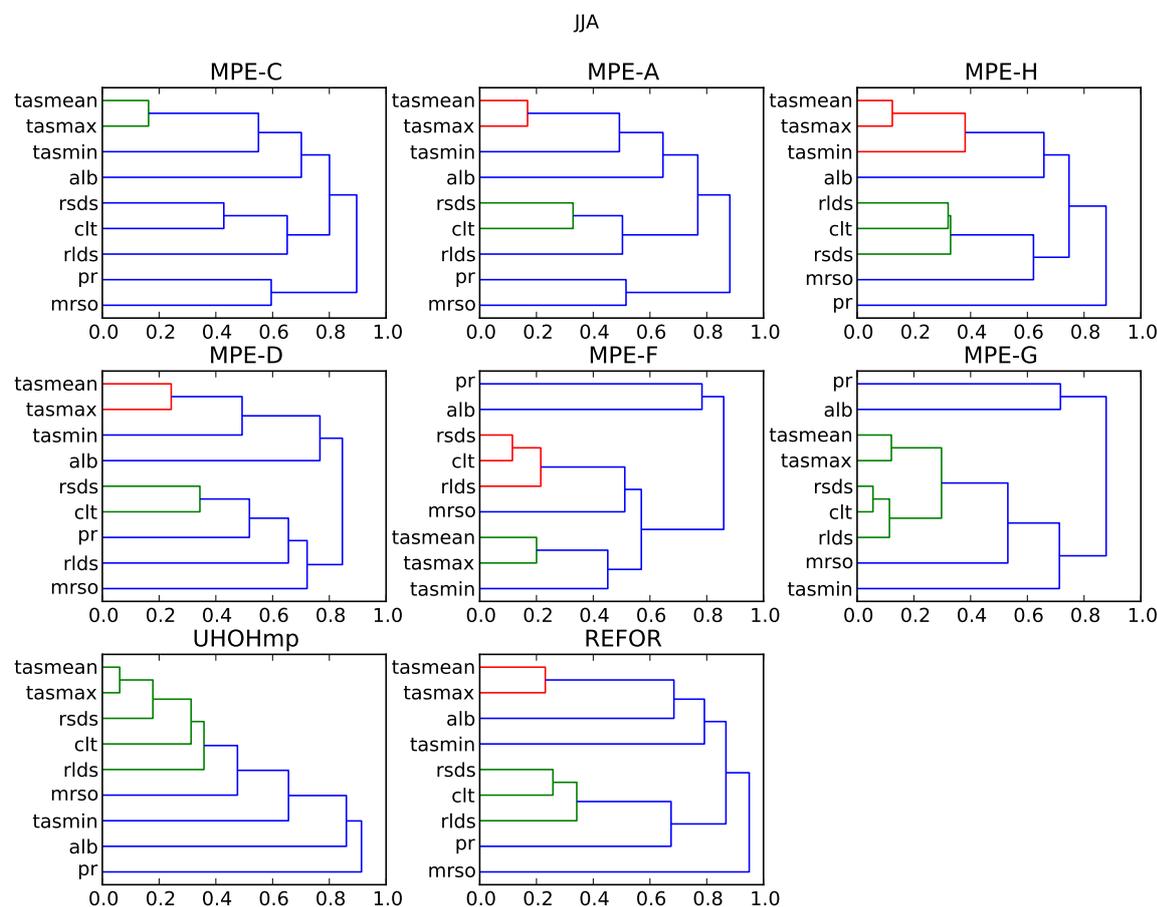


7.3.4. Correlación espacial de los errores

En las secciones anteriores se han examinado numerosos mapas de los errores sistemáticos de varias variables. En este tipo de análisis resulta complicado sintetizar la información, de forma que el lector pueda entender diferentes resultados con claridad. Esto se debe a la elevada dimensionalidad del problema. Para lograr esto, se ha automatizado la búsqueda de patrones que ya se ha llevado a cabo de forma visual. Se trata de utilizar dendrogramas para agrupar las variables (sus errores sistemáticos) según su afinidad. En detalle, se han seguido los siguientes pasos:

Para cada configuración de WRF, se han tomado las matrices de los errores (sesgo) de las siguientes 8 variables: TASMEAN, TASMAY, TASMÍN, CLT, PR, RSDS, RLDS, ALB y MRSO. Con ellas se ha construido una matriz de distancias 8×8 . Existen muchos métodos para definir la distancia, entendida como una medida de la similitud de dos campos. En este caso, para buscar la similitud de los patrones espaciales, se ha escogido la distancia de correlación (espacial). Esta se ha definido como $1 - |COR(A, B)|$ donde A y B son los 2 vectores cuya distancia se quiere calcular. El valor absoluto se utiliza para que las variables cuyos errores estén anti-correlacionados sean también cercanas. La correlación utilizada es la de Spearman, ya que se ha comprobado que algunos errores, como el de la precipitación, no siguen distribuciones normales. Esta matriz de distancias se utiliza para construir un dendrograma. Al inicio, cada variable se representa como un nodo del árbol. Entonces, se buscan los dos nodos más cercanos y se unen para formar un nuevo

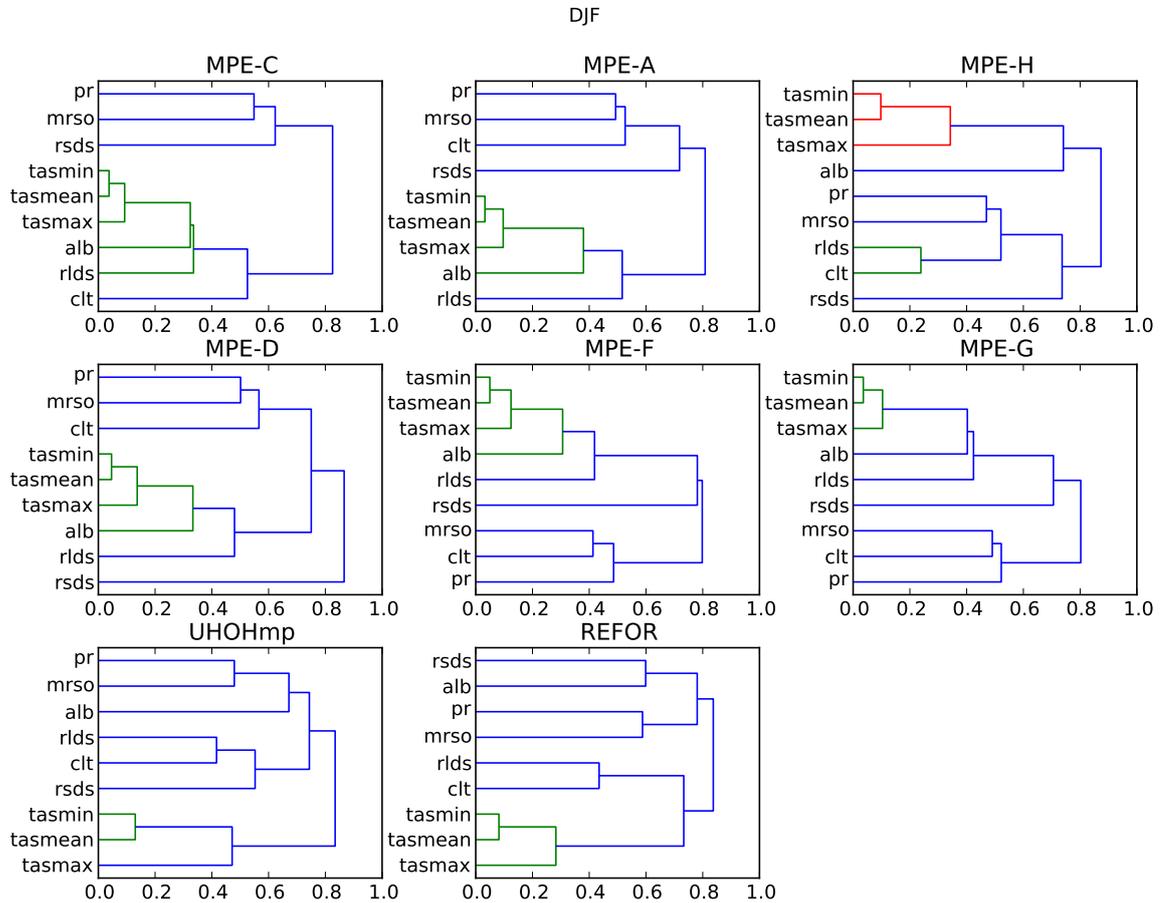
Figura 7.16: Dendrogramas calculados con la distancia de correlación entre los sesgos de las variables, para verano. Los grupos con su nodo por debajo de 0.4 (con $|cor| > 0,6$), han sido coloreados.



nodo. Este nuevo nodo se añade al conjunto original, y se eliminan los dos que se han unido. Tras esto se calcula una nueva matriz de distancias (que será 7×7) de nuevo se unen los 2 nodos más cercanos, y así sucesivamente. Cada nodo representa pues un grupo de variables afines. Para combinar estos puntos y calcular la nueva matriz de distancias en cada iteración se ha utilizado la media de las distancias. En los dendrogramas se han representado las variables en el eje de ordenadas y la distancia de correlación entre grupos en el eje de abcisas. Por ejemplo, un nodo con una abcisa de 0.1 significa que los 2 grupos que se unen tienen una correlación media de 0.9 (o -0.9). Los nodos que distan más de 0.4 o 0.5 tienen ya correlaciones bajas y probablemente poco significativas.

En la la figura 7.16 se muestran los citados dendrogramas para el verano. Pueden verse resultados que ya se han comentado en las secciones anteriores. En las 2 simulaciones que sufrían de sesgo frío en verano (MPE-G y MPE-M) se encuentran correlaciones elevadas entre los errores de las temperaturas (medias y máximas) y

Figura 7.17: Al igual que en la figura 7.16, pero para el invierno.



las variables de radiación y nubosidad. La correlación con las temperaturas mínimas, sin embargo, es más pequeña. En todas las simulaciones se observa como, en verano, el patrón de las temperaturas máximas es el que predomina en las medias. Entre los errores de las simulaciones que utilizan KF y BMJ no se observan correlaciones elevadas, salvo entre TASMÁX y TASMEAN (y entre RSDS y CLT). En MPE-F, simulación con sesgos pequeños en general, los grupos de la radiación/nubosidad y temperaturas máxima/media tampoco están relacionados. Por último, en REFOR tampoco se encuentran correlaciones significativas más allá de los ya grupos ya citados. Es destacable como para esta estación no se han encontrado correlaciones reseñables entre los errores en la precipitación y el contenido de humedad del suelo. Tampoco con el albedo, que se representa por su relevancia en invierno y en primavera. Evidentemente, el que entre los sesgos de 2 variables no exista correlación espacial no implica que no estén acopladas o interaccionen, incluso con fuerza. Lo opuesto es también cierto, y pueden darse correlaciones espurias. Sin embargo, siempre que exista una conexión física clara entre las 2 variables, los estos dendrogramas constituyen una buena forma de resumir los resultados ya vistos en los mapas.

En la figura 7.17 se muestran los mismos dendrogramas para el invierno. Los patrones son diferentes. En este caso, es el error de TASMÍN el que predomina sobre TASMEAN, aunque muy correlacionado también con TASMÁX. La correlación más relevante de los errores de temperatura es con el error del albedo. Así mismo, la correlación entre los sesgos de MRSO y PR se incrementa respecto al verano, aunque sigue siendo baja, del orden de 0.5. Estas 2 últimas correlaciones (sesgo de TASMEAN con ALB y MRSO y PR), se incrementan en primavera (no se muestra). Por lo tanto, los dendrogramas son consistentes con una explicación del sesgo frío invernal relacionada con la nieve. La correlación entre los errores de albedo y temperatura no aparece en MPE-H y MPE-M, simulaciones que no muestran el sesgo frío invernal. El estudio de la evolución temporal de las variables, en el siguiente capítulo, nos ayudará a confirmar esto.

7.3.5. Ciclos anuales

Hasta ahora, no se han reproducido los mapas para las estaciones de transición (otoño y primavera). En la presente sección, se utilizan promedios espaciales regionales para poder estudiar la evolución en el tiempo de las diferentes variables consideradas. Las regiones utilizadas son las de PRUDENCE, y pueden verse en la figura 6.1. Las series temporales resultantes de estos promedios, que no se reproducen aquí, puede verse como tanto el error como las diferencias relativas entre los diferentes miembros del conjunto tienden a repetirse año a año de forma sistemática. Por tanto, también es razonable calcular ciclos anuales promedio. El cálculo se ha llevado a cabo en el siguiente orden: Como primer paso se han interpolado bilinealmente los datos de WRF, CERES y GLDAS a la malla de E-OBS y filtrado su máscara de tierra. Tras esto, se han calculado las medias mensuales, y después se han promediado espacialmente. Por último se han promediado los 5 valores existentes para cada mes. Se ha asumido que la zona es suficientemente homogénea como para que la media espacial tenga sentido. En el capítulo anterior se vio cómo esta condición no se cumple en algunas zonas. Por esto, y también por brevedad, tan solo se analizan aquí los ciclos anuales para dos regiones, ME e IP, consideradas suficientemente homogéneas, al menos respecto a los sesgos del modelo y a su sensibilidad a las parametrizaciones, que es lo que se quiere estudiar. Los ciclos anuales nos permiten dibujar el comportamiento de numerosas variables y simulaciones en una sola figura. Las variables utilizadas han sido (ver tabla 7.1) TASMEAN, TASMÁX, TASMÍN, RSDS, RLDS, ALB, MRSO, CLT y PR.

Europa Central

En la figura 7.18 se muestran los ciclos anuales promedio para Europa Central (ME) para todas las simulaciones, excepto REFOR. Los siguientes son los principales resultados:

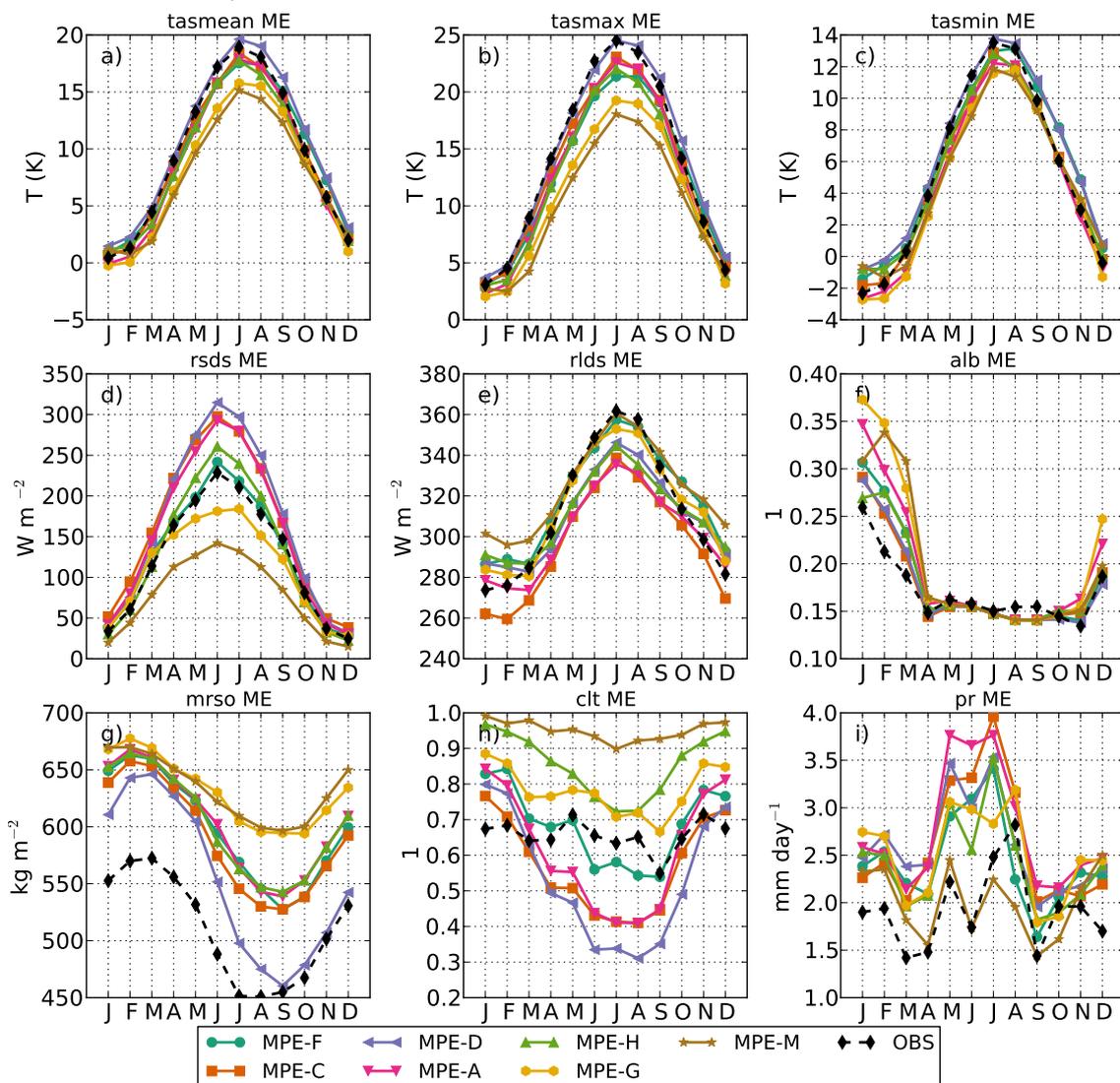
- El sesgo frío del verano es más intenso para las temperaturas máximas (figu-

ras 7.18b, c), y es muy grande para MPE-G y MPE-M, que también infraestiman notablemente RSDS. A su vez, las diferencias en la cubierta de nubes (CLT, figura 7.18h), son también muy grandes. Sin embargo, las simulaciones que producen una RSDS demasiado alta aún alcanzan temperaturas máximas demasiado bajas durante el verano. Solamente la física con RSDS más alta (MPE-D), que la sobrestima sobre $80 W m^{-2}$ en Junio, alcanza temperaturas máximas correctas, y es capaz de eliminar suficiente humedad del suelo durante el verano como para alcanzar a GLDAS durante el otoño.

