

UNIVERSIDAD DE  
MURCIA



**UNIVERSIDAD DE MURCIA  
FACULTAD DE BIOLOGÍA**

**Caracterización del papel de los  
aerosoles atmosféricos en eventos  
hidrometeorológicos extremos**

**Javier Medina Moya**

**Trabajo Fin de Máster**

**Máster en Tecnología, Administración y  
Gestión del Agua**

**Curso 2017-2018**

# ÍNDICE DE CONTENIDOS

---

<b>RESUMEN .....</b>	<b>vi</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>vii</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1. Motivación .....	2
1.2. Precipitación y cambio climático.....	4
1.3. Procesos físicos: orografía, microfísica y convección.....	7
1.3.1. Convección y lluvia convectiva.....	7
1.3.2. Procesos microfísicos ligados a la precipitación .....	9
1.3.3. Orografía y lluvia orográfica .....	10
1.4. Procesos químicos: Interacciones aerosoles ARI y ACI.....	11
1.5. Simulaciones climáticas.....	14
1.5.1. Modelos meteorológicos acoplados atmosféricos y químicos .....	17
1.5.2. Reanálisis en modelos .....	18
1.6. Objetivo del estudio .....	20
<b>2. BASES DE DATOS Y METODOS.....</b>	<b>20</b>
2.1. Observaciones E-OBS .....	22
2.2. Simulaciones climáticas regionales. WRF y WRF-Chem .....	25
2.2.1. Método de evaluación de las simulaciones.....	26
2.3. Índices climáticos .....	28
2.4. Influencia de la modificación de las condiciones microfísicas de las simulaciones en eventos concretos .....	29
2.4.1. Evento de precipitaciones de agosto de 2002 .....	29
2.4.2. Características de la microfísica de Lin y de Morrison.....	29

<b>3. RESULTADOS Y DISCUSION .....</b>	<b>30</b>
3.1. Evaluación y validación de las simulaciones.....	32
3.2. Valor añadido de la química atmosférica en simulaciones climáticas .....	43
<b>4. CONCLUSIONES .....</b>	<b>47</b>
<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>50</b>

# ÍNDICE DE TABLAS

---

TABLA 1. EPISODIOS DE INUNDACIÓN MÁS DESTACADOS EN EUROPA PARA EL PERIODO DE 1995-2015. MODIFICADO DE OLCINA & CANTOS (2017). .....	4
TABLA 2. CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LA BASE DE DATOS E-OBS (HAYLOCK ET AL., 2008). .....	23
TABLA 3. PROCESOS FÍSICOS PARAMETRIZADOS, NOMBRE DE LA PARAMETRIZACIÓN USADA EN LAS SIMULACIONES DE ESTE TRABAJO Y REFERENCIAS DONDE SE DETALLAN. ....	26
TABLA 4. RELACIÓN DE ÍNDICES CLIMÁTICOS EMPLEADOS EN EL ESTUDIO. LA COLUMNA IZQUIERDA MUESTRA EL NOMBRE QUE RECIBE EL ÍNDICE Y SU COMANDO CORRESPONDIENTE EN CDO. LA COLUMNA DERECHA ES UNA BREVE DESCRIPCIÓN DEL ÍNDICE EN CUESTIÓN (SCHULZWEIDA & QUAST, 2015). ....	28
TABLA 5. PROMEDIO PARA TODA EUROPA DE LOS DATOS DE PRECIPITACIÓN DE LAS OBSERVACIONES (E-OBS) Y DE LOS NIVELES DE SESGO (BIAS) PARA AMBAS SIMULACIONES WRF (NOCHEM) Y WRF-CHEM (CHEM), ASÍ COMO SU VALOR PORCENTUAL RESPECTO AL VALOR OBSERVADO. ....	32
TABLA 6. MEDIA DE LOS DATOS CORRESPONDIENTES A LOS PERCENTILES 90, 95 Y 99 PARA LAS OBSERVACIONES E-OBS Y LOS SESGOS DE LAS SIMULACIONES DE LOS MODELOS WRF Y WRF-CHEM. ....	34
TABLA 7. SUMARIO ESTADÍSTICO CORRESPONDIENTES A LOS ÍNDICES CLIMÁTICOS CALCULADOS. SE MUESTRA EL VALOR MEDIO PARA LA OBSERVACIÓN, EL NIVEL DE SESGO MEDIO PARA EL MODELO WRF (NOCHEM – E OBS) Y PARA WRF-CHEM (CHEM – E OBS), ASÍ COMO EL VALOR PORCENTUAL DE ESTE SESGO. ....	37
TABLA 8. VALORES DE PRECIPITACIÓN PARA LAS OBSERVACIONES (E-OBS) EN EL EVENTO DE AGOSTO DE 2002. SESGO PARA LAS SIMULACIONES DEL MODELO WRF (SIN QUÍMICA) Y WRF-CHEM (CON QUÍMICA) PARA EL ESQUEMA DE MICROFÍSICA DE LIN (LIN) Y DE MORRISON (MOR). ....	45

# ÍNDICE DE FIGURAS

---

FIGURA 1. NÚMERO DE EVENTOS NATURALES EXTRAORDINARIOS EN EL PERIODO 1980-2015. FUENTE: MUNICH RE .....	3
FIGURA 2. VARIACIÓN EN LA APARICIÓN DE EVENTOS EXTREMOS EN EL CICLO DEL AGUA (COLLINS ET AL., 2013). EN A) SE MUESTRA LA SIMULACIÓN DE LOS 5 DÍAS DE MAYOR PRECIPITACIÓN ANUAL PARA LOS ESCENARIOS RCP2.6 (AZUL OSCURO), RCP4.5 (AZUL CLARO) Y RCP8.5 (ROJO) PARA VARIOS MODELOS. EN B) SE MUESTRA LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ESTOS PARA EL ESCENARIO RCP8.5 EN EL PERIODO 2081-2100. ....	7
FIGURA 3. MECANISMOS GENERADORES DE PRECIPITACIÓN OROGRÁFICA (MODIFICADO DE ROE (2005)). PARA MÁS INFORMACIÓN SOBRE LOS MECANISMOS OROGRÁFICOS LEER EL TEXTO.....	11
FIGURA 4. REPRESENTACIÓN DE LA NUEVA TERMINOLOGÍA INTRODUCIDA POR EL AR5 PARA LOS EFECTOS DE LOS AEROSOLES DE LA RADIACIÓN (ARI Y ACI) Y SUS EQUIVALENCIAS CON LA TERMINOLOGÍA ANTERIOR (AR4). EXTRAÍDO DE BARÓ (2017).....	13
FIGURA 5. EVOLUCIÓN DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS. FUENTE: GISS NASA (PUMA ET AL. 2012).....	15
FIGURA 6. DIAGRAMA DE PROCESADO PARA UN REANÁLISIS CLIMÁTICO (KALNAY, 2012). ....	19
FIGURA 7. DOMINIO EURO-CORDEX. REGIÓN ENCUADRADA EN COLOR NARANJA. FUENTE: <a href="http://www.euro-cordex.net">HTTP://WWW.EURO-CORDEX.NET</a> . ....	22
FIGURA 8. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS DE E-OBS (HAYLOCK ET AL., 2008).....	24
FIGURA 9. DIAGRAMA DE PROCESOS LLEVADOS A CABO EN EL PRESENTE ESTUDIO. EL TÉRMINO “CHEM” HACE REFERENCIA A LA SIMULACIÓN OBTENIDA A PARTIR DEL MODELO WRF-CHEM, MIENTRAS QUE “NOCHEM” CORRESPONDE A LA SIMULACIÓN DE WRF.....	27
FIGURA 10. REPRESENTACIÓN DE LA ALTURA DEL TERRENO EN LOS MODELOS PARA EL DOMINIO DE TRABAJO. LOS DATOS DE ALTURA SE MUESTRAN EN METROS. ....	31
FIGURA 11. PRECIPITACIÓN MEDIA PARA EL PERIODO 1991 – 2010 OBTENIDO CON LA BASE DE DATOS OBSERVACIONALES E-OBS (SUPERIOR). SESGO (BIAS) DE LA SIMULACIÓN CON WRF RESPECTO A LAS OBSERVACIONES (INFERIOR IZQUIERDA) Y SESGO DE LA SIMULACIÓN CON WRF-CHEM RESPECTO A LAS OBSERVACIONES (INFERIOR DERECHA). LA SIMULACIÓN DEL MODELO WRF CORRESPONDE A NOCHEM, MIENTRAS QUE LA SIMULACIÓN DE WRF-CHEM CORRESPONDE A CHEM.....	33