- Como se ha visto previamente para el verano, WRF genera un contenido de humedad del suelo demasiado alto (unos $100 kg m^{-2}$, en torno al 18%) comparado con el GLDAS. Este resultado se extiende a todo el ciclo anual, excepto para MPE-D durante el otoño. Las simulaciones más frías (MPE-G y MPE-M), tienden a generar suelos más húmedos que las demás durante el verano.
- WRF tiende a generar un albedo superficial demasiado alto en los meses de Enero a Marzo. Aunque esta región (ME) no se ve afectada por el sesgo frío invernal, la mayor parte de las simulaciones generan temperaturas máximas demasiado bajas durante el invierno, y especialmente MPE-G y MPE-M se desvían durante la primera parte de la primavera. Estas son también las simulaciones que más sobrestiman el albedo. El efecto de un albedo más alto en invierno y/o el de una mayor cubierta de nubes en verano, junto con un suelo demasiado húmedo, llevan a estas dos simulaciones a climas diferentes, más fríos. La simulación REFOR no tiene tiempo, en sus 12 horas de *spin-up*, de desarrollar las mismas características que MPE-G, como veremos más adelante.
- A pesar de su importante sesgo húmedo, WRF reproduce correctamente la forma del ciclo anual de precipitación. El sesgo es más pronunciado coincide con los máximos de Mayo y Julio, llegando a valores de más de $1 mm dia^{-1}$.
- En cuanto a la cubierta total de nubes, la dispersión del conjunto es muy grande. Al igual que en los flujos de radiación, MPE-F es la configuración con una CLT más realista.

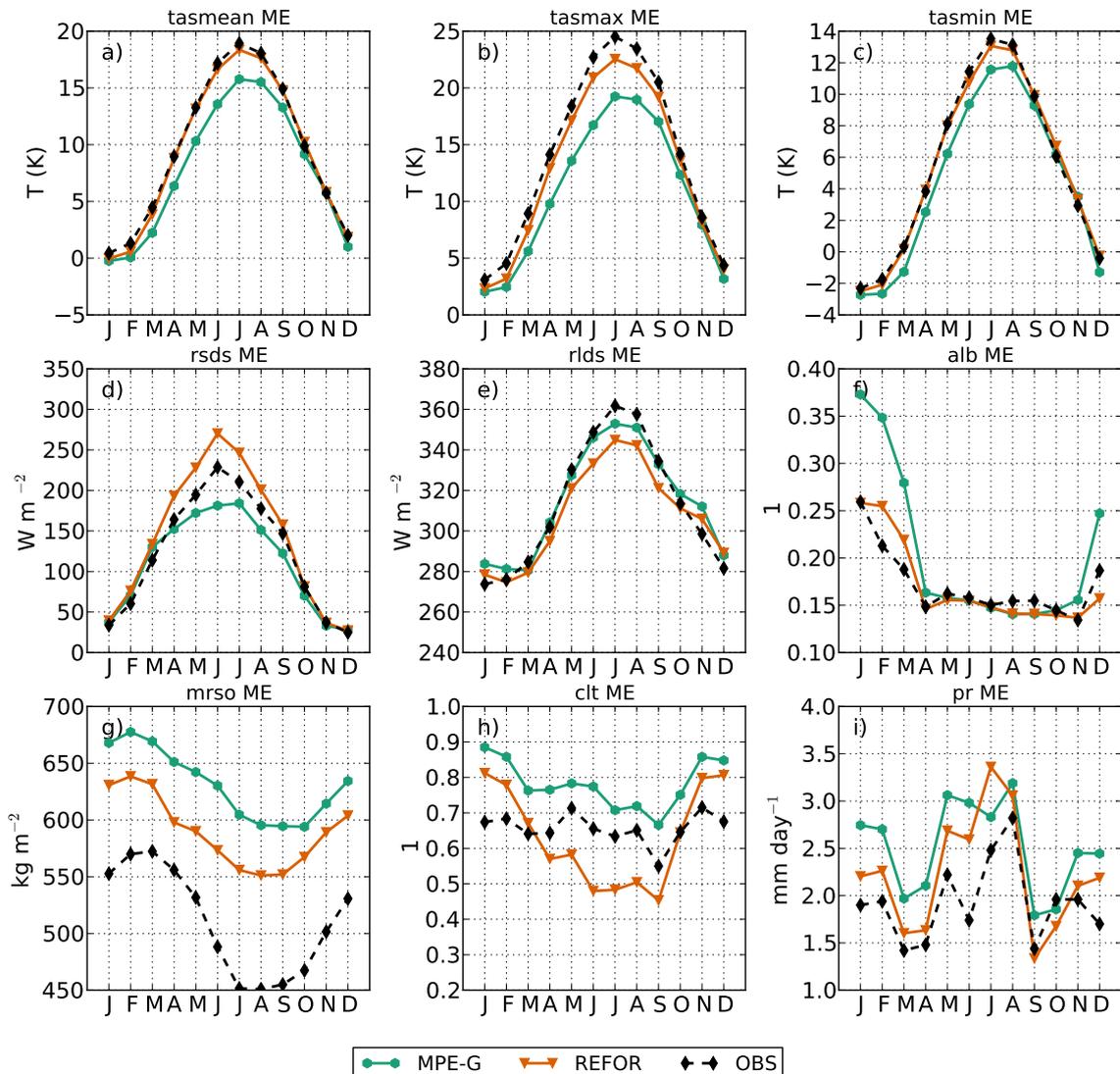
Para comprobar la diferencia entre simular de forma continua o reiniciar cada día, los ciclos anuales de MPE-G y REFOR se han dibujado aparte (figura 7.19). Vemos como REFOR genera mucha menos nubosidad que MPE-G, esto quiere decir que esa nubosidad extra necesita de *spin-up* para aparecer. En cuanto a la temperatura, REFOR produce temperaturas realistas durante todo el año, mientras que las de MPE-G son demasiado frías en primavera y en verano. En RSDS puede comprobarse como esto se debe a la menor cantidad de radiación de onda corta recibida. Otro resultado interesante es que el albedo excesivamente alto simulado por MPE-G no aparece en REFOR (o lo hace en mucha menor medida). Dado que REFOR se inicia cada día a partir de la cubierta de nieve de ERA-Interim, esto parece indicar que

Figura 7.18: Ciclo anual medio para la región ME para 9 variables diferentes. La variable de cada subfigura está referida en el título con su nombre del CMPI5. Para TASMEAN, TASMAX, TASMIN y PR se incluye la observación de E-OBS, para RSDS y RLDS, ALB y CLT se incluye la observación de CERES, y finalmente para MRSOS se incluye la pseudo-observación de GLDAS



el excesivo albedo no solo se relaciona con el tratamiento de la capa de nieve, sino que también se producen demasiadas nevadas, son demasiado abundantes o duran demasiado en el suelo. Esto último estaría apoyado por la precipitación invernal, que está mucho menos sobrestimada en REFOR que en MPE-G. En cambio, en verano REFOR también sobrestima mucho la precipitación, especialmente de Mayo a Julio. El contenido de humedad del suelo permanece más alto en MPE-G que en REFOR (esencialmente el suelo de ERA-INTERM) durante todo el año. Comparadas con el

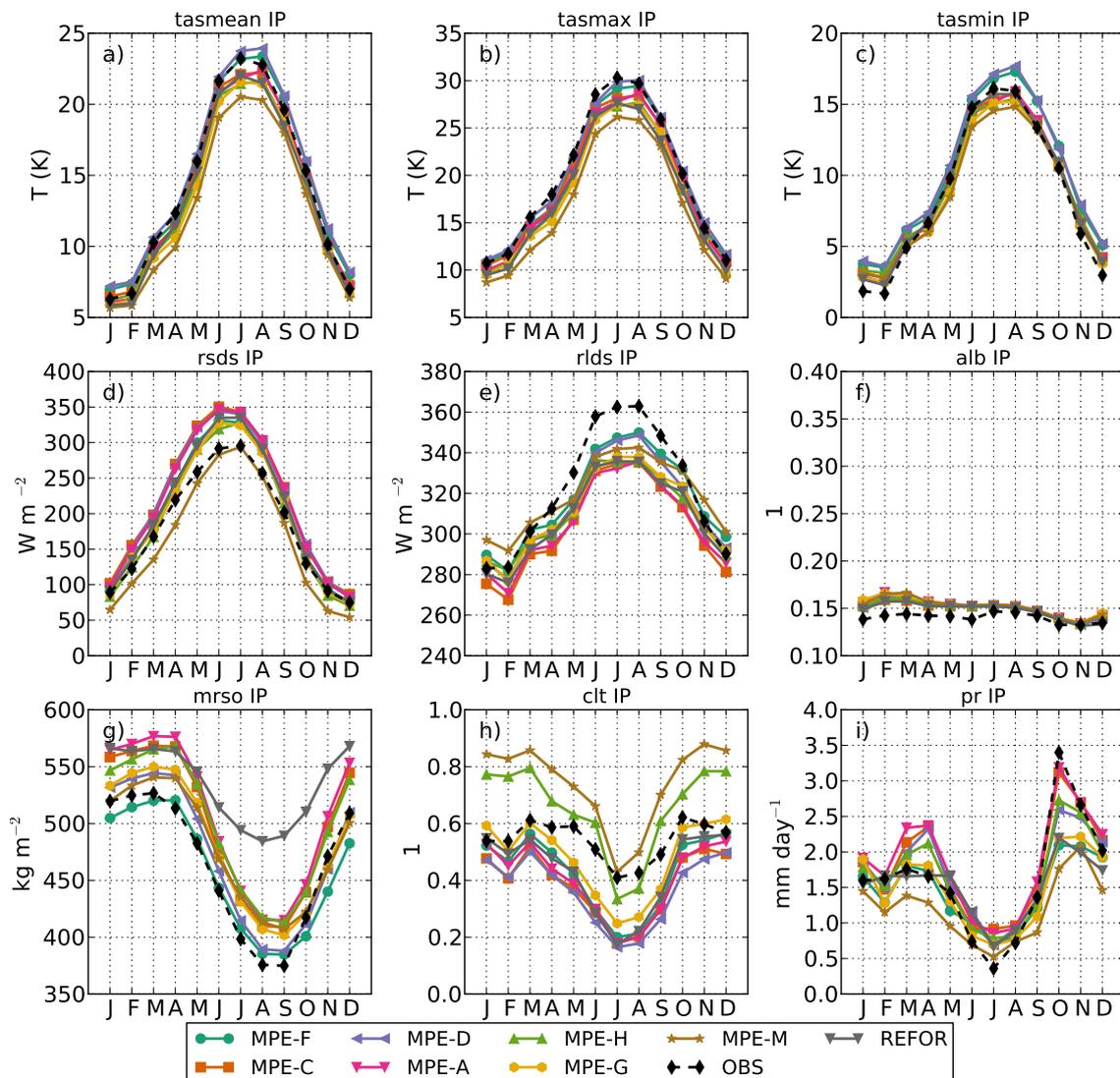
Figura 7.19: Al igual que en la figura 7.18 pero solamente para MPE-G y REFOR.



GLDAS, ambas simulaciones sobrestiman notablemente el contenido de humedad del suelo.

La interpretación física de estas diferencias es complicada, ya que las 12 horas de *spin up* utilizadas en REFOR no permiten desarrollar muchas de las características del “clima propio” del modelo. El suelo no está en equilibrio, y la excesiva humedad del suelo de ERA-Interim afecta a las simulaciones. En este caso, no es aventurado afirmar que la excesiva evaporación está compensando el exceso de RSDS, generando así temperaturas muy cercanas a las observadas. Los resultados indican que, como es de esperar, los errores de WRF tienden a amplificarse con el tiempo, según las reatrolimentaciones más lentas del sistema climático (en este caso nubes y suelo) van entrando en juego. El hecho de que la nubosidad sea tan diferente entre MPE-G y

Figura 7.20: Al igual que en la figura 7.18, pero para la Península Ibérica.



REFOR puede indicar que está forzada por la circulación y la advección de larga escala, que necesita tiempo para adoptar las características propias de WRF, y no por el balance termodinámico local. Sin embargo, la distinta humedad del suelo y su efecto sobre la PBL también pueden jugar un papel relevante

Península Ibérica

En la Península Ibérica (figura 7.20), los resultados son diferentes. Lo más destacable es que en esta región, a diferencia de la mayor parte del dominio, WRF no sobrestima la precipitación. El modelo también es capaz de producir un contenido de humedad del suelo realista, en contraste con REFOR, que nos muestra como ERA-

Interim sobrestima ampliamente la humedad del suelo en esta región. En este caso, WRF está añadiendo valor a ERA-Interim generando un suelo más realista, gracias al *spin-up*. Respecto al resto de variables, REFOR y MPE-G son muy similares, y no se advierte un efecto significativo del valor añadido al suelo. Este resultado refuerza las sospechas de que detrás de la excesiva precipitación invernal en buena parte de Europa se encuentran problemas en la representación de la circulación atmosférica, que no se dan en REFOR. Sobre IP coinciden REFOR y MPE-G, por tanto la circulación generada por WRF es correcta, y también la precipitación invernal, mientras que sobre ME ocurre lo contrario. Aún así, esta hipótesis necesita de un análisis más detallado para confirmarse. Otro resultado a destacar es la infraestimación de la cubierta de nubes veraniega, que se da en todas las simulaciones excepto MPE-G y MPE-H. Este sesgo viene asociado a una RLDS demasiado baja en todas las simulaciones. Sería necesario un análisis más detallado de los niveles de nubosidad para explicar este resultado. Por último, aunque no se ha mostrado, merece la pena mencionar que WRF reproduce de forma precisa la fuerte bajada en la humedad del suelo que se dio en la zona durante el año 2005, que fue anómalamente seco.

7.4. *Discusión y conclusiones*

En el presente capítulo se ha evaluado una multi-física sobre Europa con observaciones de precipitación, temperatura, flujos de radiación, cubierta nubosa y con un reanálisis de suelo. Esto se ha llevado a cabo con el objetivo de incrementar la comprensión sobre el realismo físico de un modelo climático regional. La combinación de la aproximación multi-física con la evaluación de múltiples variables nos ha mostrado como el error y la sensibilidad a las parametrizaciones se propagan a través del sistema. Sin embargo, dado que la temperatura, precipitación, nubosidad y humedad del suelo están acopladas de forma no lineal (Seneviratne et al., 2010), resulta complicado extraer conclusiones fuertes sobre las relaciones causales en funcionamiento. Teniendo esto en cuenta, se ha obtenido información muy valiosa.

La sensibilidad a las parametrizaciones se ha analizado utilizando tres esquemas de cúmulos (KF, BMJ y GD), dos esquemas de radiación (RRTMG y CAM) y cuatro esquemas de microfísica (WSM3, WSM5, WSM6 y M2M). Se ha encontrado que, en general, RRTMG produce un clima más cálido gracias a un mayor flujo de onda larga descendente sobre la superficie (el comúnmente llamado efecto invernadero). La pequeña diferencia en la concentración de CO₂ prescrita en estos esquemas no puede explicar la diferencia ya que, de hecho, es mayor en el CAM (370 ppm en RRTMG frente a la concentración anual del escenario A2 del IPCC AR4, en el rango de 374-383 ppm en el CAM). Por lo tanto, debe de existir otra causa, que no ha sido identificada. La diferencia entre el CAM y el RRTMG es especialmente grande en el caso de MPE-G y MPE-F, siendo la segunda simulación mucho más cálida. Esta diferencia no se da en REFOR, y por tanto debe de estar relacionada con una retroalimentación que necesite más de 12 horas para formarse. En cuanto a las microfísicas, las diferencias encontradas entre WSM3-4 y 6 son en general pequeñas,

con la excepción de la combinación entre el WSM3 y el KF en invierno, ya que MPE-C es significativamente más fría que MPE-A. La dispersión del conjunto multi-física es importante, comparable a la de un multi-modelo, como ya se demostró en el capítulo 6. La dispersión es especialmente grande en RSDS y CLT, sobre todo en verano. Se ha mostrado como estas dos variables son la clave para explicar la dispersión, lo que es razonable ya que los esquemas que se han cambiado son los más relacionados con ellas.

A pesar de que en general no es posible encontrar una mejor configuración en este tipo de experimentos, en este caso MPE-F es claramente superior a las demás. Seguramente este no sería el caso con un conjunto más grande. Ni siquiera estudios sistemáticos de optimización de parámetros como [Mauritsen et al. \(2012\)](#) y [Bellprat et al. \(2012\)](#) encontraron una configuración óptima única. Aunque no existe ningún estudio sistemático involucrando el cambio de parametrizaciones al completo, es de esperar un comportamiento similar.

Se han encontrado dos deficiencias importantes en el modelo. Una es la excesiva precipitación, que ocurre en prácticamente todas las estaciones y configuraciones, excepto en MPE-M, y especialmente en la mitad este del dominio. Se han propuesto las siguientes explicaciones a este error: Durante el verano, se relaciona con problemas en la parametrización de cúmulos, como está siendo investigado por [Tripathi y Dominguez \(2013\)](#). Durante el resto del año, el problema debe de estar relacionado con alguna deficiencia en la circulación de gran escala, posiblemente relacionado con la falta de rozamiento asociado a la orografía no resuelta. Las simulaciones de EURO-CORDEX se diseñaron antes de que la versión 3.4 de WRF saliese a la luz. Por tanto no se utilizó la parametrización de JD2012. Actualmente, el problema de la precipitación excesiva afecta en mayor o menor medida a todos los RCMs ([Kotlarski et al., 2014](#)). La comparación con los datos de GLDAS ha revelado también que WRF produce un contenido de humedad del suelo (MRSO) demasiado alto en la mayor parte de las regiones. No se ha encontrado ninguna correlación significativa entre el patrón espacial del exceso de lluvia y el de MRSO. La explicación es que, en la mayor parte del dominio, la evapotranspiración está limitada por la disponibilidad de energía, y no por la precipitación ([Seneviratne et al., 2010](#)).

El segundo problema es el pronunciado sesgo frío hallado en la esquina nororiental del dominio durante el invierno y la primavera. Se ha encontrado que, durante esas estaciones, el sesgo en el albedo se correlaciona bien con el de temperatura. Por lo tanto, este sesgo es parcialmente debido al del albedo. [Xu y Yang \(2012\)](#) hallaron un resultado similar sobre EEUU y Canadá. Sin embargo, otros autores ([Mass, 2013](#)) encontraron que este sesgo frío aparece sistemáticamente sobre zonas cubiertas de nieve, sin importar el albedo. En general, la evidencia sugiere que este es un problema en la interacción entre el esquema de suelo y el de capa superficial. Esto es, en la representación entre la interfase entre la nieve y el aire de la superficie.

En general, WRF muestra errores comparables a los de otros modelos ([Mearns et al., 2012](#); [Kotlarski et al., 2014](#)), aunque el sesgo frío invernal causa grandes desviaciones sobre las temperaturas observadas que no se encuentran en otros modelos.

La simulación etiquetada como MPE-M es así mismo muy poco realista, lo que muestra como algunas combinaciones de parametrizaciones pueden no ser útiles, a pesar de que todas ellas han sido calibradas por separado. Muchos de los problemas que hemos encontrado pueden verse en los miembros de WRF del artículo de evaluación de EURO-CORDEX (Kotlarski et al., 2014), que cubren un periodo de 20 años e incluyen otras diferencias de configuración aparte de las físicas (ver sección 6.2). En concreto, el sesgo frío del cuadrante nororiental aparece en las simulaciones del IPSL-INNERIS y del CRP-GL (ver figura 2 de Kotlarski et al. (2014)), equivalentes a MPE-F y MPE-A. En las simulaciones de UHOH, equivalentes a MPE-H, las temperaturas son realistas en esta región pero, como ya se ha mostrado en este trabajo, esto se debe a una compensación por medio de una excesiva cubierta nubosa.

Es posible especular sobre el efecto que tendría sobre los resultados la corrección de los citados problemas, si las diferencias entre parametrizaciones se mantuvieran. Con un suelo más seco, las temperaturas serían más altas, y esto afectaría a su vez a la cubierta de nubes, desplazando el sistema hacia un estado diferente. Por lo tanto, los resultados del presente capítulo deben extrapolarse con precaución. A este respecto, simulaciones de prueba con WRF v3.5, que no se muestran aquí, indican que los problemas encontrados todavía están presentes en el modelo. La conclusión más importante de este estudio no son los resultados encontrados para estas configuraciones de WRF en particular, sino mostrar una forma de analizar la propagación de la incertidumbre por los diferentes campos. Cuando se abandona la perspectiva limitada de P&T, emerge una imagen rica y compleja, donde el buen comportamiento en unas variables a menudo se relaciona con una compensación de errores y no con un mayor realismo. El siguiente sería un ejemplo (un tanto extremo, ya que normalmente se evaluarían al menos P&T): Alguien con la intención de generar un escenario de cambio climático para la precipitación de 2050-2080 en su región podría escoger la configuración MPE-M por ser la que produce la mejor climatología de precipitación. Sin embargo, como hemos visto, esto sería un error.

Como último comentario, los resultados sugieren que la temperatura a dos metros no es una variable muy adecuada para asesorar el realismo general de una simulación. Algunos estudios (Giorgi y Coppola, 2010) no encontraron una relación clara entre el sesgo en la temperatura en simulaciones de evaluación y la amplitud del cambio climático proyectado, o su signo. Actualmente, esto permanece como una cuestión abierta. El presente estudio muestra como la cubierta de nubes, los flujos de radiación y el contenido de humedad del suelo son variables clave para evaluar el modelo. Por lo tanto, estas variables pueden ser más adecuadas para evaluar los modelos, y pesarlos en un conjunto, que la temperatura. En el pasado, la disponibilidad de observaciones adecuadas ha sido un problema a la hora de evaluar estas variables, pero la situación ha mejorado significativamente a lo largo de los últimos años (Whitehall et al., 2012).

CAPÍTULO 8

Discusión final y conclusiones

8.1. Discusión y puesta en común de los resultados de los capítulos previos

A lo largo de la presente memoria, se han analizado diferentes conjuntos de simulaciones y tratado diferentes temas relacionados con la modelización regional de la atmósfera, como el valor añadido, la elección de la parametrización de capa límite, o la dispersión de conjuntos multi-física o multi-modelo, entre otros. En el presente capítulo se ponen en común los resultados más importantes, se discuten, y se extraen conclusiones transversales al resto de capítulos previos. También se hace énfasis en la aportación que ha supuesto estos resultados frente a los que ya se encontraban publicados.

Como primer paso para la discusión, en la tabla 8.1 se ofrece un resumen de todas las simulaciones que se han producido para los estudios presentados aquí. En total se listan 30 simulaciones sobre tres dominios diferentes: Las simulaciones RF2001 y SW utilizaron el llamado Europa15, a 15 km de resolución (figura 4.2). Las simulaciones MPE el de EURO-CORDEX, a $\simeq 50$ km de resolución (figura 6.1), mientras que las OP utilizaron el dominio de llamado Operativo (por la predicción operativa), a 9 km, anidado telescópicamente en otro de 27 km (figura 5.4.1). Todas ellas han sido realizadas por el autor de la tesis, con la excepción de SWI y SWN, en las que se colaboró junto con otras personas. De acuerdo con la literatura, esta ha sido prácticamente la primera ocasión en la que WRF, un modelo originario de EEUU, se ha probado sobre Europa, junto con las simulaciones realizadas en paralelo por otros grupos de EURO-CORDEX. Solamente existe un pequeño número de artículos publicados, muy recientes (Mooney et al., 2013; Vautard et al., 2013; Kotlarski et al., 2014). Tal y como se ha comentado, los resultados mostrados en la tesis son

Tabla 8.1: Tabla resumen de todas las simulaciones producidas para esta tesis. Todas las simulaciones han sido producidas en los recursos del Grupo de Meteorología de Santander, exceptuando las MPE, que fueron simuladas en el LSCE-IPSL (Francia).

Nombre	WRF	Domnio	Modo	Periodo	GCM	Parametrizaciones	Notas	
RF2001-YSU	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	Año 2001	ERA1	YSU PBL	Experimento de sensibilidad al esquema de PBL (capítulo 4).	
RF2001-MYJ	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	Año 2001	ERA1	MYJ PBL		
RF2001-ACM2	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	Año 2001	ERA1	ACM2 PBL		
SWSEN-E1	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	10/2001-12/2001	ERA-40	YSU PBL	Experimento de sensibilidad al GCM, modo de simulación y esquema de PBL, orientado a viento marino (capítulo 5, primera parte).	
SWSEN-E2	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	10/2001-12/2001	ERA-40	MYJ PBL		
SWSEN-E3	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	10/2001-12/2001	ERA-40	ACM2 PBL		
SWSEN-I1	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	10/2001-12/2001	ERA1	YSU PBL		
SWSEN-I2	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	10/2001-12/2001	ERA1	MYJ PBL		
SWSEN-I3	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	10/2001-12/2001	ERA1	ACM2 PBL		
SWSEN-N1	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	10/2001-12/2001	NCEP	YSU PBL		
SWSEN-N2	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	10/2001-12/2001	NCEP	MYJ PBL		
SWSEN-N3	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	10/2001-12/2001	NCEP	YSU PBL		
SWSEN-N4	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	10/2001-12/2001	NCEP	YSU PBL		
SWSEN-N5	3.1.1	Europa15 (15 km)	<i>Spectral nudging</i>	10/2001-12/2001	NCEP	YSU PBL		
SWSEN-N6	3.1.1	Europa15 (15 km)	Climático	10/2001-12/2001	NCEP	YSU PBL		
SWI	3.1.1	Europa15 (15 km)	Re-predicción	1989-2008	ERA1	YSU PBL		Reanálisis regionales de viento (capítulo 5, primera parte).
SWN	3.1.1	Europa30 (30 km)	Re-predicción	1989-2008	ERA1	YSU PBL		
OP-G0	3.4	Operativo (9 km)	Re-predicción	03/2011-02/2012	GFS	Sin param. de JD2012		Experimento de sensibilidad al GCM centrado en el valor añadido y en la velocidad del viento (capítulo 5, segunda parte).
OP-G	3.4	Operativo (9 km)	Re-predicción	03/2011-02/2012	GFS	Param. de JD2012 modificada		
OP-GM	3.4	Operativo (9 km)	Re-predicción	03/2011-02/2012	NCEP	Param. de JD2012		
OP-N	3.4	Operativo (9 km)	Re-predicción	03/2011-02/2012	ERA1	Param. de JD2012		
OP-E	3.4	Operativo (9 km)	Re-predicción	03/2011-02/2012	ERA1	Param. de JD2012		
MPE-A	3.3.1	ECDDX044 (0.44°)	Climático	2002-2006	ERA1	Cu: KF; MP: WSM4; Rad: CAM	Multi-física de 5 años sobre el dominio de EURO-CORDEX (capítulos 6 y 7).	
MPE-C	3.3.1	ECDDX044 (0.44°)	Climático	2002-2006	ERA1	Cu: KF; MP: WSM5; Rad: CAM		
MPE-D	3.3.1	ECDDX044 (0.44°)	Climático	2002-2006	ERA1	Cu: BMJ; MP: WSM6; Rad: RRTMG		
MPE-F	3.3.1	ECDDX044 (0.44°)	Climático	2002-2006	ERA1	Cu: GD; MP: WSM5; Rad: CAM		
MPE-G	3.3.1	ECDDX044 (0.44°)	Climático	2002-2006	ERA1	Cu: GD; MP: WSM6; Rad: CAM		
MPE-H	3.3.1	ECDDX044 (0.44°)	Climático	2002-2006	ERA1	Cu: KF; MP: M2M; Rad: CAM		
MPE-M	3.3.1	ECDDX044 (0.44°)	Climático	2002-2006	ERA1	Cu: GD; MP: M2M; Rad: CAM		
REFOR	3.3.1	ECDDX044 (0.44°)	Re-predicción	2002-2006	ERA1	Cu: GD; MP: WSM6; Rad: CAM		
MWE-G	3.3.1	ECDDX044 (0.44°)	Climático	1979-2011	ERA1	Cu: GD; MP: WSM6; Rad: CAM		Simulation contributed to EURO-CORDEX

consistentes con los de estos artículos. Otros trabajos analizan algunos resultados de WRF en Europa a nivel más regional (Warrach-Sagi et al., 2013; Argüeso et al., 2011; Jiménez-Guerrero et al., 2013; Cardoso et al., 2013), entre otros.

La novedad e impacto de lo mostrado en esta tesis está avalada por publicaciones en revistas de alto impacto. Los resultados del capítulo 4 ya se encuentran publicados (García-Díez et al., 2013), junto con los de la primera parte del capítulo 5 (Menendez et al., 2014). El resto se encuentran en proceso de revisión por pares: La segunda parte del capítulo 5 (García-Díez et al., 2014a), el capítulo 6 (García-Díez et al., 2014c) y el capítulo 7 (García-Díez et al., 2014b) se corresponden con sendos artículos.

La variedad de temas tratados permite una visión transversal sobre el tipo de problemas científicos que surgen al estudiar la sensibilidad a la configuración de un modelo regional. Esto constituye una ventaja sobre otros estudios de carácter muy específico. Sin embargo, por el mismo motivo, la estructura de la tesis no ha permitido profundizar en algunos problemas tanto como habría sido deseable. Se ha tratado de hacer una interpretación física de los resultados. En un sistema no lineal tan complejo como el tratado, esta no es una tarea fácil. Se ha tenido especial cuidado de no extraer conclusiones demasiado precipitadas que no pudieran derivarse claramente de los resultados. Esto se aplica especialmente a las posibles relaciones de causa-efecto, muy complicadas de derivar con exactitud.

El primer estudio expuesto (capítulo 4) es un experimento de sensibilidad a la parametrización de la Capa Límite Planetaria (PBL). Este estudio se diferencia de otros publicados (e.g. (Hu et al., 2010)) en que cubre una región muy amplia (Europa), durante todo un año, a 15 km de resolución. Los resultados muestran como, para la temperatura, el sesgo del modelo prevalece sobre la sensibilidad al esquema de PBL, de forma que es el propio sesgo el que determina cual es el “mejor” esquema. También se pone de relieve como los resultados dependen de la época del año y de la región consideradas, por lo que debe tenerse precaución a la hora de generalizar casos de estudio. En orden cronológico, este fue el primer trabajo de los realizados, y las ideas presentes en él son las mismas que se mantienen de trasfondo o se desarrollan en los siguientes. La idea fundamental que planea sobre la tesis es la preocupación por que la evaluación y/o calibración de los modelos esté afectada de considerar pocas variables, y estadísticos poco representativos de los procesos físicos cuyo realismo es necesario evaluar. Este primer experimento trata de cubrir el vacío o salto existente entre las evaluaciones de modelos con experimentos de campo, cuyas observaciones detalladas sí permiten una evaluación basada en procesos físicos, y los análisis estadísticos genéricos de largo plazo, que manejan sobre todo la precipitación y la temperatura (P&T).

En el capítulo 4 se afronta este problema utilizando observaciones de distintas fuentes para evaluar el ciclo diario de temperatura y humedad, la altura de la capa límite, y los flujos turbulentos. Los resultados son consistentes entre sí, apuntando a un sesgo frío causado por un déficit en la energía recibida por la superficie a través de la radiación, con la excepción de la comparación con los flujos turbulentos de la torre de Cabauw. Steeneveld et al. (2010) encontraron una discrepancia similar y,

tras considerar muchas posibilidades, concluyeron que lo más probable era que los flujos observados estaban infraestimados, ya que las observaciones no logran cerrar el balance de energía en superficie. En este capítulo también se pone de relieve como el sesgo frío encontrado en verano es igual para toda la distribución, mientras que el sesgo cálido en invierno se da para temperaturas por debajo de -5° . Simultáneamente a este estudio, otros investigadores encontraron este tipo de sesgos no estacionarios característica en los modelos de ENSEMBLES, y mostraron que podían afectar a las proyecciones de clima futuro (Boberg y Christensen, 2012).