FIGURA 12. REPRESENTACIÓN DE LOS PERCENTILES 90 (PRIMERA FILA), 95 (SEGUNDA FILA) Y 99 (TERCERA FILA) PARA LA MEDIA DE LAS OBSERVACIONES (COLUMNA IZQUIERDA) Y SESGO DE LA SIMULACIÓN NOCHEM (COLUMNA CENTRAL) Y CHEM (COLUMNA DERECHA).....	36
FIGURA 13. REPRESENTACIÓN DEL ÍNDICE ECACWD PARA LA PRECIPITACIÓN MEDIA EN LAS OBSERVACIONES (SUPERIOR) Y SESGO DE LAS SIMULACIONES NOCHEM (INFERIOR IZQUIERDA) Y CHEM (INFERIOR DERECHA).....	38
FIGURA 14. REPRESENTACIÓN DEL ÍNDICE ECACWD PARA PERIODOS DE AL MENOS 5 DÍAS CONSECUTIVOS CON MÁS DE 1 MM DE PRECIPITACIÓN, PARA LA PRECIPITACIÓN MEDIA EN LAS OBSERVACIONES (SUPERIOR) Y SESGO DE LAS SIMULACIONES NOCHEM (INFERIOR IZQUIERDA) Y CHEM (INFERIOR DERECHA).....	39
FIGURA 15. REPRESENTACIÓN DEL ÍNDICE ECAPD EN LOS NIVELES DE 10 (PRIMERA FILA), 20 (SEGUNDA FILA) Y 30 MM (TERCERA FILA), PARA LA PRECIPITACIÓN MEDIA DE LAS OBSERVACIONES (IZQUIERDA) Y SESGO DE LA SIMULACIÓN NOCHEM (CENTRO) Y CHEM (DERECHA). ....	41
FIGURA 16. REPRESENTACIÓN DEL ÍNDICE ECASDII EN LOS NIVELES DE 10 (PRIMERA FILA), 20 (SEGUNDA FILA) Y 30 MM (TERCERA FILA), PARA LA PRECIPITACIÓN MEDIA DE LAS OBSERVACIONES (COLUMNA IZQUIERDA) Y SESGO DE LAS SIMULACIONES NOCHEM (COLUMNA CENTRAL) Y CHEM (COLUMNA DERECHA). ....	44
FIGURA 17. REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LA MEDIA DE PRECIPITACIONES PARA EL EVENTO DE LLUVIAS TORRENCIALES DE 2002 (FIGURA SUPERIOR) Y SESGO DE LAS SIMULACIONES WRF (FIGURAS INFERIORES IZQUIERDAS) Y WRF-CHEM (FIGURAS INFERIORES DERECHAS) PARA LA MICROFÍSICA DE LIN (FILA SUPERIOR) Y MORRISON (FILA INFERIOR).....	46

## RESUMEN

Los desastres naturales, como las lluvias extremas, suponen un alto coste social y económico. Existen evidencias científicas sobre el incremento de estos eventos debido al cambio climático. Sin embargo, hay grandes incertidumbres en torno al papel de las interacciones aerosol-radiación-nube, desconociéndose muchos de los efectos directos e indirectos de los aerosoles sobre la precipitación extrema. Los modelos atmosféricos y químicos son una herramienta imprescindible para estudiar los procesos, tanto físicos como químicos, que dan lugar a precipitaciones extremas. Para entender dichos procesos, el presente estudio analiza la precipitación extrema en Europa para el periodo 1991–2010. La metodología consiste en realizar dos simulaciones, una empleando el modelo meteorológico WRF y otra usando su módulo acoplado a química WRF-Chem. Dichas simulaciones son evaluadas comparándolas con base de datos E-OBS a escala diaria. Para estudiar la precipitación extrema se emplearon índices climáticos como ECACWD, ECAPD y ECASDII. Adicionalmente se estudió el evento de precipitación de agosto de 2002 sobre Centroeuropa, variando el esquema de microfísica de los modelos (Lin y Morrison). Los resultados mostraron que la media climatológica de precipitación en ambas simulaciones está sobreestimada en un 30 %, con una ligera reducción en WRF-Chem. El análisis de los eventos extremos muestra sobreestimación tanto en la intensidad como en la frecuencia. Para precipitación extrema WRF-Chem es capaz de reducir los errores de sesgo sobre un 1 %. Sin embargo, para la precipitación media superior a 20 mm/día WRF-Chem presenta mayores sesgos. El estudio del evento de 2002 determinó que usando el esquema de Morrison la simulación genera un menor sesgo. Sin embargo, la distribución espacial no se reproduce con fiabilidad, debido a la dispersión de las condiciones de contorno. Se concluyó que, incluir la química atmosférica mejora levemente los resultados, pero esta puede verse condicionada por las parametrizaciones físicas elegidas, siendo más significativa si se eligen los procesos físicos adecuados.

**Palabras clave:** Precipitación extrema; WRF; WRF-Chem; Aerosoles atmosféricos; Modelización climática.

## **ABSTRACT**

Natural hazards, such as extreme rainfall, pose a high social and economic impact. Several studies have evidenced changes in the intensity and frequency of extremes due to climate change. Nevertheless, there are significant uncertainties related to aerosol-radiation-cloud interactions, how direct and indirect effects of aerosols induce or reduce extreme precipitation is still poorly understood. Atmospheric and chemical models are valuable tools to inspect the role of aerosols effects on precipitation. This study assesses extreme precipitation in Europe during the period 1991 – 2010 using a meteorological model called WRF and its on-line chemistry coupled module WRF-Chem. Two simulations including and not aerosols effects were performed and validated by comparing with the observational database E-OBS in order to evaluate the added value of coupling with the chemical. Climatic indices, such as ECACWD, ECAPD and ECASDII, were used to analyze the extreme precipitation. In addition, the aerosols effects are compared to physical processes by testing two microphysics schemes (Lin and Morrison) during August 2002 when central Europe was affected by catastrophic flooding. Results showed both simulations overestimate the climatological mean around 30 %, with slightly low bias if aerosol effects are considered. The analysis of the extreme precipitation also showed a positive bias in both intensity and frequency. For the number of days with extreme precipitation, WRF-Chem bias is around 1 % lower than WRF simulation. Contrary, WRF bias is slightly lower for the intensity of extreme precipitation. The analysis of microphysics parameterizations showed lower bias when Morrison scheme is used for the 2002 event. Lower spatial averaged is found when both Morrison and aerosol effects are considered, but it is due to error compensation since aerosol effects promote larger positive and negative bias. Concluding, there is a slight improvement when aerosols effects are included but this added value could be sensitive to the selected physical schemes such as microphysics parameterizations.

**Key words:** Extreme rainfall; WRF; WRF-Chem; Atmospheric aerosols; Climate modeling.



## 1. INTRODUCCIÓN

A lo largo de la historia, la Tierra ha sufrido numerosos procesos de cambio en sus condiciones climáticas, provocando tanto el calentamiento como el enfriamiento de la atmósfera terrestre, hasta conducirnos a las condiciones climáticas actuales.

En el pasado, dichas condiciones presentaban una variabilidad intrínseca como consecuencia de procesos y causas naturales (grandes glaciaciones, caída de meteoritos...), conocida como *cambio climático*. Sin embargo, en la actualidad el concepto de *cambio climático* torna hacia la determinación de grandes variaciones climáticas, derivadas y acrecentadas por la acción antrópica, que han ocurrido en un periodo de tiempo extremadamente corto, comprendido en los últimos cien años aproximadamente, según la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático<sup>1</sup>. Se trata de un hecho demostrado (aunque contrariamente cuestionado) sobre el que existe un amplio consenso científico, que determina que los cambios actuales, así como los previstos para el resto del siglo XXI, son en su mayor parte consecuencia de la actividad humana más que de los cambios naturales en la atmósfera.