El lector atento habrá notado que los principales problemas encontrados en WRF 3.1.1 en el capítulo 4 (sesgo frío en verano y sesgo cálido en invierno en las regiones frías), no se corresponden con los encontrados en los capítulos 6 y 7 en el WRF 3.3.1 (compárense las figuras 4.3, 7.2 y 7.1). En concreto el sesgo frío del verano no aparece en REFOR, que utiliza una configuración similar a la de RF2001-YSU. La diferencia más relevante es que la primera utiliza el CAM como esquema de radiación mientras que la segunda utilizó el RRTM y el Dudhia. Esta diferencia, unida a otros cambios que se han producido entre la versiones 3.1.1 y la 3.3.1, pueden explicar las diferencias encontradas. Esto resulta en la incómoda impresión de que se trabaja para obtener unos resultados que cambian rápidamente en el tiempo según la versión del modelo o la configuración que se utilice entre un gran número de posibles. Por eso debe destacarse que los resultados verdaderamente importantes son las conclusiones genéricas que se extraen sobre temas como compensación de errores, sesgos no estacionarios y otros problemas que afectan a la evaluación y calibración de los modelos. Los resultados concretos obtenidos para WRF son también relevantes para la comunidad, especialmente los concernientes a la versión 3.3.1, que es la que se acordó utilizar en EURO-CORDEX.

A diferencia del resto, el capítulo 5 se centra tan solo en una variable, la velocidad del viento a 10 metros. En su primera parte se analiza un experimento de sensibilidad (SWSEN), y las climatologías de los dos reanálisis (SWI y SWN) que surgieron de él. En esta parte no se profundiza mucho sobre los resultados, y se limita a exponer las contribuciones del autor a Menendez et al. (2014). Los resultados son novedosos en cuanto a la resolución de las simulaciones (15 y 30 km), y la utilización de WRF y ERA-Interim. El trabajo previo más similar es el de Sotillo et al. (2005), que utilizaron el modelo REMO a 50 km anidado en NCEP. En los resultados de SWSEN respecto a las observaciones de satélite, representados en el diagrama de Taylor, se muestra como la parametrización de PBL YSU es ligeramente superior al MYJ y ACM2. También se muestra como ERA-Interim supera como condiciones de contorno a ERA-40 y a NCEP, conclusión esta última que también se encuentra en la segunda parte del capítulo 4. Sin embargo, seguramente lo más interesante de es la comparación entre modos de simulación: de forma continua dejando el modelo libre, utilizando *spectral nudging*, *grid nudging*, y en modo re-predicción. Se ha encontrado que los dos primeros modos sobrestiman la varianza en un 25 %, error que los dos últimos modos corrigen.

En la segunda parte del capítulo 5 se ha estudiado el valor añadido de las

simulaciones a 9 km sobre la Península Ibérica (OP-G, OP-E, etc), comparando con datos de estaciones y boyas. Se ha experimentado anidando el modelo en tres modelos globales de diferente resolución, a diferencia de trabajos previos, que utilizaron NCEP como referencia (Feser et al., 2011). Se ha encontrado valor añadido respecto a ERA-Interim y NCEP, mientras que WRF mejora muy poco los resultados del GFS, de acuerdo con las métricas utilizadas. Así mismo, se ha modificado la parametrización de la orografía no resuelta, mejorando sensiblemente el resultado. Los resultados son consistentes con los de la primera parte del capítulo.

Los capítulos 6 y 7 vuelven a centrarse en la incertidumbre debida a la elección de las parametrizaciones. Para ello utilizan un nuevo conjunto multi-física basado en las simulaciones de EURO-CORDEX que fueron producidas con WRF (las simulaciones MPE-A, MPE-C, etc.). En el capítulo 6 se analizan las dispersiones de cuatro conjuntos diferentes: multi-física (MPE), multi-WRF (MWE), multi-modelo (MME) y EURO-CORDEX (ECE). Se muestra como la dispersión de las temperaturas de MPE es similar a la de MWE y MME, mientras que es inferior para la precipitación, con diferencias dependiendo de la región considerada. Esto demuestra que los conjuntos multi-física y multi-configuración complementan a los multi-modelo y, gracias a que las diferencias entre sus miembros son trazables, permiten profundizar en el origen de la incertidumbre. También se ha mostrado como los cuatro conjuntos están afectados por un error estructural, frío y húmedo, y no se centran en la observación.

En el capítulo 7 se toma el mismo conjunto multi-física que en el capítulo anterior y se compara con observaciones de temperatura, precipitación, radiación, cubierta de nubes, albedo y contenido de humedad del suelo. El análisis de todas estas variables permite observar como a menudo el modelo reproduce bien una variable a base de compensar errores en otras. Permite también extraer mucha información acerca de como afecta al sistema la elección de una u otra parametrización. En este caso, se han probado 2 parametrizaciones de radiación (CAM y RRTMG), 3 de cúmulos (KF, BMJ y GD), y 4 de microfísica (M2M, WSM4, WSM5 y WSM6), si bien WSM5 y WSM6 pueden considerarse la misma en la práctica.

Como ya se ha dicho, en este capítulo se utiliza WRF 3.3.1, y los resultados difieren de los del capítulo 4. Especialmente en invierno, el sesgo cálido encontrado en el NE del dominio en el capítulo 4 cambia a un sesgo frío muy importante en WRF 3.3.1. Como se ha discutido, el primer sesgo tiene que ver con problemas a la hora de tratar inversiones térmicas muy intensas. Este problema también se ha encontrado en otros modelos, y se ha resuelto modificando el comportamiento del esquema de PBL (Güttler, 2011). Entre las versiones 3.1.1 y 3.3.1 de WRF se resolvieron varios problemas que afectaban al modelo, y se modificaron las parametrizaciones para implementar diferentes mejoras¹. Ninguno de estos cambios está específicamente dirigido a eliminar el sesgo cálido de zonas frías en la 3.1.1, aunque algunos pueden aliviarlo en parte. En cambio sí existen varios cambios en las parametrizaciones de radiación, en el sentido de aliviar el sesgo frío encontrado en verano. Por lo tanto,

¹Ver los apartados *WRF updates* de las versiones 3.2, 3.2.1, 3.3 y 3.3.1 en el menú *model system* de <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users>

no está claro cuales son los cambios que introdujeron el sesgo frío en NE entre las versiones 3.1.1 y 3.3.1. Todo apunta al tratamiento de la interfase entre la cubierta de nieve y la atmósfera, pero la inspección de las diferencias en el código fuente no ha dado resultado. Estos resultados señalan, además, que las temperaturas en las zonas nevadas son extremadamente sensibles a cambios en los modelos.

Aparte del sesgo frío en el NE en invierno, en los capítulos 6 y 7 se muestra como WRF sobrestima notablemente la precipitación en buena parte de Europa, especialmente en la mitad oriental. Se han aportado algunas hipótesis acerca de las causas de este problema, que son diferentes en verano y en invierno, y que no han podido ser verificadas en profundidad. Otro hallazgo es que este mismo problema está presente, en mayor o menor medida, en todos los modelos de EURO-CORDEX, de forma que los conjuntos no están centrados en la observación.

8.2. Conclusiones principales

En la introducción se plantea como el objetivo de la presente tesis es el estudio del realismo físico de un modelo regional y su relación con su configuración y método de evaluación. Habida cuenta de que no se pretendía exhaustividad, el objetivo puede darse por cumplido, ya que se ha encontrado información nueva y valiosa acerca de los problemas de elección de parametrizaciones, valor añadido y evaluación orientada a procesos. Esta información, junto con la herramienta de postproceso desarrollada (ver apéndice A.1), y la participación en el desarrollo de WRF4G (apéndice A.1), constituye una importante contribución a la comunidad de WRF y de Regionalización Climática en general. A continuación se enumeran brevemente las conclusiones transversales más importantes a las que se ha llegado, aparte de las específicas de cada capítulo:

- El modelo sufre de sesgos estructurales, en su mayor parte de magnitud similar a los de otros modelos. La sensibilidad a las parametrizaciones es de una magnitud similar a la de los sesgos, de forma que son estos los que determinan la elección de la parametrización más adecuada para cada caso. Además, estos sesgos dependen de la época del año y del lugar geográfico, comprometiendo la generalización de las evaluaciones detalladas de las parametrizaciones mediante campañas de medición.
- WRF añade valor a la velocidad del viento de reanálisis entre 70 y 175 km de resolución (ERA-Interim y NCEP) y puede, por tanto, utilizarse para producir reanálisis regionales multi-decadales de alta resolución. Para modelos globales a 50 km, como el GFS, conseguir valor añadido se vuelve notablemente más complicado. Según esto, y de acuerdo con otros trabajos, el valor añadido, en sentido determinista, puede tender a desaparecer en algún punto dentro de la mesoescala- γ (2-20 km), siendo necesaria en este caso la evaluación orientada a objetos.

- La evaluación y calibración rutinaria de los modelos debe incluir variables adicionales a la temperatura y la precipitación, como los flujos radiativos, la cubierta de nubes, el albedo o el contenido de humedad del suelo. Esto es necesario para prevenir el sobreajuste de variables muy sensibles compensando errores, especialmente la temperatura. Existen problemas de consistencia con las observaciones de flujos turbulentos de calor en superficie, por lo que deben de utilizarse con precaución a la hora de evaluar modelos.

8.3. Trabajo futuro

De esta tesis se desprenden algunas posibles líneas de trabajo futuro interesantes:

- En general, trabajar para una evaluación de los modelos más completa y basada en procesos físicos. Esto podría llevarse a cabo desarrollando herramientas de *software* libre que faciliten y automaticen el acceso a las observaciones de diferentes fuentes y su comparación con los modelos. Durante los últimos años se han dado importantes pasos en este sentido mediante la popularización del formato netCDF y los lenguajes como python y R. Ya existen algunas iniciativas similares, como RCMES ². Además, y como parte de esta iniciativa, promover la transparencia en el desarrollo y calibración de los modelos, para prevenir el sobreajuste.
- Profundizar en el origen del valor añadido en el viento en superficie, especialmente en correlación. Estudiar el aumento en la representatividad de los puntos de malla con la resolución, y comprobar si satura para las resoluciones más altas.
- Analizar con más detalle el origen de la dispersión en los conjuntos multi-física y multi-configuración, produciendo conjuntos de mayor número de miembros, y con un diseño más eficiente que los examinados aquí. Extender estas simulaciones a escenarios de cambio climático para comprobar cómo influyen la dispersión y los sesgos en los cambios en el clima simulados, y atribuirlos a procesos físicos.
- Desarrollar herramientas para comprender mejor los acoplamientos suelo-superficie-nubosidad a nivel regional. Evaluar en los modelos la representación de los regímenes de evapotranspiración de energía limitada y humedad limitada definidos por Seneviratne et al. (2010).

²<http://rcmes.jpl.nasa.gov/data>

CAPÍTULO 9

Summary and conclusions

9.1. Introduction

Numerical simulation of the Atmosphere and the Climate System has become one of the greatest challenges of our time. This discipline studies events with strong impact on the society, together with an inherently large uncertainty and complexity. The models used in this field are amongst the most complex, and computationally heavy (Shukla *et al.*, 2010). The applications of these models are, among others: Weather forecasting, seasonal forecasting, air quality and pollutant dispersion studies, renewable energy production forecasting, generation of climate change scenarios, etc. Hence, it is clear that the improvement of these models results in a general improvement of the quality of life, specially thanks to the anticipation of extreme phenomena at different scales, as severe storms, hurricanes, droughts, or climate changes.

The complexity of these models complicates the development process. Also there are not well-established methodologies for the configuration and interpretation of the results of numerical experiments. Often, the decisions are to be taken heuristically, based on expert assessment, instead using systematic approaches (Mauritsen *et al.*, 2012). Usually, when first approaching a given model, users seek assessment in the available documentation and bibliography. However, this is often not enough, as a large amount of knowledge of the more experienced users is unpublished, and retained as know-how. Here we present the results of more than four years working with a regional model in different projects (plus the 8+4 years of experience of the doctoral supervisor with WRF and MM5). Although the text goes through different subjects, there are common problems and questions, related to model configuration and interpretation, that lie across them. Thus, the main goal of this work is to answer

these questions and/or to provide guidance to deal with them, which we know to be very demanded. More specifically, the following are the main objectives of the present PhD:

- Analyse the structure of the main biases of a Regional Climate Model (RCM) over Europe. Identify the model deficiencies behind these errors, and its propagation across the different variables.
- Measure the sensitivity of the model to the choice of parameterizations for different domains and simulation modes. Check if the results of comparing the models with data from field experiments can be generalized to large domains.
- Compare the spread of multi-physics ensembles, with other kinds of ensembles as multi-model or multi-configuration.
- Study the sensitivity of the model to the choice of the database used as boundary conditions. Measure the added value of the regional model with respect to the global and its dependence on the global model resolution.
- Put all these results in common to obtain some general conclusions and guidance about the decision-making process involving the configuration and interpretation of a regional model.

9.2. Overview of experiments

The present PhD is part of the international effort of collaboration and open development around the Weather Research and Forecasting model (WRF; [Skamarock et al., 2008](#)). WRF is an open source non-hydrostatic limited area model. Its development is lead by the National Center for Atmospheric Research (NCAR), in the US, and it allows the user to choose among a large amount of options. These include many state-of-art parameterizations. WRF has not been specifically adapted or adjusted to be used in Europe. Thus, these results are useful to check the transferability of the model ([Takle et al., 2007](#)), this is, its ability to simulate the different climatic regions of Europe. Moreover, it is important to note that, structurally, WRF does not possess any special characteristic differing from most RCMs. Hence, the results shown here are relevant for most regional models. Furthermore, other models also show problems similar to those found in WRF.

The studies presented here use WRF both in re-forecast and in continuous mode. In the re-forecast mode, the simulation is run in short chunks, which are concatenated to form a pseudo-continuous simulation, ruling out the overlapping period as spin-up (see figure 4.1). Nesting the model into reanalyses, this mode retains a significant amount of correlation with the real atmosphere. Moreover, this is a way to indirectly assimilate observations, so the databases produced can considered a form of “regional reanalyses”. Previous works used this methodology successfully ([Jiménez y Dudhia,](#)

2012; Hu et al., 2010). Apart from these, also spectral nudging (von Storch et al., 2000) and grid nudging have been tested in the first part of chapter 5. These are alternative methods to produce regional reanalysis (e.g. Sotillo et al. (2005)).

All the experiments produced for this PhD have been produced with WRF, and are summarized in table 9.1. In total, 30 simulations have been produced, over three different domains: The simulations RF2001 and SW used the one called Europe15, at 15 km resolution (figure 4.2), essentially centred in the Mediterranean sea. The simulations MPE use the EURO-CORDEX canonical domain, at $\simeq 50$ km resolution (figure 6.1), a large domain centred in Europe. Finally, the OP simulations used the domain called Operativo, at 9 km (figure 5.4.1), centred in Spain, with an intermediate nest of 27 km. All the simulations have been produced by the author of this thesis.

The thesis is structured as follows: In chapter 1 the main concepts are explained, as well as the main goals. In chapter 2 the main characteristics of the WRF model and its parameterizations are provided. In chapter 3 the main external databases which have been used are described. Chapters 4 through 7 summarize the main results found by the author. In chapter 4, the sensitivity of the model to the PBL parameterization is studied (RF-2001 simulations). Chapter 5 is divided in two parts: In the first, results of a downscaling of offshore wind and the sensitivity experiments that preceded it are presented (SWI, SWN and SWSN). In the second, the results of a downscaling of winds over the Iberian Peninsula are explained, focusing on the value added to the global models (OP-G, OP-E, etc.). In chapters 6 and 7 the results of a multi-physics experiment over Europe, in the EURO-CORDEX framework, are analysed (MPE-A, MPE-C, etc.). In chapter 6 spreads of different types of ensembles are compared, as a measure of the uncertainty, while in chapter 7 the multi-physics ensemble is evaluated with observations from many sources. Finally, in chapter 8 a discussion of the previous results in common is given, together with the main conclusions of the thesis, which are also summarized next (section 9.4).

The relevance of the results shown here is supported by publications in high impact journals. The results in chapter 4 have been published in García-Díez et al. (2013), and the first part of the fourth chapter in Menendez et al. (2014). The rest are still going through the peer-review process: The second part of the chapter 5 is a paper (García-Díez et al., 2014a), chapter 6 another one (García-Díez et al., 2014c), and the chapter 7 another one García-Díez et al. (2014b). The simulation contributed to EURO-CORDEX, was used in a paper about heat waves (Vautard et al., 2013) and in an evaluation paper that will be submitted soon (Katragkou et al., 2014). These are amongst the first papers that use WRF over Europe.

Table 9.1: Summary of the simulations produced for this PhD. All of them have been produced in the computing resources of the Santander Meteorology Group, excepting the group labeled as MPE, which was produced in the LSCE-IPSL (France).

Label	WRF	Domain	Mode	Period	GCM	Parameterizations	Notes	
RF2001-YSU	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	Year 2001	ERA1	YSU PBL	Sensitivity experiment to the PBL scheme (chapter 4).	
RF2001-MYJ	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	Year 2001	ERA1	MYJ PBL		
RF2001-ACM2	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	Year 2001	ERA1	ACM2 PBL		
SWSEN-E1	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	10/2001-12/2001	ERA-40	YSU PBL	Sensitivity experiment to the GCM, simulation mode and PBL scheme, oriented to offshore wind (chapter 5, first part)	
SWSEN-E2	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	10/2001-12/2001	ERA-40	MYJ PBL		
SWSEN-E3	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	10/2001-12/2001	ERA-40	ACM2 PBL		
SWSEN-I1	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	10/2001-12/2001	ERA1	YSU PBL		
SWSEN-I2	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	10/2001-12/2001	ERA1	MYJ PBL		
SWSEN-I3	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	10/2001-12/2001	ERA1	ACM2 PBL		
SWSEN-N1	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	10/2001-12/2001	NCEP	YSU PBL		
SWSEN-N2	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	10/2001-12/2001	NCEP	MYJ PBL		
SWSEN-N3	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	10/2001-12/2001	NCEP	YSU PBL		
SWSEN-N4	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	10/2001-12/2001	NCEP	YSU PBL		
SWSEN-N5	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	10/2001-12/2001	NCEP	YSU PBL		
SWSEN-N6	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	10/2001-12/2001	NCEP	YSU PBL		
SWI	3.1.1	Eutopal5 (15 km)	Re-forecast	1989-2008	ERA1	YSU PBL		Regional wind reanalysis (chapter 5, first part).
SWN	3.1.1	Eutopa30 (30 km)	Re-forecast	1989-2008	ERA1	YSU PBL		
OP-G0	3.4	Operativo (9 km)	Re-forecast	03/2011-02/2012	GFS	No JD2012 scheme		Sensitivity experiment to the GCM, focused on the added value for wind speed (chapter 5, second part).
OP-G	3.4	Operativo (9 km)	Re-forecast	03/2011-02/2012	GFS	JD2012 scheme		
OP-GM	3.4	Operativo (9 km)	Re-forecast	03/2011-02/2012	GFS	JD2012 modified scheme		
OP-N	3.4	Operativo (9 km)	Re-forecast	03/2011-02/2012	NCEP	JD2012 scheme		
OP-E	3.4	Operativo (9 km)	Re-forecast	03/2011-02/2012	ERA1	JD2012 scheme		
MPE-A	3.3.1	ECDX044 (0.44°)	Climatic	2002-2006	ERA1	Cur: KF; MP: WSM4; Rad: CAM	5 year multi-physics over the EURO-CORDEX domain (chapters 6 and 7)	
MPE-C	3.3.1	ECDX044 (0.44°)	Climatic	2002-2006	ERA1	Cur: KF; MP: WSM5; Rad: CAM		
MPE-D	3.3.1	ECDX044 (0.44°)	Climatic	2002-2006	ERA1	Cur: BM1; MP: WSM6; Rad: RRTMG		
MPE-F	3.3.1	ECDX044 (0.44°)	Climatic	2002-2006	ERA1	Cur: GD; MP: WSM5; Rad: CAM		
MPE-G	3.3.1	ECDX044 (0.44°)	Climatic	2002-2006	ERA1	Cur: GD; MP: WSM6; Rad: CAM		
MPE-H	3.3.1	ECDX044 (0.44°)	Climatic	2002-2006	ERA1	Cur: KF; MP: M2M; Rad: CAM		
MPE-M	3.3.1	ECDX044 (0.44°)	Climatic	2002-2006	ERA1	Cur: GD; MP: M2M; Rad: CAM		
REFOR	3.3.1	ECDX044 (0.44°)	Re-forecast	2002-2006	ERA1	Cur: GD; MP: WSM6; Rad: CAM		
MWE-G	3.3.1	ECDX044 (0.44°)	Climatic	1979-2011	ERA1	Cur: GD; MP: WSM6; Rad: CAM		Simulation contributed to EURO-CORDEX

9.3. Results

9.3.1. Sensitivity to PBL parameterization

In chapter 4, three sets of re-forecasts (RF-2001) with three different PBL parameterizations are studied: The Yonsei University Scheme (YSU), the Mellor-Yamada-Janjic scheme and the Assymmetric Convective Model 2 (ACM2). These are described in chapter 2. The studied period covers the year 2001, using ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011) as boundary data. Results indicate that the differences between the three configurations tested are kept similar over the annual cycle, and most part of the domain. However, the error of the model depends on the region and season. In summer, the model suffers from a systematic cold bias in all three parameterizations, while in winter a warm bias exists affecting only the coldest temperatures (figure 4.5). As model temperature bias is similar in magnitude or larger than the sensitivity to the PBL scheme, the most skilful scheme in summer (YSU) is the one performing worse in winter (in many regions). In agreement with Hu et al. (2010), the differences found between the three configurations are, essentially, related to the different intensity of the vertical mixing and the entrainment (figures 4.6 and 4.9). The dependence found between the bias, the absolute temperature and the annual cycle is not particular from WRF, and similar behaviour have been reported in other RCMs (Christensen et al., 2008; Plavcová y Kyselý, 2011).

Finally, we show in a case study using the Cabauw station data that WRF overestimates the surface turbulent heat fluxes (figure 4.10). However, this result is not consistent with the cold bias, and the radiation fluxes (figure 4.12). These results, and other studies (Braam, 2008; Steeneveld et al., 2011), point to an overestimation of the observed fluxes, as there are problems to close the surface energy balance with observations. In general, the results suggest that the cold bias in WRFv3.1.1 is related to problems in the radiative balance, as proposed in Manning et al. (2010).

9.3.2. Downscaling of wind: Added value and sensitivity to the boundary conditions

In chapter 5 is focused in the simulation of the wind speed. This chapter is divided in two parts. In the first, a sensitivity experiment (SWSEN) is analysed. In SWSEN, three PBL schemes (YSU, MYJ and ACM2), three reanalyses (NCEP, ERA-40 and ERA-Interim) and four running modes (continuous, spectral nudging, grid nudging and re-forecast) are tested. Results are summarized in a Taylor diagram (figure 5.1). It is found that YSU is only slightly better than MYJ and ACM2 in correlation. The simulations run in continuous and spectral nudging modes show considerably larger errors than the others, especially overestimating the variance. This overestimation is removed by the grid nudging, but this mode still reaches lower correlation than re-forecast. Regarding the boundary conditions, simulations using ERA-Interim are clearly more correlated with observations than those nested in

NCEP, but only slightly better than those nested in ERA-40.

Two long term regional reanalyses were configured, based on the results of SWSEN: SWI, at 15 km resolution and SWN, at 30 km). Their wind speed climatologies are shown, as well as those from the global reanalyses in figures 5.2 and 5.3. It is shown that SWI is able to realistically add detail to ERA-Interim in many regions (e.g. Crete, Canary Islands). In the case of SWN, the improvement of the spatial patterns respect to the NCEP reanalysis is very large.

In the second part of chapter 5, the dependence found of the added value on the GCM used as boundary conditions is studied quantitatively. With this aim, three sets of re-forecasts nested in three popular GCMs have been produced (OP simulations). The GCMs are: The Global Forecast System (GFS), the ERA-Interim reanalyses and the NCEP-NCAR reanalyses. Apart from the standard error metrics, two scores specifically designed to measure added value are used: The Brier Skill Score ([Winterfeldt et al., 2011](#)) and the Correlation Difference (CD). The following are the most important conclusions of this study.

- The value added by WRF to the NCEP reanalyses is found to be large and general, in line with previous studies ([Feser et al., 2011](#)).
- Significant added value is also found in the downscaling of ERA-Interim, though smaller than that of NCEP. This confirms that WRF can be used to produce high resolution wind reanalyses, as SWN and SWI. In this case, the added value is slightly increased when considering daily aggregated data.
- Added value found for the downscaling of GFS is very small, and confined to CD.
- As found for SWSEN, the evaluation of OP simulations shows that nesting WRF in ERA-Interim clearly improves the results with respect to nesting in NCEP. However, using GFS or ERA-Interim yields very similar results.
- The subgrid orography parameterization implemented by [Jiménez y Dudhia \(2012\)](#) removes the positive bias in most of the stations. However, the removal of the roughness over points with Laplacian below -20 causes a strong exaggeration of the wind speed over a subset of stations, and is recommended to be switched off on this range of resolutions ($\sim 9km$).
- The improvement implemented in the JD2012 parameterization significantly improves the added value according to BSS, and slightly according to CD. However, it introduces an undestimation of the daily wind cycle.

As the Iberian Peninsula is a region with a complex orography, the results found for GFS were unexpected. It was reasonable to expect that, given the improvement of the representation of the topography by the 9 km grid (respect to the $\sim 27km$ of GFS), would be enough to generate added value in a majority of the stations.

However, we found that the added value is very small. The reasons are unclear. Results suggest that, at this range of resolutions, model skill saturates, at least defined using traditional scores, and achieving added value becomes more difficult. On the other hand, a different set up (e.g. higher resolution, data assimilation), may be able to improve WRF results. Testing this is left as possible future work.

Because of this, it is important to note that this study does not state that WRF is not able to add value to GFS. It simply states that for this variable, configuration, and according with the scores used, the added value found is very small. It is also worth to note that the configuration and scores used here are the same, or very similar, to those used in many studies available in the literature (Jiménez y Dudhia, 2012; Winterfeldt et al., 2011; Hu et al., 2010; Lenderink et al., 2009).

9.3.3. *Spread of four different ensembles over the EURO-CORDEX domain*

In chapter 6, the spreads of four different ensemble types over the EURO-CORDEX domain are compared, for the period 2002-2006. The ensemble types defined are the following:

1. Multi-WRF ensemble (MWE): Composed of 6 of the original EURO-CORDEX simulations using WRF. Specific members are identified by the labels shown in table 6.1: MWE-A, MWE-C, etc. These members use differ in the parameterizations as well as in other configuration issues: Number of vertical levels, land use database, etc.
2. Multi-physics ensemble (MPE): Composed of 6 new WRF simulations reproducing the parameterizations sets used in MWE, and leaving the rest of the configuration fixed (see table 9.1).
3. Multi-model ensemble (MME): Composed of a single member for each different model. In total, 10 models have been considered (institution in parenthesis): CANRCM (CCCMA), ARPEGE 5.1 (CNRM), CLM 4.8.17 (CCLM), REMO 2009 (CSC), RACMO2.2 (KNMI), RCA 4 (SMHI), RegCM-DMHZ (DMHZ), RegCM-CUNI (CUNI), HIRHAM 5 (DMI) and ALADIN 5.2 (HMS). Since there are 6 WRF and 2 RegCM possible members, the spread of this ensemble was computed by averaging the spreads of the 12 possible combinations.
4. EURO-CORDEX ensemble (ECE): Composed of all the runs used in MME, combining multi-model and single model realizations. It has 16 members in total, 6 WRF, 2 RegCM, and 8 other models.

For temperature, the different physics used in MPE are enough to get spreads similar to those found for MME (figure 6.5). In contrast, the spread found for MPE for precipitation is smaller than that found for MME (figures 6.5 and 6.6). However,

it is shown that other configuration differences introduced in WRF by different research centres, lead to an ensemble (MWE) as dispersive as MME and ECE in most of regions. It must be noted that the parameterization sets used in MPE were not chosen seeking a large spread, but are an ensemble of opportunity. In particular, [Mooney et al. \(2013\)](#) found that the largest sensitivity corresponded to the land-surface parameterization, which was not changed in any of the EURO-CORDEX WRF simulations.

MPE and MWE show comparable spreads to a multi-model, and the differences between their members are traceable. This, it is concluded that the ensembles such as MPE and MWE are useful tools to complement multi-model ensembles and to improve the understanding of the uncertainty in regional climate simulations. It has also been found that all ensembles considered suffer from systematic biases of the same sign (cold and wet), in most of the regions. More research is needed to understand the propagation of these errors, and of the uncertainty, to the simulations of future climate.

9.3.4. Evaluation of a multi-physics ensemble with soil and radiation datasets

In chapter 7, a multi-physics ensemble over Europe is evaluated with observations of precipitation, temperature, radiation fluxes, cloud cover and a soil reanalysis. This is carried out with the goal of improving the understanding of the physical realism of the regional model. The combination of the multi-physics approach with a multi-variable evaluation unveils how the error and the sensitivity to physical parameterizations propagate through the system. However, as temperature, precipitation, clouds and soil moisture are non-linearly coupled ([Seneviratne et al., 2010](#)), drawing strong conclusions about causal relationships remains as a challenge, and caution is needed. Keeping this in mind, we obtained valuable information.

Sensitivity to parameterizations has been analysed by using three cumulus schemes (KF, BMJ and GD), two radiation schemes (RRTMG and CAM) and four microphysics schemes (WSM3, WSM5, WSM6 and M2M). Temperature biases are shown in figures 7.1 and 7.2. We found that RRTMG is generally warmer than CAM thanks to an enhanced downward long wave radiation flux. The difference between CAM and RRTMG is especially large in the case of MPE-G and MPE-F, the second being much warmer. This difference does not appear in the REFOR run, thus, it is related to a cloud-radiation feedback which needs more than 12 hours to develop. Regarding the microphysics, differences between WSM-3, WSM5 and WSM-6 are generally small, with the exception of WSM-3 combination with KF in winter, as MPE-C is significantly colder than MPE-A. As found in chapter 6, multi-physics spread is large, comparable to that of a multi-model. Spread is found to be remarkably large for both RSDS and CLT, especially during summer (figure 7.18). These two variables are shown to be the key for explaining the spread, which is reasonable given that the schemes changed are those more closely related with clouds and radiation.

Two main biases have been identified in the model. One is the overestimation of precipitation, which occurs in almost all seasons and ensemble members, except MPE-M, and especially in the eastern half of the domain (figures 7.4 and 7.3). During summer, it is related to problems in adapting some aspects of the models to the resolution, namely the cumulus parameterization, which are being investigated (Tripathi y Dominguez, 2013). During the rest of the year, the overestimation must relate to large scale forcing or microphysics parameterization. This problem is currently affecting most of the RCMs (Kotlarski et al., 2014). The comparison with GLDAS data revealed also that WRF overestimates soil moisture content in most regions. No significant correlation has been found between the overestimation of precipitation and the soil moisture content, which can be explained by the presence of saturated soils which cannot absorb more moisture.

The second bias is the pronounced cold bias appearing in the NE quarter of the domain during winter and spring (figure 7.1). We found that, during that seasons, the differences in albedo correlated well with the temperature bias. Thus, the cold bias is partially related to this albedo overestimation. This was also found by Xu y Yang (2012) in other region (U.S.-Canada). Other authors (Mass, 2013) found that the cold bias appears systematically over snow-covered regions, regardless of the albedo. Overall, evidence suggests that the problem is a too crude representation of the snow pack or either some problem in the computation of the skin temperature or ground heat flux. This bias is of opposite sign to that found in chapter 4 for the same region and season. The main differences between this two simulations (RF2001-YSU and REFOR) are the model version (WRFv3.1.1 Vs WRFv3.3.1) and the radiation scheme (RRTM Vs RRTMG). These differences are large enough to explain the different results¹. Although source codes were compared, it has not been possible to isolate the specific difference behind these contrasting biases.

In general, WRF shows results comparable to other models (Mearns et al., 2012; Kotlarski et al., 2014), although the winter cold bias causes great deviations from observed temperatures not found in other models. The simulation labelled as MPE-M is also too unrealistic, and shows how some combinations of the physical parameterizations can produce too large biases to be useful. Some of the biases found can also be spotted in the WRF members used in the EURO-CORDEX evaluation work (Kotlarski et al., 2014) covering a 20-year period and including other configuration differences apart from the physics options. Namely the winter cold bias in the NE quarter is present in the IPSL-INNERIS and CRP-GL simulations. In the UHOH simulation, winter temperatures are realistic in this region but, as shown in the present work, this is due to compensation of errors by a too large cloud cover.