La mayoría de expertos asocia las altas concentraciones de *gases de efecto invernadero* (GEI) emitidos antrópicamente a una mayor amenaza para el clima, en especial en tiempos posteriores a la revolución industrial de principios del siglo XIX, siendo las principales fuentes de estos GEI la quema de combustibles fósiles, la agricultura, cambios del uso del territorio y deforestación; el vertido descontrolado de residuos; y el uso de gases industriales fluorados. Surge de este modo un concepto denominado *contaminación atmosférica*, como término para designar la presencia en la atmósfera de materias o energías perjudiciales para la salud humana y de los ecosistemas.

Los elementos que integran la contaminación atmosférica son básicamente gases y material particulado, ambos de origen directo (emitidos directamente a la atmósfera desde una fuente o foco) o indirecto (generados a partir de la transformación de otras partículas en la atmósfera). Este material particulado es también conocido como *aerosoles*, tiene como origen múltiples fuentes, tanto naturales (por ejemplo, la arena de los desiertos o

---

<sup>1</sup> [http://unfccc.int/portaal\\_espaaol/informacion\\_basica/antecedentes/items/6170.php](http://unfccc.int/portaal_espaaol/informacion_basica/antecedentes/items/6170.php)

partículas marinas) como antrópicas (por ejemplo, partículas provenientes de la combustión como el “black carbon” o el “organic carbon”), pudiendo ser partículas de naturaleza sólida y líquida (Boubel et al., 1994).

Estos aerosoles están íntimamente relacionados con la formación de nubes y los procesos de precipitación, como se verá a lo largo del presente documento. Resulta necesario conocer su influencia en procesos de precipitación extrema, para adelantarse a estos acontecimientos en un futuro y evitar en la medida de lo posible sus consecuencias.

## **1.1. Motivación**

En los últimos años se ha observado como el número de eventos extremos y catastróficos en el mundo se ha incrementado en gran medida, generando importantes daños, tanto materiales como humanos, que generan gran impacto en la sociedad. De acuerdo con un informe anual de *Global Climate and Catastrophe* recogido en Olcina & Cantos (2017), en los 15 primeros años del presente siglo XXI la valoración de los daños relacionados con eventos climáticos catastróficos ascendió hasta 2.749 billones de dólares, suponiendo un coste anual de aproximadamente 175 billones. De acuerdo con Olcina & Cantos (2017), los años más devastadores dentro del siglo XXI fueron 2004, 2008 y 2010, debido a la convergencia de diversos eventos catastróficos.

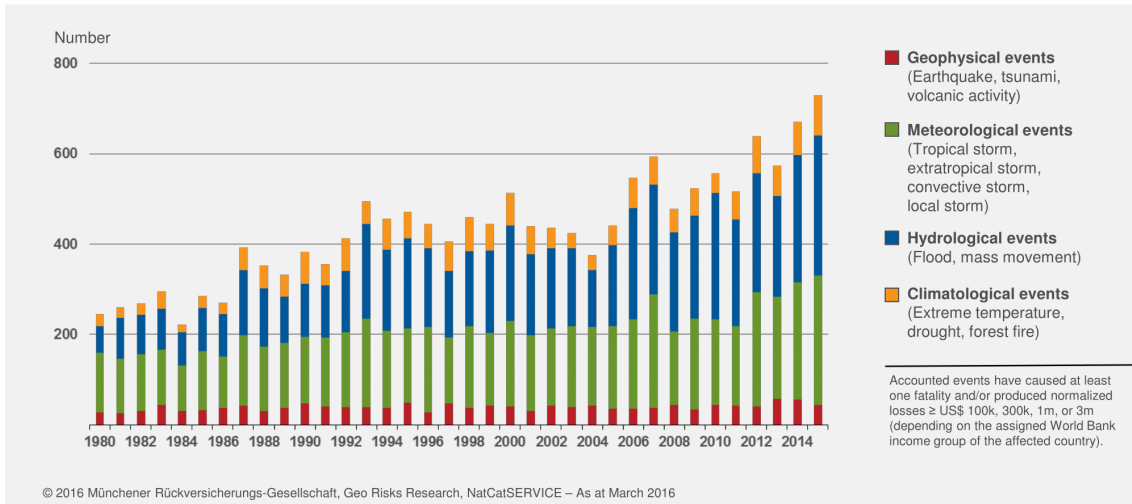
Pero las catástrofes naturales no solo generan daños económicos, sino que suponen importantes pérdidas humanas, que en el presente siglo alcanzan cifras de 79.000 muertes al año (Olcina & Cantos, 2017). De entre todos los riesgos naturales que desencadenan estas catástrofes, los asociados a riesgos meteorológicos y a precipitaciones intensas presentan un gran peso, de acuerdo con los datos recabados por el grupo *Munich RE*, cuyos principales resultados en esta materia se muestran en la Figura 1.

Como puede observarse, las catástrofes debidas a eventos meteorológicos e hidrológicos suponen la mayor parte del total representado. Este hecho indica la severidad e importancia de los eventos extremos de precipitación y sus consecuencias para la sociedad, demostrando la necesidad actual de estudiar y conocer dichos procesos a fin de evitar, en la medida de lo posible, sus nefastas consecuencias.

A nivel europeo, los procesos hidrológicos extremos suponen uno de los principales riesgos para la población debido a la gran cantidad de tormentas de origen convectivas

## Loss events worldwide 1980 – 2015

### Number of relevant events by peril



**Figura 1.** Número de eventos naturales extraordinarios en el periodo 1980-2015. Fuente: Munich RE <sup>2</sup>.

muy explosivas, como las conocidas gotas frías (Olcina & Cantos, 2017), que generan una gran cantidad de precipitación en un intervalo de tiempo corto, derivando en grandes crecidas de los cursos de aguas e inundaciones, algunas de ellas de gran magnitud, con grandes pérdidas económicas y humanas.

Los episodios de inundaciones más importantes en Europa desde 1995 quedan recogidos en la Tabla 1, donde puede observarse que el riesgo de daños por inundaciones es extremadamente alto, llegando a superarse la centena de muertes en algunos de estos puntos.

Uno de los episodios más importante de inundaciones en Europa fue el ocurrido en 2002 y afectó a prácticamente todo el centro del continente, provocando el desbordamiento de los ríos y unas severas inundaciones, que acabó con la vida de más de 100 personas y pérdidas económicas que superaron los 15.000 millones de euros.

Eventos como el de 1997 y 2002, debido a su severidad, propiciaron muchas de las actuaciones contra inundaciones de la Unión Europea, que han permitido enfrentarse a este tipo de eventos con un mayor conocimiento y preparación, posibilitando reacciones

<sup>2</sup> [https://www.munichre.com/site/corporate/get/documents\\_E-1125431578/mr/assetpool.shared/Documents/5\\_Touch/\\_NatCatService/Focus\\_analyses/Loss\\_events\\_worldwide\\_1980-2015.pdf](https://www.munichre.com/site/corporate/get/documents_E-1125431578/mr/assetpool.shared/Documents/5_Touch/_NatCatService/Focus_analyses/Loss_events_worldwide_1980-2015.pdf)

más rápidas y eficientes. Sin embargo, ante el incremento en este tipo de episodios esperado como consecuencia del cambio climático, junto con el incremento demográfico que se está desarrollando, provocará que el número de personas y bienes expuestos a daños se incremente, más aún en zonas especialmente vulnerables al cambio climático, como puede ser el caso de España.

**Tabla 1.** Episodios de inundación más destacados en Europa para el periodo de 1995-2015. Modificado de Olcina & Cantos (2017).