¹See the sections “WRF updates” of the versions 3.2, 3.2.1, 3.3 y 3.3.1 in the “model system” menu of <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users>

9.4. *Main conclusions*

The objective of the present PhD is providing a guide about the some of the problems that arise when configuring and evaluating a regional model. This goal has been achieved. The information obtained, as well as the post-process tool developed (appendix A.1) and the contribution to the development of WRF4G (appendix A.1), constitutes an important contribution to the WRF community, and to the RCM community in general. The following are the most important conclusions of the PhD:

- The model suffers from structural biases, most of them of similar magnitude than those found in other models. The sensitivity to the parameterizations is similar or smaller than the biases, so the choice of the most adequate parameterization is often determined by the biases themselves. Furthermore, this biases depend on the season and the location, so detailed evaluations with short periods may not hold in different conditions.
- WRF adds value to the wind speed of the reanalysis between 70 and 175 km resolutions (ERA-Interim and NCEP). Thus, it can be used to produce high resolution regional multi-decadal reanalysis. For global models below 50 km, as the GFS, achieving added value becomes significantly more difficult. According to our results, and other studies, the added value, defined in a deterministic sense, saturates somewhere into the mesoscale- γ (2-20 km). From this point, an object based validation would be necessary to detect added value.
- The evaluation and calibration of the models must include additional variables apart from temperature and precipitation, as radiation fluxes, cloud cover, albedo or soil moisture content. This is necessary to avoid compensating errors by excessive adjustment of very sensitive variables, especially temperature. There are consistency problems with the measurement of turbulent heat fluxes in the surface, so these must be used with caution when evaluating the models.

Apéndices

A.1. Desarrollo de herramientas

Esta tesis resume los resultados del trabajo de su autor en los últimos 4 años. Aparte de los resultados científicos expuestos, quedan otros en forma de herramientas desarrolladas para llevar a cabo las simulaciones y para su posterior posproceso y análisis.

En este apéndice dejo constancia de este trabajo de desarrollo que, lejos de quedar en la sombra, en este caso queda a disposición de toda la comunidad como software libre. Puede considerarse un agradecimiento a las herramientas desarrolladas por otros y que he utilizado continuamente en esta tesis, comenzando por el propio modelo WRF.

Tal y como se ha mencionado en el capítulo 2, todas las simulaciones realizadas como parte de esta tesis se han llevado a cabo utilizando el entorno WRF4G (www.meteo.unican.es/software/wrf4g). Este entorno, desarrollado en el Grupo de Meteorología de Santander, permite de una forma sencilla el diseño, ejecución y monitorización de los experimentos de simulación con WRF. Aunque el código ha sido desarrollado inicialmente por otros miembros del grupo de investigación, he participado en la depuración de problemas, gracias al uso intensivo de la herramienta. También he incorporado funcionalidades como la posibilidad de correr el pre-proceso más de una vez para así utilizar fuentes de datos diferentes en una misma simulación. Esto fue utilizado para comprobar la influencia de la resolución de los datos de temperatura de la superficie del mar. Estas simulaciones forman parte de las investigaciones que he llevado a cabo durante estos años al margen de esta tesis.

La mayor parte de las herramientas desarrolladas corresponden a la parte de posproceso de las salidas de WRF, que son escritas en archivos netCDF. Este es un formato binario desarrollado por Unidata, una división de *University Corporation for Atmospheric Research* (UCAR), que reúne algunas características que lo hacen muy interesante para almacenar datos en rejilla: es auto-descriptivo, portable y escalable (véase la web oficial² para mas información). Por estos motivos, el formato netCDF es el escogido para almacenar los datos en la mayor parte de proyectos de modelización en la actualidad. A pesar de su carácter auto-descriptivo, el formato es flexible, de forma que el metadato (nombres de variables y atributos, dimensiones, etc.) puede tener casi cualquier forma. Para poder compartir e interpretar correctamente este tipo de ficheros en climatología se han establecido una serie de convenciones. Las más utilizadas actualmente son las convenciones CF³. Sin embargo, estas convenciones son todavía demasiado flexibles. Por ejemplo, no establecen una forma sistemática de nombrar las variables. Por esta razón, por encima de estas convenciones, marcos de colaboración internacional, como el CMIP5 o CORDEX, exigen condiciones extra a cumplir por el metadato de los ficheros netCDF. En esta tesis se han tomado de las convenciones del CMIP y de CORDEX para nombrar a las variables (ver tabla 7.1).

En el caso de WRF, los archivos de salida están lejos de atenerse a estas con-

²<http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf>

³<http://cf-pcmdi.llnl.gov>

venciones, y no son manejables por las herramientas habituales para manipular y visualizar netCDF, que no reconocen su estructura. Además, existen numerosas variables derivadas que son de interés, y que no están disponibles en la salida bruta de WRF. Por todo esto, es necesario postprocesar los archivos de salida. Teniendo en cuenta que el volumen de datos producido en un experimento puede llegar a ser del orden de Terabytes, postprocesarlos de forma eficiente y robusta a errores no es un problema trivial. En nuestro caso, el postproceso se ha dividido en varias etapas (figura 9.1).

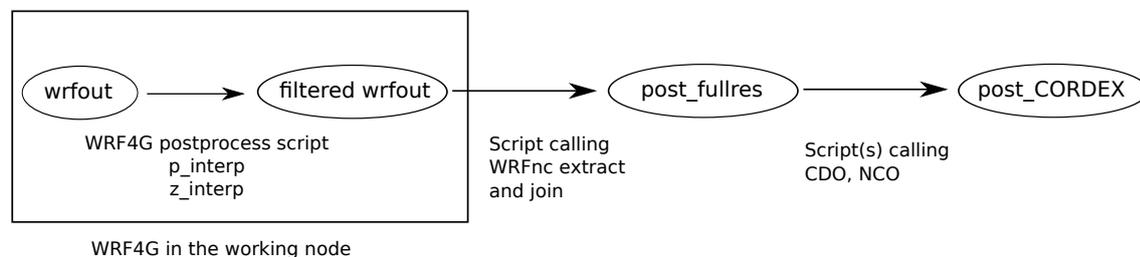
El primer paso ocurre dentro del propio WRF4G. Es posible configurarlo para que todos los archivos de salida de WRF pasen por un “postprocesador”. Este programa (que puede estar escrito en cualquier lenguaje) se utiliza para filtrar las variables que no son de interés e interpolar de los niveles híbridos del modelo a niveles de presión. Para no perder información en este último paso, se calculan también algunas integrales verticales en los niveles nativos del modelo. Una primera aproximación del GMS estaba basada en `p_interp`, un programa en Fortran90 disponible entre las utilidades de WRF proporcionadas por NCAR. Se introdujeron modificaciones para calcular variables derivadas como la cubierta nubosa, o integrales verticales de la humedad, etc. El autor de la tesis comenzó modificando también este programa, por ejemplo para habilitar la posibilidad de escribir ficheros netCDF4 comprimidos, con un gran ahorro de espacio en disco. Sin embargo, finalmente he reescrito la herramienta completa en Python, `py_interp`, de forma que resulta mucho más sencillo añadir modificaciones adicionales, calcular nuevas variables, etc.

En un segundo paso del postproceso se utiliza el programa *WRF netCDF eXtract and Join*⁴ para transformar los archivos anteriores a las convenciones CF. Este programa puede aplicarse tanto a la salida directa de WRF como a la transformada por `p_interp` o `py_interp`. Ha sido desarrollado íntegramente en el GMS y hecho público bajo licencia *Creative Commons* para toda la comunidad. Actualmente es usado por varios grupos internacionales. Este programa cumple muchas más funciones, aparte de transformar los archivos a convenciones CF:

- Añadir metadato acerca de la proyección cartográfica utilizada, y metadato general sobre el experimento.
- Encadenar diferentes ficheros en el tiempo y, opcionalmente, separar los resultantes por variables o niveles.
- Calcular variables derivadas no disponibles en la salida de WRF, como por ejemplo la temperatura de rocío.
- Rotar las componentes del viento de las coordenadas de la proyección a coordenadas geográficas longitud y latitud.
- Recortar un periodo de tiempo de los archivos resultantes (Por ejemplo, las primeras 12 horas como *spin-up*)

⁴<http://www.meteo.unican.es/wiki/cordexwrf/SoftwareTools/WrfncXnj>

Figura 9.1: Esquema del flujo de trabajo que se ha utilizado en el postproceso de las simulaciones derivadas de la tesis y herramientas utilizadas.



WRF netCDF eXtract and Join está escrito en python⁵. La primera versión fue escrita hace 4 años, pero después ha sufrido al menos 2 remodelaciones importantes a cargo del autor de esta tesis: separación automática de variables y niveles, para cumplir con los estándares de CORDEX, y la posibilidad de recortar en el tiempo, de forma que se simplifica el trabajo con experimentos de re-forecast.

Después de este paso, los archivos cuentan con una estructura que los hace mucho más manejables. En concreto pueden usarse los *Climate Data Operators* (CDO) para realizar multitud de operaciones sobre ellos. El último paso del post-proceso consiste en utilizar esta y otras herramientas para producir archivos listos para ser distribuidos en proyectos internacionales como CORDEX. Estos proyectos suelen exigir convenciones adicionales a las CF. En este paso se suelen usar *scripts* de BASH, que combinan llamadas a distintas herramientas disponibles desarrolladas por terceros (CDO, NCO, etc.).

Es importante hacer énfasis en que la elaboración y depuración de todo este proceso, junto con WRF4G, son problemas que han consumido buena parte del tiempo de elaboración de esta tesis, especialmente durante la primera mitad. Sin estas herramientas no habría sido posible llevar a cabo la cantidad y variedad de experimentos que se describen en la presente memoria y otros que no han quedado reflejados en ella, ya que en este tiempo he estudiado también la sensibilidad a la calidad y resolución de los datos de SST, el desarrollo de galernas en la costa cantábrica, la evolución del viento a muy alta resolución (200-2000m) en distintas regiones, así como la simulación del clima europeo a escala regional en el contexto de eurocordex, estudiando también la sensibilidad a la resolución del RCM.

⁵<https://www.python.org>

Bibliografía

- Alapaty, K., J. A. Herwehe, T. L. Otte, C. G. Nolte, O. R. Bullock, M. S. Mallard, J. S. Kain, y J. Dudhia, 2012: Introducing subgrid-scale cloud feedbacks to radiation for regional meteorological and climate modeling. *Geophysical Research Letters*, **39** (24), L24 809, doi:10.1029/2012GL054031.
- Alapaty, K., J. Pleim, S. Raman, D. Niyogi, y D. Byun, 1997: Simulation of atmospheric boundary layer processes using local-and nonlocal-closure schemes. *Journal of Applied Meteorology*, **36** (3).
- Arakawa, A., 2004: The cumulus parameterization problem: Past, present, and future. *Journal of Climate*, **17** (13), 2493–2525, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2493:RATCPP>2.0.CO;2.
- Arakawa, A., J.-H. Jung, y C.-M. Wu, 2011: Toward unification of the multiscale modeling of the atmosphere. *Atmos. Chem. Phys.*, **11** (8), 3731–3742, doi:10.5194/acp-11-3731-2011.
- Argüeso, D., J. Hidalgo-Muñoz, S. Gámiz-Fortis, M. Esteban-Parra, J. Dudhia, y Y. Castro-Díez, 2011: Evaluation of WRF parameterizations for climate studies over Southern Spain using a multi-step regionalization. *Journal of Climate*, doi:10.1175/JCLI-D-11-00073.1.
- Arya, P. S., 2001: *Introduction to micrometeorology*, Vol. 79. Academic press.
- Awan, N., H. Truhetz, y A. Gobiet, 2011: Parameterization induced error-characteristics of MM5 and WRF operated in climate mode over the Alpine Region: An ensemble based analysis. *Journal of Climate*, **24** (12), 3107–3123, doi:10.1175/2011JCLI3674.1.
- Beljaars, A., 1995: The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **121** (522), 255–270, doi:10.1002/qj.49712152203.

- Bellprat, O., S. Kotlarski, D. Lüthi, y C. Schär, 2012: Objective calibration of regional climate models. *Journal of Geophysical Research*, **117** (D23), doi:10.1029/2012JD018262.
- Bengtsson, L., M. Ghil, y E. Källén, 1981: *Dynamic meteorology: data assimilation methods*, Vol. 36. Springer New York, NY.
- Berner, J., S. Ha, J. Hacker, A. Fournier, y C. Snyder, 2011: Model Uncertainty in a Mesoscale Ensemble Prediction System: Stochastic versus Multiphysics Representations. *Monthly Weather Review*, **139** (6), 1972–1995, doi:10.1175/2010MWR3595.1.
- Betts, A. y M. Miller, 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, doi:10.1002/qj.49711247308.
- Betts, A. K., 1986: A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **112** (473), 677–691, doi:10.1002/qj.49711247307.
- Betts, A. K., 1994: Relation between equilibrium evaporation and the saturation pressure budget. *Boundary-Layer Meteorology*, **71** (3), 235–245, doi:10.1007/BF00713740.
- Blackadar, A., 1978: Modeling pollutant transfer during daytime convection. *Symposium on Turbulence, Diffusion, and Air Pollution*, 4th, Reno, Nev, 443–447.
- Boberg, F. y J. H. Christensen, 2012: Overestimation of Mediterranean summer temperature projections due to model deficiencies. *Nature Climate Change*, **2** (6), 433–436, doi:10.1038/nclimate1454.
- Bodas-Salcedo, A., et al., 2011: COSP: Satellite simulation software for model assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **92** (8), 1023–1043, doi:10.1175/2011BAMS2856.1.
- Braam, M., 2008: *Determination of the surface sensible heat flux from the structure parameter of temperature at 60 m height during day-time*. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut.
- Brands, S., S. Herrera, J. Fernández, y J. M. Gutiérrez, 2013: How well do CMIP5 Earth System Models simulate present climate conditions in Europe and Africa? *Climate Dynamics*, **41** (3-4), 803–817, doi:10.1007/s00382-013-1742-8.
- Braun, S. y W. Tao, 2000: Sensitivity of high-resolution simulations of Hurricane Bob (1991) to planetary boundary layer parameterizations. *Monthly weather review*, **128** (12), 3941–3961, doi:10.1175/1520-0493(2000)129<3941:SOHRSO>2.0.CO;2.

- Bright, D. R. y S. L. Mullen, 2002: The Sensitivity of the Numerical Simulation of the Southwest Monsoon Boundary Layer to the Choice of PBL Turbulence Parameterization in MM5. *Weather and Forecasting*, **17** (1), 99–114.
- Cardoso, R. M., P. M. M. Soares, P. M. A. Miranda, y M. Belo-Pereira, 2013: WRF high resolution simulation of Iberian mean and extreme precipitation climate. *International Journal of Climatology*, **33** (11), 2591–2608, doi:10.1002/joc.3616.
- Case, J., W. Crosson, S. Kumar, W. Lapenta, y C. Peters-Lidard, 2008: Impacts of high-resolution land surface initialization on regional sensible weather forecasts from the WRF model. *Journal of Hydrometeorology*, **9** (6), 1249–1266, doi:10.1175/2008JHM990.1.
- Cassola, F. y M. Burlando, 2012: Wind speed and wind energy forecast through Kalman filtering of Numerical Weather Prediction model output. *Applied Energy*, **99**, 154–166, doi:10.1016/j.apenergy.2012.03.054.
- Charney, J., M. Halem, y R. Jastrow, 1969: Use of incomplete historical data to infer the present state of the atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **26** (5), 1160–1163, doi:10.1175/1520-0469(1969)026<1160:UOIHDT>2.0.CO;2.
- Chen, F. y J. Dudhia, 2001a: Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM 5 Modeling System. II- Preliminary model validation. *Monthly Weather Review*, **129** (4), 587–604, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<0587:CAALSH>2.0.CO;2.
- Chen, F. y J. Dudhia, 2001b: 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, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2.
- Chen, F., et al., 1996: Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *Journal of Geophysical Research. D. Atmospheres*, **101**, 7251–7268, doi:10.1029/95JD02165.
- Chen, T., et al., 1997: Cabauw experimental results from the project for intercomparison of land-surface parameterization schemes. *Journal of Climate*, **10** (6), 1194–1215, doi:10.1175/1520-0442(1997)010<1194:CERFTP>2.0.CO;2.
- Chilès, J.-P. y P. Delfiner, 2009: *Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty*. John Wiley & Sons.
- Christensen, J., F. Boberg, O. Christensen, y P. Lucas-Picher, 2008: On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. *Geophysical Research Letters*, **35** (20), L20709, doi:10.1029/2008GL035694.