<b>Año</b>	<b>Episodio</b>	<b>Países afectados</b>	<b>Victimas mortales</b>
2012	Inundaciones en Rusia	Rusia	172
2002	Inundaciones en Centroeuropa	Países del centro de Europa	100
1997	Inundaciones en Centroeuropa	Republica Checa, Alemania, Polonia	115
2014	Inundaciones en Bulgaria	Bulgaria	16
2009	Inundaciones en la Península Ibérica	España	0
2005	Inundaciones en Centroeuropa	Rumania, Suiza, Austria, Alemania	0

Ante tal panorama queda clara la necesidad de dotar a los responsables políticos de información climática y de riesgos climáticos más exhaustiva y concreta, que posibilite una mayor facilidad en la toma de medidas mitigadoras y adaptativas. La generación de modelos de predicción que sean capaces de simular las condiciones climáticas en un futuro resulta crucial a la hora de afrontar el más que posible incremento en los episodios de lluvias extremas e inundaciones de alto riesgo.

El presente estudio viene a determinar la posibilidad de mejora en los sistemas de predicción climática, mediante la incorporación de variables hasta ahora no consideradas, capaces de provocar un incremento en la veracidad de los resultados obtenidos por los modelizadores climáticos y su uso en post de la sociedad.

## **1.2. Precipitación y cambio climático**

Los efectos del cambio climático afectan al conjunto del ciclo del agua, modificando

desde la pluviometría de un lugar, hasta la química de las masas de agua, lo cual influye directamente a los distintos ecosistemas que de ella dependen, así como a la población en su conjunto.

Sin embargo, el estudio del cambio climático y su relación con los procesos hídricos es sumamente complejo, estando sujeto a importantes incertidumbres. La falta de información meteorológica básica uniforme en todo el planeta (precipitaciones y temperatura), junto a una cierta incertidumbre en las medidas de los GEI, derivan en un error en los modelos que evalúan el cambio climático. A estos fallos de *inputs* se le añade la inconsistencia de muchos de los modelos hidrológicos y la sensibilidad propia de los sistemas climáticos, debido a que en general, el ruido de estos sistemas (provocado por el caos del mismo) es importante (Bates et al., 2008).

El proceso físico y químico mediante el cual se produce la precipitación está íntimamente ligado a la temperatura, que puede ser considerada como el motor del proceso, al provocar la evaporación del agua terrestre, incrementando la humedad presente en la atmósfera que generará finalmente las gotas de lluvia. Dentro del cuarto informe del IPCC (AR4), los diversos estudios multimodelo empleados indicaron la tendencia hacia el aumento en la cantidad media de vapor de agua, la tasa de evaporación, así como la precipitación media a lo largo del siglo XXI, como consecuencia del incremento en la temperatura media global. En este mismo informe se recogían datos relativos a la distribución de las lluvias, en los que se observaban patrones claros, caracterizados por el aumento de la precipitación en latitudes altas y regiones húmedas (como los trópicos). Por otro lado, las regiones subtropicales y aquellas de características áridas experimentarían un descenso en las precipitaciones medias (Kirtman et al., 2013).

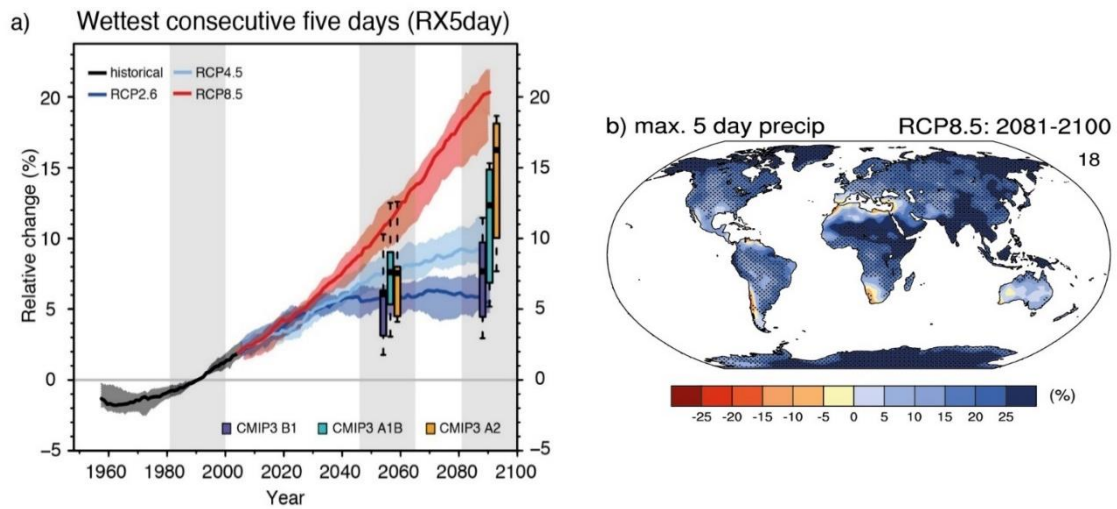
Estudios recientes, encuadrados dentro del quinto informe del IPCC (AR5), concluyen que existen variaciones en los regímenes de precipitaciones a medio plazo de escaso peso en proporción a la variabilidad natural del sistema (Tebaldi et al., 2011). A largo plazo, el incremento de temperatura esperado repercutirá directamente sobre los niveles de humedad y vapor de agua terrestre, ya que de acuerdo con la ecuación de Clausius–Clapeyron, la humedad relativa de una masa de aire desciende a medida que se incrementa la temperatura. Es por tanto probable que el contenido de vapor de agua de la atmósfera a finales del siglo XXI descienda, siendo mayor este descenso en las áreas terrestres, debido a la diferencia de calor latente con respecto al océano (Collins et al., 2013). Esta reducción de humedad no se prevé para las zonas tropicales. De acuerdo con los estudios

encuadrados dentro del AR5, se espera un incremento de las precipitaciones medias con una distribución espacial similar a la indicada anteriormente.

De acuerdo con esto, resulta clara la capacidad de modificación estacional que el cambio climático sería capaz de generar en prácticamente todos los aspectos relacionados con el ciclo del agua. Sin embargo, el cambio climático no solo prevé cambios en las condiciones estacionales del clima, si no también cambios a menor escala, derivándose en mayores eventos extremos y de mayor importancia. Estos fenómenos extremos de precipitación son de especial importancia, ya que la afección sobre las poblaciones puede llegar a ser especialmente negativa.

Según Collins et al. (2013), se espera un incremento notable de los días consecutivos con precipitación, como se puede ver en la Figura 2a. En esta imagen se puede ver como estas concatenaciones de días con lluvia se incrementan entre un 5% (para el escenario de emisiones RCP2.6) y un 20% (para el escenario RCP8.5). En cuanto a la distribución espacial de estos fenómenos extremos, se potenciarán en prácticamente todo el terreno emergido, exceptuando la línea de costa del mediterráneo, Sudáfrica y la costa pacífica de Sudamérica (Figura 2b). Este hecho se traduce en aumentos de los episodios de lluvias torrenciales. En la mayoría de las masas continentales de latitudes medias y en las regiones tropicales húmedas, la precipitación extrema será, muy probablemente, más intensa y más frecuente en un mundo más cálido (Stocker et al., 2013).

Aunque los estudios hasta la fecha arrojan datos bastante fiables en cuanto al incremento de las precipitaciones medias a nivel global en los próximos años, las conclusiones que se pueden extraer para zonas concretas de la Tierra sufren mayores inconsistencias e incertidumbres. Puede afirmarse por tanto que existe una gran dificultad a la hora de predecir el régimen de precipitaciones a nivel local, incrementándose todavía más esta dificultad a la hora de atribuir un evento de precipitaciones extremas en particular. Estas dificultades estriban principalmente en la complejidad del sistema climático y en particular de la complejidad de los procesos que dan lugar a las precipitaciones. La multitud de procesos, físicos y químicos, que se encuentran involucrados en el proceso de formación y precipitación de la lluvia, que resultan altamente complejos de simular por los modelos climáticos y meteorológicos actuales suponen las principales causas de incertidumbre. Los procesos físicos y químicos que más influyen en el desarrollo de fenómenos de precipitación extrema se desarrollaran en las siguientes secciones del presente documento.