- Christensen, J. y O. Christensen, 2007: A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, **81**, 7–30, doi:10.1007/s10584-006-9210-7.
- Christensen, O. B., M. Drews, K. Dethloff, K. Ketelsen, I. Hebestadt, y A. Rinke, 2006: The HIRHAM regional climate model version 5 (beta). Tech. rep., Danish Meteorological Institute, 22 pp.
- Christensen, O. B., M. A. Gaertner, J. A. Prego, y J. Polcher, 2001: Internal variability of regional climate models. *Climate Dynamics*, **17** (11), 875–887, doi:10.1007/s003820100154.
- Collins, W. D., et al., 2004: Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 3.0). *NCAR Tech. Note NCAR/TN-464+ STR*.
- Cuxart, J., et al., 2000: Stable atmospheric boundary-layer experiment in Spain (SABLES 98): a report. *Boundary-layer meteorology*, **96** (3), 337–370, doi:10.1023/A:1002609509707.
- Davies, H., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **102** (432), 405–418, doi:10.1002/qj.49710243210.
- de Noblet-Ducoudré, N., et al., 2012: Determining Robust Impacts of Land-Use-Induced Land Cover Changes on Surface Climate over North America and Eurasia: Results from the First Set of LUCID Experiments. *Journal of Climate*, **25** (9), 3261–3281, doi:10.1175/JCLI-D-11-00338.1.
- Deardorff, J., 1966: The counter-gradient heat flux in the lower atmosphere and in the laboratory. *Journal of Atmospheric Sciences*, **23**, 503–506, doi:10.1175/1520-0469(1966)023<0503:TCGHFI>2.0.CO;2.
- DeCesaro, J., K. Porter, y M. Milligan, 2009: Wind Energy and Power System Operations: A Review of Wind Integration Studies to Date. *The Electricity Journal*, **22** (10), 34–43, doi:10.1016/j.tej.2009.10.010.
- Dee, D., et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137** (656), 553–597.
- Deng, A. y D. Stauffer, 2006: On improving 4-km mesoscale model simulations. *Journal of Applied Meteorology*, **45** (3), 361–381.
- Déqué, M., 2010: Regional climate simulation with a mosaic of RCMs. *Meteorologische Zeitschrift*, **19** (3), 259–266.

- Dessler, A. E., 2010: A Determination of the Cloud Feedback from Climate Variations over the Past Decade. *Science*, **330** (6010), 1523–1527, doi:10.1126/science.1192546, pMID: 21148386.
- Dharssi, I., K. J. Bovis, B. Macpherson, y C. P. Jones, 2011: Operational assimilation of ASCAT surface soil wetness at the Met Office. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **15** (8), 2729–2746, doi:10.5194/hess-15-2729-2011.
- Doelling, D. R., et al., 2013: Geostationary Enhanced Temporal Interpolation for CERES Flux Products. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30** (6), 1072–1090, doi:10.1175/JTECH-D-12-00136.1.
- 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(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2.
- Dyer, A. y B. Hicks, 1970: Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **96** (410), 715–721, doi:10.1002/qj.49709641012.
- Elfouhaily, T., D. Vandemark, J. Gourrion, y B. Chapron, 1998: Estimation of wind stress using dual-frequency TOPEX data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **103** (C11), 25 101–25 108, doi:10.1029/98JC00193.
- Emanuel, K. A., 1994: *Atmospheric convection*. Oxford University Press.
- Evans, J., M. Ekström, y F. Ji, 2011: Evaluating the performance of a WRF physics ensemble over South-East Australia. *Climate Dynamics*, 1–18, doi:10.1007/s00382-011-1244-5.
- Fernández, J., J. Montávez, J. Sáenz, J. González-Rouco, y E. Zorita, 2007: Sensitivity of the MM5 mesoscale model to physical parameterizations for regional climate studies: Annual cycle. *Journal of geophysical research*, **112** (D4), D04101, doi:10.1029/2005JD006649.
- Fernández, J., C. Primo, A. Cofino, J. Gutiérrez, y M. Rodríguez, 2009: MVL spatiotemporal analysis for model intercomparison in EPS: application to the DEMETER multi-model ensemble. *Climate dynamics*, **33** (2), 233–243, doi:10.1007/s00382-008-0456-9.
- Feser, F., B. Rockel, H. von Storch, J. Winterfeldt, y M. Zahn, 2011: Regional climate models add value to global model data. *Bull Am Meteorol Soc*, **92**, 181–1192, doi:10.1175/2011BAMS3061.1.

- Flaounas, E., S. Bastin, y S. Janicot, 2011: Regional climate modelling of the 2006 West African monsoon: sensitivity to convection and planetary boundary layer parameterisation using WRF. *Climate Dynamics*, **36** (5), 1083–1105, doi:10.1007/s00382-010-0785-3.
- Flato, G. M., 2011: Earth system models: an overview. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, **2** (6), 783–800, doi:10.1002/wcc.148.
- García-Díez, M., J. Fernández, L. Fita, y C. Yagüe, 2013: Seasonal dependence of WRF model biases and sensitivity to PBL schemes over Europe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **139** (671), 501–514, doi:10.1002/qj.1976.
- García-Díez, M., J. Fernández, D. San-Martín, S. Herrera, y J. Gutiérrez, 2014a: Assessing and Improving the Local Added Value of WRF for Wind Downscaling. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **Enviado**.
- García-Díez, M., J. Fernández, y R. Vautard, 2014b: An RCM multi-physics ensemble over Europe: Multi-variable evaluation to avoid error compensation. *Climate Dynamics*, **Enviado**.
- García-Díez, M., et al., 2014c: Multiphysics vs. multimodel spread in the new EURO-CORDEX RCM ensemble. *Journal of Climate*, **Enviado**.
- Giorgi, F., 1990: Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate*, **3** (9), 941–963, doi:10.1175/1520-0442(1990)003<0941:SORCUA>2.0.CO;2.
- Giorgi, F., 1995: Perspectives for regional earth system modeling. *Global and Planetary Change*, **10** (1–4), 23–42, doi:10.1016/0921-8181(94)00018-9.
- Giorgi, F. y E. Coppola, 2010: Does the model regional bias affect the projected regional climate change? An analysis of global model projections. *Climatic Change*, **100** (3–4), 787–795, doi:10.1007/s10584-010-9864-z.
- Giorgi, F., C. Jones, G. Asrar, y others, 2009: Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, **58** (3), 175.
- Giorgi, F., et al., 2001: *Regional Climate Information- Evaluation and Projections*. Cambridge University Press.
- Giorgi, F., et al., 2012: RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, **2**, 7.
- Gómez-Navarro, J., J. Montávez, S. Jerez, P. Jiménez-Guerrero, y E. Zorita, 2012: What is the role of the observational dataset in the evaluation and scoring of climate models? *Geophysical Research Letters*, **39** (24), doi:10.1029/2012GL054206.

- Goody, R. M. y Y. L. Yung, 1995: *Atmospheric Radiation: Theoretical Basis*. Oxford University Press.
- Grell, G. y D. Devenyi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, **29** (14), 38–1, doi:10.1029/2002GL015311.
- Grell, G. A., J. Dudhia, y D. R. Stauffer, 1995: A description of the Fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). *NCAR Technical Note*, 122pp.
- Greve, P., K. Warrach-Sagi, y V. Wulfmeyer, 2013: Evaluating Soil Water Content in a WRF-Noah Downscaling Experiment. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **52** (10), 2312–2327, doi:10.1175/JAMC-D-12-0239.1.
- Güttler, I., 2011: REDUCING WARM BIAS OVER THE NORTH-EASTERN EUROPE IN A REGIONAL CLIMATE MODEL. *Hrvatski meteorološki časopis*, **44/45** (44/45), 19–29.
- Hartmann, D., 1994: *Global physical climatology*, Vol. 56. Academic Pr.
- Haylock, M., N. Hofstra, A. Tank, E. Klok, P. Jones, y M. New, 2008: A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research*, **113** (D20), D20 119.
- Herrera, S., L. Fita, J. Fernández, y J. Gutiérrez, 2010: Evaluation of the mean and extreme precipitation regimes from the ENSEMBLES regional climate multimodel simulations over Spain. *Journal of Geophysical Research*, **115** (D21), D21 117, doi:10.1029/2010JD013936.
- Hewitt, C. y D. Griggs, 2004: Ensembles-based predictions of climate changes and their impacts (ENSEMBLES). *Eos*, **85** (52), 566.
- Hofstra, N., M. Haylock, M. New, y P. D. Jones, 2009: Testing E-OBS European high-resolution gridded data set of daily precipitation and surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, **114**, doi:10.1029/2009JD011799.
- Holton, J. R. y G. J. Hakim, 2012: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press.
- Hong, S., J. Dudhia, y S. Chen, 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, **132** (1), 103–120.
- Hong, S., Y. Noh, y J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, **134** (9), 2318–2341.

- Horvath, K., D. Koracin, R. Vellore, J. Jiang, y R. Belu, 2012: Sub-kilometer dynamical downscaling of near-surface winds in complex terrain using WRF and MM5 mesoscale models. *Journal of Geophysical Research*, **117** (D11), D11 111, doi:DOI:\%2010.1029/2012JD017432.
- Hourdin, F., et al., 2006: The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*, **27** (7-8), 787–813, doi:10.1007/s00382-006-0158-0.
- Hsu, S. A., E. A. Meindl, y D. B. Gilhousen, 1994: Determining the Power-Law Wind-Profile Exponent under Near-Neutral Stability Conditions at Sea. *Journal of Applied Meteorology*, **33** (6), 757–765, doi:10.1175/1520-0450(1994)033<0757:DTPLWP>2.0.CO;2.
- Hu, X.-M., J. W. Nielsen-Gammon, y F. Zhang, 2010: Evaluation of Three Planetary Boundary Layer Schemes in the WRF Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49** (9), 1831–1844, doi:10.1175/2010JAMC2432.1.
- Hyndman, R. J. y Y. Fan, 1996: Sample Quantiles in Statistical Packages. *The American Statistician*, **50** (4), 361–365, doi:10.1080/00031305.1996.10473566.
- Iacono, M. J., J. S. Delamere, E. J. Mlawer, M. W. Shephard, S. A. Clough, y W. D. Collins, 2008: Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113** (D13), n/a–n/a, doi:10.1029/2008JD009944.
- Ince, D. C., L. Hatton, y J. Graham-Cumming, 2012: The case for open computer programs. *Nature*, **482** (7386), 485–488, doi:10.1038/nature10836.
- Jacob, D., 2013: From GCM to RCM - from ESM to RESM. *International Conference on Regional Climate-CORDEX 2013*, Brussels.
- Jacob, D., et al., 2012: Assessing the Transferability of the Regional Climate Model REMO to Different COordinated Regional Climate Downscaling EXperiment (CORDEX) Regions. *Atmosphere*, **3** (4), 181–199, doi:10.3390/atmos3010181.
- Jacob, D., et al., 2014: EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, **14** (2), 563–578, doi:10.1007/s10113-013-0499-2.
- Jaeger, E. B. y S. I. Seneviratne, 2011: Impact of soil moisture–atmosphere coupling on European climate extremes and trends in a regional climate model. *Climate Dynamics*, **36** (9-10), 1919–1939, doi:10.1007/s00382-010-0780-8.
- Janjić, Z., 2002: Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model. *NCEP Office Note*, **437**, 61.

- Janjić, Z. I., 1990: The Step-Mountain Coordinate: Physical Package. *Mon. Weather Rev.*, **118**, 1429–1443.
- Janjić, Z. I., 1994: The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection. *Mon. Weather Rev.*, **122**, 927–945.
- Janjic, Z. I., 2000: Comments on “Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57 (21)**, 3686–3686, doi:10.1175/1520-0469(2000)057<3686:CODAEO>2.0.CO;2.
- Jerez, S., J. P. Montavez, J. J. Gomez-Navarro, R. Lorente-Plazas, J. A. Garcia-Valero, y P. Jimenez-Guerrero, 2013a: A multi-physics ensemble of regional climate change projections over the Iberian Peninsula. *Climate Dynamics*, **41 (7-8)**, 1749–1768, doi:10.1007/s00382-012-1551-5.
- Jerez, S., J. P. Montavez, P. Jimenez-Guerrero, J. J. Gomez-Navarro, R. Lorente-Plazas, y E. Zorita, 2013b: A multi-physics ensemble of present-day climate regional simulations over the Iberian Peninsula. *Climate Dynamics*, **40 (11-12)**, 3023–3046, doi:10.1007/s00382-012-1539-1.
- Jiménez, P. y J. Dudhia, 2012: Improving the representation of resolved and unresolved topographic effects on surface wind in the WRF model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **51 (2)**, 300, doi:10.1175/JAMC-D-11-084.1.
- Jiménez-Guerrero, P., et al., 2013: Mean fields and interannual variability in RCM simulations over Spain: the ESCENA project. *Climate Research*, **57 (3)**, 201–220, doi:10.3354/cr01165.
- Kain, J. S., 2004: The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. *Journal of Applied Meteorology*, **43 (1)**, 170–181, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2.
- Kain, J. S. y J. M. Fritsch, 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(1990)047<2784:AODEPM>2.0.CO;2.
- Kalnay, E., et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *B. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Kanamitsu, M., K. Yoshimura, Y.-B. Yhang, y S.-Y. Hong, 2010: Errors of interannual variability and trend in dynamical downscaling of reanalysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, **115 (D17)**, doi:10.1029/2009JD013511.

- Kato, S., N. G. Loeb, F. G. Rose, D. R. Doelling, D. A. Rutan, T. E. Caldwell, L. Yu, y R. A. Weller, 2013: Surface Irradiances Consistent with CERES-Derived Top-of-Atmosphere Shortwave and Longwave Irradiances. *Journal of Climate*, **26** (9), 2719–2740, doi:10.1175/JCLI-D-12-00436.1.
- Kato, S., N. G. Loeb, D. A. Rutan, F. G. Rose, S. Sun-Mack, W. F. Miller, y Y. Chen, 2012: Uncertainty Estimate of Surface Irradiances Computed with MODIS-, CALIPSO-, and CloudSat-Derived Cloud and Aerosol Properties. *Surveys in Geophysics*, **33** (3-4), 395–412, doi:10.1007/s10712-012-9179-x.
- Katragkou, E., et al., 2014: Hindcast regional climate simulations within EURO-CORDEX: Evaluation of a WRF multi-physics ensemble. *Geoscientific Model Development*, **Enviado**.
- Knutti, R., 2010: The end of model democracy? *Climatic change*, **102** (3), 395–404, doi:10.1007/s10584-010-9800-2.
- Kotlarski, S., et al., 2014: Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geosci. Model Dev. Discuss.*, **7** (1), 217–293, doi:10.5194/gmdd-7-217-2014.
- Kotroni, V. y K. Lagouvardos, 2001: Precipitation forecast skill of different convective parameterization and microphysical schemes: Application for the cold season over Greece. *Geophysical Research Letters*, **28** (10), 1977–1980, doi:10.1029/2000GL012705.
- Kysely, J. y E. Plavcova, 2010: A critical remark on the applicability of E-OBS European gridded temperature data set for validating control climate simulations. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **115**, doi:10.1029/2010JD014123.
- Lawrence, M., 2005: The Relationship between Relative Humidity and the Dewpoint Temperature in Moist Air: A Simple Conversion and Applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **86**, 225–233, doi:10.1175/BAMS-86-2-225.
- Lemone, M., et al., 2002: CASES-97: Late-morning warming and moistening of the convective boundary layer over the Walnut River watershed. *Boundary-Layer Meteorology*, **104** (1), 1–52, doi:10.1023/A:1015569104180.
- Lenderink, G., E. van Meijgaard, y F. Selten, 2009: Intense coastal rainfall in the Netherlands in response to high sea surface temperatures: analysis of the event of August 2006 from the perspective of a changing climate. *Climate Dynamics*, **32** (1), 19–33, doi:10.1007/s00382-008-0366-x.
- Loeb, N. G., J. M. Lyman, G. C. Johnson, R. P. Allan, D. R. Doelling, T. Wong, B. J. Soden, y G. L. Stephens, 2012: Observed changes in top-of-the-atmosphere radiation and upper-ocean heating consistent within uncertainty. *Nature Geoscience*, **5** (2), 110–113, doi:10.1038/ngeo1375.