**Figura 2.** Variación en la aparición de eventos extremos en el ciclo del agua (Collins et al., 2013). En a) se muestra la simulación de los 5 días de mayor precipitación anual para los escenarios RCP2.6 (azul oscuro), RCP4.5 (azul claro) y RCP8.5 (rojo) para varios modelos. En b) se muestra la distribución espacial de estos para el escenario RCP8.5 en el periodo 2081-2100.

### 1.3. Procesos físicos: orografía, microfísica y convección

El proceso por el que se produce precipitación resulta sumamente complejo, debido principalmente a la gran cantidad de factores físicos y químicos involucrados, que en conjunto e interactuando entre sí dan lugar a los regímenes de lluvia que conocemos actualmente. Sin embargo, estos regímenes pueden verse seriamente afectados como consecuencia del cambio climático esperado.

Así mismo, la predicción de esos cambios y, en consecuencia, la predicción de la precipitación en un futuro supone un reto mayúsculo y altamente complejo, dominado por numerosas incertidumbres que hacen de su estudio un gran problema. Procesos físicos, como orografía y la convección pueden ser determinantes en la formación de episodios de alta precipitación con una localización espacial concreta, es decir, episodios extremos de precipitación.

#### 1.3.1. Convección y lluvia convectiva

La convección, en términos meteorológicos (también conocida como convección húmeda), hace referencia a movimientos verticales de las masas de aire, producidos por la acción de la gravedad sobre una masa de aire no uniforme. Según el trabajo de Emanuel (1994), puede afirmarse que la convección da lugar a movimientos en las masas de aire

de la atmósfera, debidos a variaciones de presión, temperatura y concentración de sustancias del aire, dando lugar a varias situaciones del sistema. Por un lado, la atmósfera puede encontrarse en una situación de estabilidad, cuando la masa de aire está en equilibrio; una situación de inestabilidad, cuando se desarrollan movimientos verticales de la masa de aire que la alejan del estado de equilibrio y, por último, una situación de neutralidad que no estimulan ni inhiben el movimiento vertical del aire, pero constituye el límite entre las condiciones de estabilidad e inestabilidad. De un modo básico, podemos considerar como principales procesos convectivos a las tormentas asociadas a fuertes vientos, precipitación y rayos; nubes tipo estratocúmulos que se desarrollan cerca de la línea de costa; o nubes que generan precipitación tras el paso de un frente frío.

Si bien es cierto, la convección supone un proceso complejo que está sujeto a la interacción de múltiples factores como el acoplamiento multiescala, su organización en múltiples niveles y la influencia de los movimientos locales en la atmósfera (Emanuel, 1994).

En cuanto a su clasificación, podemos distinguir entre convección profunda (*deep convection*) y convección superficial (*shallow convection*). La convección profunda hace referencia a circulaciones verticales de gran escala, como por ejemplo los movimientos de las células de Hadley y Walker. La convección profunda también afecta a fenómenos como el Niño o las ondas de Rossby. En contraposición a la convección profunda, la convección superficial se observa en capas más bajas de la troposfera. Uno de sus principales efectos es la modificación del balance radiativo en la superficie, aunque este tipo de convección también influye en la estructura y la turbulencia de la capa límite y, por tanto, en el clima global. En general se asume que la convección superficial no produce precipitación debido a que los movimientos verticales que genera son menos profundos y más débiles. Por el contrario, la convección profunda se asocia a movimientos ascendentes más rápidos y, por tanto, a precipitación.

A parte del papel fundamental en la circulación local y global, la convección es un componente clave en el ciclo hidrológico, siendo especialmente relevante en la regulación del vapor de agua en la atmósfera, que presenta grandes interacciones con el cambio climático.

La importancia de los procesos convectivos, tanto a escala global como local, pone en evidencia la necesidad de considerarlos en los modelos numéricos para poder predecir de manera correcta las circulaciones atmosféricas de pequeña y gran escala. Por lo tanto,



deben ser resueltos implícitamente en cada celda del modelo, usando lo que se conoce como parametrizaciones de cúmulos, a fin de ahorrar tiempo computacional (Stensrud, 2009).

### *1.3.2. Procesos microfísicos ligados a la precipitación*

Las nubes, que son el elemento generador de precipitación, se desarrollan en aquellos casos en los que el aire se sobrecalienta de agua (o hielo), principalmente como consecuencia del ascenso de una masa de aire en la atmósfera (ya que, como se ha citado, la convección es uno de los elementos claves en su formación). Este ascenso da como resultado una expansión del aire y su posterior enfriamiento, provocando la condensación de la humedad contenida en él, hasta que la humedad relativa de estas parcelas de aire supere el 100%. Por otro lado, esta humedad precisa de un medio físico sobre el que condensar, siendo este medio las partículas de aerosoles presentes en la atmósfera, recibiendo el nombre de núcleos de condensación de nubes, o CCN por sus siglas en inglés (*Cloud Condensation Nuclei*). Por tanto, es aquí donde los procesos microfísicos gobiernan, desde la formación de las nubes hasta su crecimiento y disipación.

Según Wallace & Hobbs (2006), solo una pequeña parte de todo el aerosol de la atmósfera pasa a ser CCN en la formación de una nube. Estos CCN permiten que la humedad condense sobre ellos, permitiendo que se formen microgotas de agua que conformarían la nube, es decir, activan la sobrecalentación del aire. Según la naturaleza de estos CCN pueden clasificarse en un tipo u otro, siendo la solubilidad uno de los principales criterios para determinar su tipo. Puede considerarse pues, que existen CCN de naturaleza soluble y otras insolubles, requiriendo estas últimas un diámetro mayor para actuar como núcleo de condensación (Wallace & Hobbs, 2006). Aunque por lo general los CCN son una mezcla de partículas con distinta naturaleza, su distribución y presencia puede afectar a las características de la nube.

Una vez que estos CCN forman gotas de agua, estas deben crecer hasta alcanzar un tamaño suficiente para que la fuerza de la gravedad supere la de suspensión y puedan precipitar. Este crecimiento puede ser básicamente por condensación sobre la propia gota de agua, o bien por fenómenos de coalescencia y colisión. En el caso de nubes frías, en las que la nucleación de la humedad da como resultado cristales de hielo en lugar de gotas de agua, los procesos de crecimiento de las nubes son distintos y pueden verse en detalle en trabajos como Wallace & Hobbs (2006).

La microfísica de nubes representa una importante fuente de incertidumbre en los modelos climáticos. Una gran complicación proviene del aumento de los aerosoles tanto antropogénicos como naturales, que suelen producir un incremento en la concentración de gotas de nube. Para una atmósfera con un contenido fijo de vapor de agua, esto lleva a una disminución del tamaño de las gotas y a un aumento del espesor óptico. La disminución del tamaño de las gotas también reduce la posibilidad de precipitar de estas gotas y, por tanto, aumenta el contenido de agua líquida en la nube. Como consecuencia se incrementa el espesor de la nube y el tiempo medio de vida de la misma. Este efecto indirecto de los aerosoles influye altamente en la cobertura nubosa, produciendo un enfriamiento que conlleva grandes incertidumbres en los estudios de cambio climático.

### *1.3.3. Orografía y lluvia orográfica*

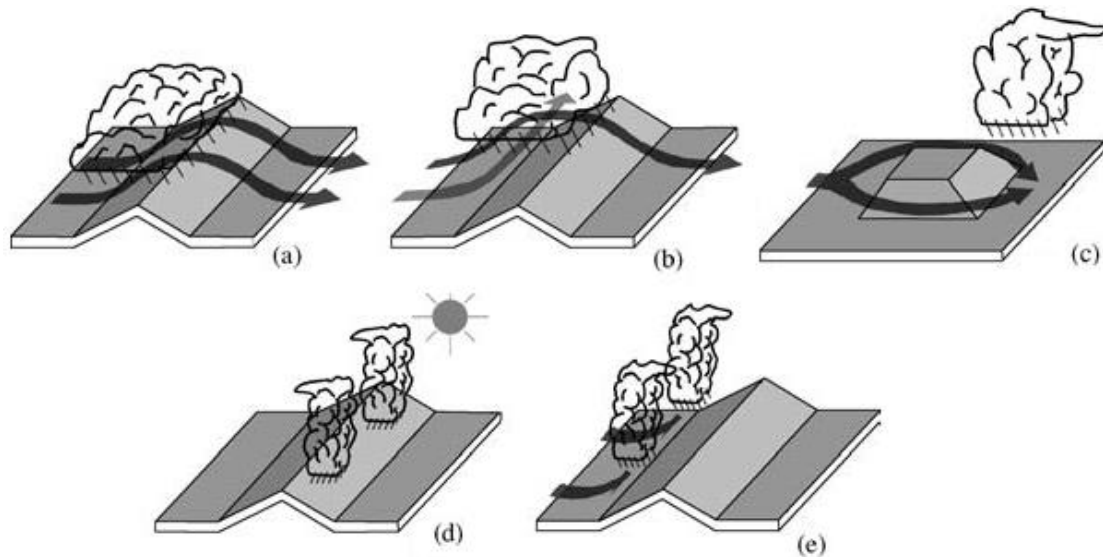
La orografía supone otro de los factores determinantes en el desarrollo de precipitaciones intensas y localizadas. La precipitación orográfica se erige como la principal consecuencia de la interacción entre la superficie terrestre y la atmósfera (Roe, 2005) y resulta ser un importante factor en la dinámica de los ecosistemas y la sociedad.

De acuerdo con Roe (2005), las características orográficas del terreno influyen de manera importante en la dinámica de las masas de aire, provocando movimientos tridimensionales capaces de activar la condensación de la humedad contenida en estas masas de aire, resultando en precipitación. Esta orografía también juega un papel importante en el control de los mecanismos de crecimiento de hidrometeoros, así como su advección y evaporación. El flujo de una masa de aire interactuando con la orografía sufre modificaciones que son difíciles de predecir, aunque existen diversos mecanismos generales que intentan dar a entender los procesos dinámicos que se derivan.

El principal mecanismo por el que se puede producir una precipitación orográfica es por el ascenso de una masa de aire por un obstáculo orográfico (Figura 3a), que fuerza a éste a elevarse para sobrepasarlo. La elevación mecánica y forzada del aire que incide sobre la ladera a barlovento provoca el enfriamiento de este en toda la columna (ya que la temperatura disminuye con la altura), lo que se traduce en una mayor condensación de la humedad contenida y su posterior precipitación. Sin embargo, en sotavento la masa de aire desciende con un calentamiento progresivo y sin humedad, por lo tanto, sin precipitación (Roe, 2005). En grandes cordilleras montañosas de latitudes medias este mecanismo es el principal generador de lluvia orográfica (Smith et al., 2003).

Este primer caso es común cuando existe un flujo importante, o una atmósfera inestable. Sin embargo, cuando este flujo no es suficientemente fuerte, o la atmósfera es muy estable puede que la masa de aire no sea capaz de ascender el obstáculo, bloqueándose el flujo, buscando este una salida desviándose alrededor del obstáculo o bien quedar estancado (Figura 3b). El efecto de este bloqueo ha sido muy estudiado y puede encontrarse en numerosos trabajos como los que expone Roe (2005) en su trabajo.

Debido a esta desviación del aire al encontrarse un obstáculo puede haber casos, como el mostrado en la Figura 3c, en los que superado el obstáculo el aire bifurcado puede converger en un mismo punto y generar una zona de convergencia en la que se incrementan las precipitaciones (Mass, 1981).



**Figura 3.** Mecanismos generadores de precipitación orográfica (modificado de Roe (2005)). Para más información sobre los mecanismos orográficos leer el texto.

Otro de los fenómenos que puede generar la orografía es la inestabilidad de la atmósfera por convección, al ser capaz de elevar el aire por encima de su nivel de convección libre (Roe, 2005), provocando una mayor condensación y precipitación en la zona (Figura 3d). Por último, Roe (2005) también describe la posibilidad de que las laderas de montañas con alta incidencia solar sean responsables de tormentas eléctricas, típicas de regiones montañosas en época estival (Figura 3e).

#### 1.4. Procesos químicos: Interacciones aerosoles ARI y ACI

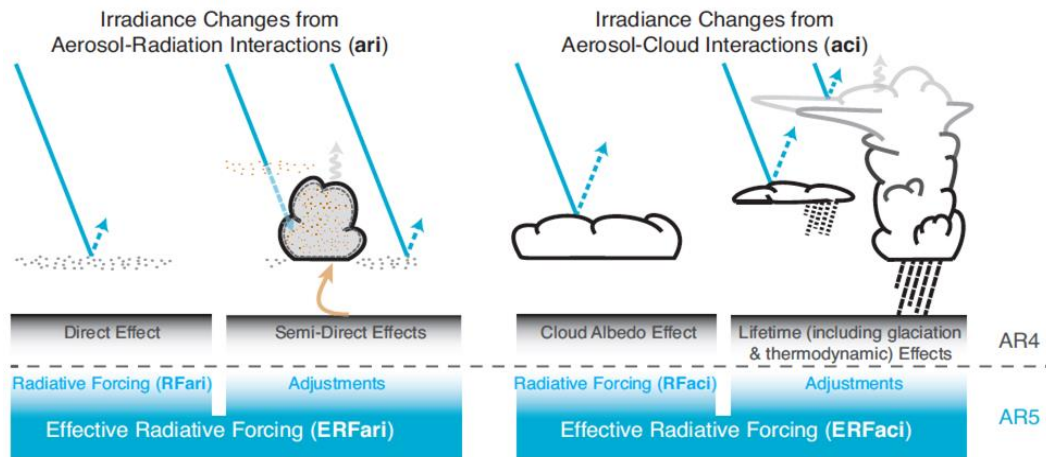
Los aerosoles atmosféricos no solo afectan a la calidad del aire o la salud humana, sino

que son una variable muy importante para el clima terrestre, capaz de generar cambios en éste, ante variaciones en sus concentraciones y distribución espacial (Palacios-Peña et al., 2014). De acuerdo con Charlson et al. (1992), los mecanismos más importantes por los que la cantidad de aerosoles (y sus propiedades) influyen en el balance radiativo terrestre son la dispersión y la absorción de la radiación solar (conocido como efecto directo), así como la modificación de las nubes y las precipitaciones (conocido como efecto indirecto). Estos efectos generan importantes cambios (tanto positivos como negativos) en el balance radiativo y, por tanto, en el clima de la Tierra (Palacios-Peña et al., 2014).

De acuerdo con lo expuesto, y siguiendo la antigua terminología (propuesta por el cuarto informe del IPCC o AR4), los procesos químicos que intervienen de forma mayoritaria en la formación de nubes y precipitación están dominados básicamente por los efectos directos, semi-directos e indirectos de los aerosoles sobre el forzamiento radiativo. En el quinto informe del IPCC (AR5) (Myhre et al., 2013), se renombran estas variables, generando una nueva terminología más simple que permite definir de una manera más precisa y sin ambigüedades las interacciones radiación-aerosol-nube. Así pues, el efecto directo y semi-directo pasa a formar la interacción aerosol-radiación (ARI) y el efecto indirecto se denomina interacción aerosol-nube (ACI). En la Figura 4 puede verse representada la relación entre las interacciones ARI y ACI y la antigua nomenclatura.

El término ERF (Effective Radiative Forcing) hace referencia a los cambios en el forzamiento radiativo como consecuencia de ajustes rápidos, derivados principalmente de los cambios en las nubes (Baró, 2017). ERFari consiste en la variación del forzamiento radiativo efectivo debido a los procesos ARI y ERFaci aquel debido a los procesos ACI.

Por lo tanto, las interacciones aerosol-radiación (ERFari) quedarían definidas como la variación del flujo radiativo a consecuencia de la dispersión y la absorción de la radiación por aerosoles antropogénicos y naturales (Myhre et al., 2013). La variación estimada debido a este proceso es de  $-0.5 \pm 0.4 \text{ Wm}^{-2}$  a escala global (Zanis, 2009). ERFaci se define como la variación del flujo o balance radiativo como consecuencia de modificar las propiedades físicas de las nubes y cambio del efecto albedo de estas (Twomey, 1977), así como los ajustes rápidos debidos a cambios termodinámicos y de vida de la nube (Albrecht, 1989). Forster et al., (2007) estimó que el efecto de esta interacción es del orden de  $-0.7 \pm 1.0 \text{ Wm}^{-2}$ .