- Lorenz, E. N., 1969: The predictability of a flow which possesses many scales of motion. *Tellus*, **21** (3), 289–307, doi:10.1111/j.2153-3490.1969.tb00444.x.
- Louis, J., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, **17** (2), 187–202, doi:10.1007/BF00117978.
- Lucas-Picher, P., D. Caya, R. Elía, y R. Laprise, 2008: Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of 10-year simulations over a large domain. *Climate Dynamics*, **31** (7-8), 927–940, doi:10.1007/s00382-008-0384-8.
- Manning, K., M. Tewari, M. Barlage, F. Chen, F. Salamanca, y A. Martill, 2010: Updates to the Noah LSM in WRF version 3.2. *11th WRF Users' Workshop. Boulder (CO). USA.*
- Mass, C., 2013: Strange linear features in WRF clouds and precipitation: Diagnosis and correction. *14th Annual WRF Users' Workshop*, Boulder, Colorado.
- Mass, C. F., D. Ovens, K. Westrick, y B. A. Colle, 2002: Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83** (3), 407–430, doi:10.1175/1520-0477(2002)083<0407:DIHRPM>2.3.CO;2.
- Mauritsen, T., et al., 2012: Tuning the climate of a global model: TUNING THE CLIMATE OF A GLOBAL MODEL. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **4** (3), n/a–n/a, doi:10.1029/2012MS000154.
- McConnell, S., 2004: *Code Complete*. O'Reilly Media, Inc.
- Mearns, L. O., W. Gutowski, R. Jones, R. Leung, S. McGinnis, A. Nunes, y Y. Qian, 2009: A regional climate change assessment program for North America. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **90** (36), 311, doi:10.1029/2009EO360002.
- Mearns, L. O., et al., 2012: The North American regional climate change assessment program: overview of phase I results. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93** (9), 1337–1362, doi:10.1175/BAMS-D-11-00223.1.
- Meehl, G. A., G. J. Boer, C. Covey, M. Latif, y R. J. Stouffer, 2000: The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81** (2), 313–318, doi:10.1175/1520-0477(2000)081<0313:TCMIPC>2.3.CO;2.
- Mellor, G. L. y T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, **20**, 851–875.
- Menendez, M., M. García-Díez, L. Fita, J. Fernández, F. J. Méndez, y J. M. Gutiérrez, 2014: High-resolution sea wind hindcasts over the Mediterranean area. *Climate Dynamics*, **42** (7-8), 1857–1872, doi:10.1007/s00382-013-1912-8.

- Mesinger, F. y K. Veljovic, 2012: Limited area NWP and regional climate modeling: A test of the relaxation vs Eta lateral boundary condition schemes. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vol. 14, 11911, doi:10.1007/s00703-012-0217-5.
- Mlawer, E., S. Taubman, P. Brown, M. Iacono, y S. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research*, **102 (D14)**, 16 663–16, doi:10.1029/97JD00237.
- Mölders, N. y G. Kramm, 2010: A case study on wintertime inversions in Interior Alaska with WRF. *Atmospheric Research*, **95 (2-3)**, 314–332, doi:10.1016/j.atmosres.2009.06.002.
- Monin, A. y A. Obukhov, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci., USSR*, (151), 163–187.
- Mooney, P., F. Mulligan, y R. Fealy, 2013: Evaluation of the Sensitivity of the Weather Research and Forecasting Model to Parameterization Schemes for Regional Climates of Europe over the Period 1990–95. *Journal of Climate*, **26 (3)**, 1002–1017, doi:10.1175/JCLI-D-11-00676.1.
- Morrison, H., G. Thompson, y V. Tatarskii, 2009: Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one-and two-moment schemes. *Monthly weather review*, **137 (3)**, 991–1007, doi:10.1175/2008MWR2556.1.
- Nielsen-Gammon, J., et al., 2008: Multisensor estimation of mixing heights over a coastal city. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47 (1)**, 27–43, doi:10.1175/2007JAMC1503.1.
- Nikulin, G., et al., 2012: Precipitation Climatology in an Ensemble of CORDEX-Africa Regional Climate Simulations. *Journal of Climate*, **25 (18)**, 6057–6078, doi:10.1175/JCLI-D-11-00375.1.
- Oleson, K. W., et al., 2010: Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM). Tech. rep., NCAR.
- Osborn, T. J. y M. Hulme, 1997: Development of a Relationship between Station and Grid-Box Rainday Frequencies for Climate Model Evaluation. *Journal of Climate*, **10 (8)**, 1885–1908, doi:10.1175/1520-0442(1997)010<1885:DOARBS>2.0.CO;2.
- Otkin, J. y T. Greenwald, 2008: Comparison of WRF model-simulated and MODIS-derived cloud data. *Monthly Weather Review*, **136 (6)**, 1957–1970, doi:10.1175/2007MWR2293.1.

- Otte, T. L., C. G. Nolte, M. J. Otte, y J. H. Bowden, 2012: Does Nudging Squelch the Extremes in Regional Climate Modeling? *Journal of Climate*, **25** (20), 7046–7066, doi:10.1175/JCLI-D-12-00048.1.
- Pan, H. y L. Mahrt, 1987: Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. *Boundary-Layer Meteorology*, **38** (1), 185–202, doi:10.1007/BF00121563.
- Paulson, C., 1970: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*, **9**, 857–861, doi:10.1175/1520-0450(1970)009<0857:TMROWS>2.0.CO;2.
- Persson, P., B. Walter, J. Bao, y S. Michelson, 2001: Validation of boundary-layer parametrizations in a marine storm using aircraft data. *Ninth Conf. on Mesoscale Processes*, 127.
- Pielke, R. A., 2002: *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press.
- Plavcová, E. y J. Kyselý, 2011: Evaluation of daily temperatures in Central Europe and their links to large-scale circulation in an ensemble of regional climate models. *Tellus A*, **63** (4), 763–781, doi:10.1111/j.1600-0870.2011.00514.x.
- Pleim, J., 2006: A simple, efficient solution of flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of applied meteorology and climatology*, **45** (2), 341–347, doi:10.1175/JAM2339.1.
- Pleim, J. y J. Chang, 1992: A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, **26** (6), 965–981, doi:10.1016/0960-1686(92)90028-J.
- Pleim, J. E., 2007a: A Combined Local and Nonlocal Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. Part I: Model Description and Testing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46** (9), 1383–1395.
- Pleim, J. E., 2007b: A Combined Local and Nonlocal Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. Part II: Application and Evaluation in a Mesoscale Meteorological Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46** (9), 1396–1409.
- Pohl, B., M. Rouault, y S. S. Roy, 2014: Simulation of the annual and diurnal cycles of rainfall over South Africa by a regional climate model. *Climate Dynamics*, 1–20, doi:10.1007/s00382-013-2046-8.
- Racherla, P. N., D. T. Shindell, y G. S. Faluvegi, 2012: The added value to global model projections of climate change by dynamical downscaling: A case study over the continental U.S. using the GISS-ModelE2 and WRF models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117** (D20), n/a–n/a, doi:10.1029/2012JD018091.

- Rife, D. L. y C. A. Davis, 2005: Verification of temporal variations in mesoscale numerical wind forecasts. *Monthly weather review*, **133** (11), 3368–3381, doi:10.1175/MWR3052.1.
- Rife, D. L., C. A. Davis, Y. Liu, y T. T. Warner, 2004: Predictability of low-level winds by mesoscale meteorological models. *Monthly weather review*, **132** (11), 2553–2569, doi:10.1175/MWR2801.1.
- Rockel, B., A. Will, y A. Hense, 2008: The regional climate model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorologische Zeitschrift*, **17** (4), 347–348.
- Rodell, M., et al., 2004: The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **85** (3), 381–394, doi:10.1175/BAMS-85-3-381.
- Rummukainen, M., 2010: State-of-the-art with regional climate models. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, **1** (1), 82–96, doi:10.1002/wcc.8.
- Samuelsson, P., et al., 2011: The Rossby Centre Regional Climate model RCA3: model description and performance. *Tellus A*, **63** (1), 4–23.
- Sanchez-Vidal, A., et al., 2012: Impacts on the Deep-Sea Ecosystem by a Severe Coastal Storm. *PLoS ONE*, **7** (1), e30395, doi:10.1371/journal.pone.0030395.
- Sanderson, B. M. y R. Knutti, 2012: On the interpretation of constrained climate model ensembles. *Geophysical Research Letters*, **39** (16), L16708, doi:10.1029/2012GL052665.
- Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, y A. J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, **99** (3–4), 125–161, doi:10.1016/j.earscirev.2010.02.004.
- Seneviratne, S. I., D. Lüthi, M. Litschi, y C. Schär, 2006: Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, **443** (7108), 205–209, doi:10.1038/nature05095.
- Sheffield, J., G. Goteti, y E. F. Wood, 2006: Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journal of Climate*, **19** (13), 3088–3111.
- Shin, H. y S.-Y. Hong, 2011: Intercomparison of Planetary Boundary-Layer Parametrizations in the WRF Model for a Single Day from CASES-99. *Boundary-Layer Meteorology*, **139** (2), 261–281, doi:10.1002/qj.606, 10.1007/s10546-010-9583-z.
- Shukla, J., T. N. Palmer, R. Hagedorn, B. Hoskins, J. Kinter, J. Marotzke, M. Miller, y J. Slingo, 2010: Toward a New Generation of World Climate Research and Computing Facilities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91** (10), 1407–1412, doi:10.1175/2010BAMS2900.1.

- Skamarock, W., J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill, D. Barker, M. Duda, W. Wang, y J. Powers, 2008: A description of the Advanced Research WRF Version 3. Tech. rep., NCAR.
- Skamarock, W. C., 2004: Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. *Monthly Weather Review*, **132** (12), 3019–3032, doi:10.1175/MWR2830.1.
- Smagorinsky, J., 1963: GENERAL CIRCULATION EXPERIMENTS WITH THE PRIMITIVE EQUATIONS: I. THE BASIC EXPERIMENT*. *Monthly Weather Review*, **91** (3), 99–164, doi:10.1175/1520-0493(1963)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2.
- Sotillo, M., A. Ratsimandresy, J. Carretero, A. Bentamy, F. Valero, y F. González-Rouco, 2005: A high-resolution 44-year atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin: contribution to the regional improvement of global reanalysis. *Climate dynamics*, **25** (2), 219–236.
- Steenefeld, G., L. Tolk, A. Moene, O. Hartogensis, W. Peters, y A. Holtslag, 2011: Confronting the WRF and RAMS mesoscale models with innovative observations in the Netherlands. Evaluating the boundary-layer heat budget. *Journal of Geophysical Research. D, Atmospheres*, doi:10.1029/2011JD016303.
- Steenefeld, G., M. Wokke, C. Groot Zwaafink, S. Pijlman, B. Heusinkveld, A. Jacobs, y A. Holtslag, 2010: Observations of the radiation divergence in the surface layer and its implication for its parameterization in numerical weather prediction models. *J. Geophys. Res.*, **115**, D06 107, doi:10.1029/2009JD013074.
- Stensrud, D., 2007: *Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge Univ Pr.
- Stensrud, D. y S. Weiss, 2002: Mesoscale model ensemble forecasts of the 3 May 1999 tornado outbreak. *Weather and Forecasting*, **17** (3).
- Stevens, B. y S. Bony, 2013: What Are Climate Models Missing? *Science*, **340** (6136), 1053–1054, doi:10.1126/science.1237554, PMID: 23723223.
- Stull, R., 1984: Transient turbulence theory. I-The concept of eddy-mixing across finite distances. *Journal of the atmospheric sciences*, **41**, 3351–3367, doi:10.1175/1520-0469(1984)041<3351:TTTPIT>2.0.CO;2.
- Stull, R., 1988: *An introduction to boundary layer meteorology*. Springer.
- Stull, R. B., 1991: Static Stability—An Update. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **72** (10), 1521–1529.
- Sugihara, G., R. May, H. Ye, C.-h. Hsieh, E. Deyle, M. Fogarty, y S. Munch, 2012: Detecting causality in complex ecosystems. *science*, **338** (6106), 496–500, doi:10.1126/science.1227079.

- Sundqvist, H., E. Berge, y J. E. Kristjánsson, 1989: Condensation and Cloud Parameterization Studies with a Mesoscale Numerical Weather Prediction Model. *Monthly Weather Review*, **117** (8), 1641–1657, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<1641:CACPSW>2.0.CO;2.
- Takle, E. S., W. J. Gutowski, R. W. Arritt, J. Roads, I. Meinke, B. Rockel, C. G. Jones, y A. Zadra, 2007: Transferability Intercomparison: An Opportunity for New Insight on the Global Water Cycle and Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88** (3), 375–384, doi:10.1175/BAMS-88-3-375.
- Taylor, K., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106** (D7), 7183–7192, doi:10.1029/2000JD900719.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, y G. A. Meehl, 2011: An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93** (4), 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Tripathi, O. P. y F. Dominguez, 2013: Effects of spatial resolution in the simulation of daily and subdaily precipitation in the southwestern US: PRECIPITATION IN THE SW UNITED STATES. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118** (14), 7591–7605, doi:10.1002/jgrd.50590.
- Turco, M., P. Quintana-Seguí, M. C. Llasat, S. Herrera, y J. M. Gutiérrez, 2011: Testing MOS precipitation downscaling for ENSEMBLES regional climate models over Spain. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **116** (D18), D18 109, doi:10.1029/2011JD016166.
- Uppala, S. M., et al., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131** (612), 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.
- van der Linden, P., 2009: *ENSEMBLES: Climate change and its impacts at seasonal, decadal and centennial timescales; Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. Met Office Hadley Centre.
- van Heerwaarden, C. C., J. Vilà-Guerau de Arellano, A. Gounou, F. Guichard, y F. Couvreur, 2010: Understanding the Daily Cycle of Evapotranspiration: A Method to Quantify the Influence of Forcings and Feedbacks. *Journal of Hydrometeorology*, **11** (6), 1405–1422, doi:10.1175/2010JHM1272.1.
- van Meijgaard, E., L. Van Ulft, G. Lenderink, S. de Roode, L. Wipfler, R. Boers, y R. Timmermans, 2012: Refinement and application of a regional atmospheric model for climate scenario calculations of Western Europe. Climate changes Spatial Planning publication: KvR 054/12, ISBN. Tech. rep., EAN 978-90-8815-046-3, 44 pp.

- Vautard, R., et al., 2013: The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EURO-CORDEX project. *Climate Dynamics*, 1–21, doi:10.1007/s00382-013-1714-z.
- von Storch, H., H. Langenberg, y F. Feser, 2000: A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Monthly weather review*, **128** (10), 3664–3673.
- Waliser, D., et al., 2011: Simulating cold season snowpack: Impacts of snow albedo and multi-layer snow physics. *Climatic Change*, **109** (1), 95–117, doi:10.1007/s10584-011-0312-5.
- Wang, Z., X. Zeng, y M. Decker, 2010: Improving snow processes in the Noah land model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115** (D20), n/a–n/a, doi:10.1029/2009JD013761.
- Warrach-Sagi, K., T. Schwitalla, V. Wulfmeyer, y H.-S. Bauer, 2013: Evaluation of a climate simulation in Europe based on the WRF–NOAH model system: precipitation in Germany. *Climate Dynamics*, **41** (3-4), 755–774, doi:10.1007/s00382-013-1727-7.
- Watanabe, M., et al., 2012: Using a Multiphysics Ensemble for Exploring Diversity in Cloud-Shortwave Feedback in GCMs. *Journal of Climate*, **25** (15), 5416–5431, doi:10.1175/JCLI-D-11-00564.1.
- Webb, E., 1970: Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **96** (407), 67–90, doi:10.1002/qj.49709640708.
- Weisse, R., H. von Storch, H. D. Niemeier, y H. Knaack, 2012: Changing North Sea storm surge climate: An increasing hazard? *Ocean & Coastal Management*, **68**, 58–68, doi:10.1016/j.ocecoaman.2011.09.005.
- Whitehall, K., et al., 2012: Building model evaluation and decision support capacity for CORDEX. *Bulletin of the World Meteorological Organization*, **61** (2), 29.
- Winterfeldt, J., B. Geyer, y R. Weisse, 2011: Using QuikSCAT in the added value assessment of dynamically downscaled wind speed. *International Journal of Climatology*, **31** (7), 1028–1039.
- Xu, Z. y Z.-L. Yang, 2012: An Improved Dynamical Downscaling Method with GCM Bias Corrections and Its Validation with 30 Years of Climate Simulations. *Journal of Climate*, **25** (18), 6271–6286, doi:10.1175/JCLI-D-12-00005.1.
- Yagüe, C., S. Viana, G. Maqueda, y J. Redondo, 2006: Influence of stability on the flux-profile relationships for wind speed, Φ_m , and temperature, Φ_h , for the stable atmospheric boundary layer. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **13**, 185–203.

- Yang, F., H.-L. Pan, S. K. Krueger, S. Moorthi, y S. J. Lord, 2006: Evaluation of the NCEP Global Forecast System at the ARM SGP Site. *Monthly Weather Review*, **134** (12), 3668–3690, doi:10.1175/MWR3264.1.
- Zadra, A., D. Caya, J. Côté, B. Dugas, C. Jones, R. Laprise, K. Winger, y L.-P. Caron, 2008: The next Canadian regional climate model. *Phys Can*, **64** (2), 75–83.
- Zhang, D. y W. Zheng, 2004: Diurnal cycles of surface winds and temperatures as simulated by five boundary layer parameterizations. *Journal of Applied Meteorology*, **43** (1), 157–169.
- Zilitinkevich, S., 1995: Non-local turbulent transport: Pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows. *Air Pollution III*, **1**, 53–60.