**Figura 4.** Representación de la nueva terminología introducida por el AR5 para los efectos de los aerosoles de la radiación (ARI y ACI) y sus equivalencias con la terminología anterior (AR4). Extraído de Baró (2017).

Los efectos de ERFaci son especialmente importantes en fenómenos de precipitación extrema, ya que influyen en la conversión de gotas de nubes en gotas de lluvia, y por lo tanto afectan al perfil vertical de la liberación de calor latente y el desarrollo de la precipitación. Esta influencia en el calor latente dentro de la nube es capaz de activar la dinámica de la nube y generar fuertes eventos convectivos, de alta liberación de lluvia, que conducen a inundaciones recurrentes en muchas partes de Europa (Carrió & Cotton, 2011). Se ha demostrado que la inclusión de aerosoles ha modificado la intensidad en la simulación de ciclones tropicales (Carrió & Cotton, 2011; Wang et al., 2014) y alterando su trayectoria. Esto puede sugerir que los aerosoles también presentan una fuerte influencia en fenómenos europeos similares, como los ciclones (Nissen et al., 2013; Messmer et al., 2015). Otro evento donde se ha podido demostrar la importancia de la presencia de aerosoles es en los denominados *medicanes* (tormentas de escala subsinópticas que presentan similitudes con los ciclones tropicales, también llamadas *huracanes mediterráneos*) (Cavicchia & Von Storch, 2012; Cavicchia et al., 2014; Gaertner et al., 2016). Además, la mayor presencia de aerosoles provoca una mayor cantidad de núcleos de condensación, pudiendo evitar en determinados casos la precipitación, al no alcanzarse un nivel de coalescencia suficiente.

Esto lleva a la conclusión de que es necesario estudiar el clima y la precipitación mediante modelos acoplados capaces de integrar entre sus módulos los forzamientos, reajustes y realimentaciones (*feddbacks*) que provocan los aerosoles y las interacciones aerosol-

radiación-nube en el clima (Baró, 2017). Los procesos de modelización y simulación climática son explicados en el siguiente apartado (ver sección 1.5. *Simulaciones climáticas*).

Una forma simple de determinar las propiedades fisicoquímicas de los aerosoles, independientemente de la masa de estas partículas es la medida de AOD (*Aerosol Optical Depth*) o espesor óptico. Este indicador se define como la integral vertical del coeficiente de extinción de aerosoles desde la superficie de la Tierra (SFC) hasta la parte superior de la atmósfera (TOA) y su formulación, descrita en Palacios-Peña (2016) es (1):

$$\delta_{\lambda} = \int_{SFC}^{TOA} \sigma_{\lambda e} dz \quad (1)$$

El espesor óptico no es función de la altura, sino que se trata de una función de la longitud de onda y describe la densidad de aerosoles que integran toda la columna. Cuando la cantidad de masa de aerosol se duplica, la AOD también debe duplicarse, por lo que supone un buen indicador de la concentración de estas partículas en la atmósfera (Palacios-Peña, 2016). Por estas razones, el AOD supone una de las variables más fundamentales en la interacción aerosol-clima (Chung, 2012).

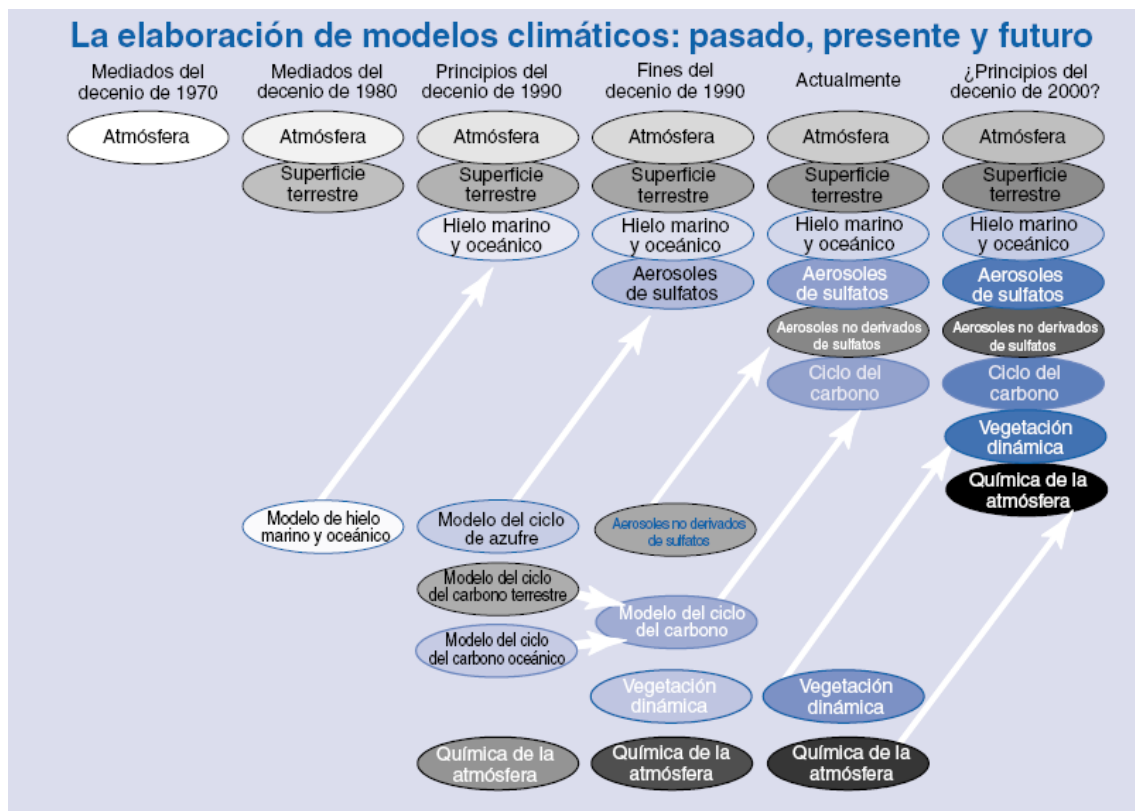
## 1.5. Simulaciones climáticas

El estudio de la física de la atmósfera y del clima de la Tierra está dominado por una serie de procesos complejos, con una gran cantidad de interacciones. Estos procesos pueden desagregarse en funciones matemáticas basadas en leyes físicas (la conservación de la masa, la conservación del momento y la conservación de la energía) pero, debido a la complejidad del sistema que conforman, se hace imprescindible la asistencia computacional para su resolución. El programa informático que computa las operaciones descritas es lo que se denomina *modelo climático* y supone la herramienta fundamental para el estudio del clima y los procesos que afectan a las precipitaciones.

El uso de modelos permite que a cada componente del sistema climático se le puede aplicar una jerarquía de modelos, basándose principalmente en la cantidad de dimensiones espaciales, la veracidad de la representación de los procesos físicos, las parametrizaciones empíricas y el coste computacional del modelo. Estos modelos se conocen como *modelos climáticos simples* (MCS), y se centran simplemente en la acción de los principales gases de efecto invernadero y los forzamientos radiativos a partir de

diversos escenarios de emisiones (Houghton et al., 1997).

Por otra parte, según el dominio territorial que abarque el modelo, los modelos climáticos pueden dividirse en *modelos globales* (aquellos que cubren toda la superficie terrestre y solo necesitan aportar al sistema las condiciones iniciales) y *modelos regionales* (aquellos que cubren un área concreta, por lo que necesitan condiciones de frontera y suelen encontrarse anidados en modelos de área superior). Los modelos globales, debido a que cubren todo el dominio de la Tierra presentan una baja resolución de malla, mientras que el menor dominio de los modelos regionales permite incrementar esta resolución. La evolución de los modelos ha sido importante en las últimas décadas. Como puede observarse en la Figura 5, la complejidad y variables que integran los modelos han ido aumentando a lo largo de los años, hasta llegar a la necesidad de integrar las interacciones derivadas de los procesos y reacciones químicas que se dan en la atmósfera (química atmosférica), debida en gran medida a la acción de las partículas atmosféricas (aerosoles).



**Figura 5.** Evolución de los modelos climáticos. Fuente: GISS NASA (Puma et al. 2012).

Ante el notable incremento del número de modelos que han surgido en los últimos años y su creciente complejidad, se han generado diversos proyectos, como ACCMIP

(Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project) que buscan establecer una metodología común que permita la intercomparación entre estos modelos (para más información consultar <http://www.giss.nasa.gov/projects/accmip/>).

Los modelos globales, por tanto, son sistemas capaces de resolver las ecuaciones de las leyes y principios físicos que gobiernan cada componente del sistema climático (atmósfera, hidrósfera, criósfera, biósfera, litósfera), así como los intercambios de energía y masa entre ellos. Estos modelos son capaces de resolver ecuaciones de predicción de las distintas variables, así como ecuaciones para el intercambio entre los subsistemas. Todas estas ecuaciones pueden resolverse debido a que se desarrollan a un nivel espacial superior al del tamaño de malla de los modelos. Sin embargo, otros fenómenos climáticos y meteorológicos, como los derivados de procesos convectivos, dinámicos, orográficos... no pueden ser modelizados, ya que se desarrollan a un nivel de resolución menos al de la malla del modelo, hecho que se conoce como proceso *subgrid*. Estos procesos *subgrid* deben ser parametrizados, ya que las ecuaciones numéricas no los pueden resolver. La parametrización supone que los efectos de estos procesos atmosféricos de escala *subgrid* deben ser deducidos a partir de variables pronosticadas por el modelo (Castro, 2017).

### *1.5.1. Modelos atmosféricos*

Estos modelos generalmente integran los componentes climáticos relacionados con los procesos radiativos y de movimientos atmosféricos. Los modelos atmosféricos tratan con gran detalle los procesos relacionados con la transferencia y balance de radiación en la atmósfera, y son especialmente útiles para calcular el forzamiento radiativo asociado con los cambios de la composición y características de la atmósfera. Ofrecen un medio para determinar las retroalimentaciones clave que generan cambios en la sensibilidad climática mediante una combinación de observaciones y procesos físicos bien establecidos de la atmósfera (Harvey et al., 1997).

En términos generales, estos modelos pueden ser unidireccionales o bidireccionales, y frecuentemente se emplean asociados a un modelo oceánico, contemplando las interacciones entre estos dos factores y la intensidad de la variación termohalínica, clave en los procesos de transporte de calor (Harvey et al., 1997).



### 1.5.2. Modelos químicos

La química atmosférica deriva de la interacción que se genera entre la atmósfera y las partículas o aerosoles presentes en ella. Estos procesos químicos resultan fundamentales en la distribución y cantidad del ozono en la atmósfera (estratosférico y troposférico) y procesos de interacción con la radiación y las nubes. Estos procesos sólo pueden ser modelizados correctamente mediante modelos atmosféricos tridimensionales para las interacciones troposféricas, o bien bidimensionales en el caso de la estratosfera. Además, la química atmosférica resulta clave en los procesos de eliminación, acumulación y transformación de los principales contaminantes y GEI de la atmósfera, por lo que su papel resulta clave en la predicción de cambio climático (Harvey et al., 1997).

Sin embargo, la simulación de la química atmosférica requiere de una alta capacidad computacional, que supone un importante factor limitante, ya que para simulaciones con una resolución de 0. 44°, la inclusión de la química atmosférica en esta provoca un incremento de hasta 10 veces en el tiempo computacional requerido (López-Romero et al., 2016).

### 1.5.1. Modelos meteorológicos acoplados atmosféricos y químicos

A pesar de la reciente evolución en este campo, los modelos climáticos y meteorológicos, por un lado, y la química atmosférica por otro, han evolucionado como disciplinas separadas, dando lugar a un vago acoplamiento de estos modelos, conocidos actualmente como modelos *off-line* (Grell & Baklanov, 2011). En los últimos años, el desarrollo de los nuevos modelos ha virado hacia un mayor acoplamiento de la química atmosférica dentro de sus variables, generándose una nueva gama de modelos de alto acoplamiento, conocidos como modelos *on-line*.

Los modelos que trabajan de modo desacoplado, lo que se conoce como modelos *off-line*, están caracterizados por operar de manera unidireccional y separada, en un proceso de trabajo en el que se desarrollan, por un lado, las variables climáticas que sirven como alimentación del modelo químico y, por otro lado, el propio modelo químico. Este tipo de modelo presenta un gran inconveniente, ya que ambos procesos (químicos y climáticos) no son capaces de interactuar en el desarrollo de la simulación como si ocurre en la realidad, generándose una posible incertidumbre dentro de los resultados que arrojan estos modelos. Además, los modelos químicos que trabajan de forma *off-line* consideran

un número constante de CCN, lo que repercute directamente en la simulación de a precipitación.

Sin embargo, la bibliografía existente en esta materia no ha determinado que la incorporación de estas interacciones, acoplándose dos modelos que interaccionan entre sí, resultando en modelos *on-line*, suponga una mejora sustancial de los resultados obtenidos. Por el contrario, el coste computacional de un modelo acoplado supera ampliamente al de un modelo desacoplado, lo que hace prácticamente inviable la elaboración de simulaciones climáticas *on-line*. Así mismo, Grell & Baklanov (2011) demuestran la necesidad de una investigación más exhaustiva de estos nuevos modelos, que permita determinar el valor añadido que aporta la inclusión de estas variables a la simulación meteorológica debido a las grandes incertidumbres de estos componentes y sus procesos en la atmósfera.

Tanto los modelos *on-line* como *off-line* son empleados actualmente en modelos globales y regionales, con múltiples aplicaciones y posibles usos. Una muestra de estas aplicaciones puede observarse en Baró (2017), quien expone que los modelos *off-line* son útiles para la generación de *ensembles* y previsión operativa, así como estudios de sensibilidad. Por el contrario, los modelos *on-line* presentan mayores usos, destacando la previsión operativa en tiempo real o simulación de impacto del cambio climático futuro en la calidad del aire. Resultan útiles en aquellos estudios que se centren en procesos que presenten interacciones (*feedbacks*) y cambios rápidos de circulación.

Existen numerosos modelos *on-line*, entre los que podemos destacar algunos por su uso extendido, como son COSMO-ART (Steppeler et al., 2003) o WRF-Chem (Grell et al., 2005). Este último modelo será explicado con mayor detalle más adelante en este documento. Existen importantes diferencias a la hora de parametrizar la física en cada uno de los modelos y también en la forma de integrar el módulo de la química atmosférica con el resto del modelo. Esto implica que haya que evaluar detenidamente cada uno de ellos en función de los objetivos del estudio que se desee realizar, o bien generar *ensembles* de diversos modelos en algunos casos.

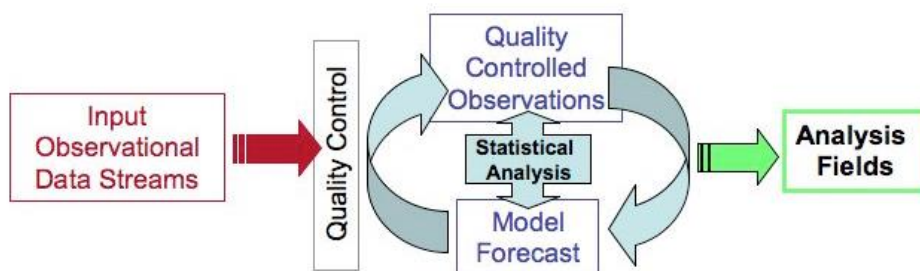
### 1.5.2. Reanálisis en modelos

Un proceso de reanálisis en climatología conlleva la realización de una simulación *a posteriori*, alimentada mediante datos de observaciones que permita obtener unos

resultados estables y sin cambios en el futuro (Zea et al., 2001). Es decir, un reanálisis consiste en la combinación de modelos numéricos y observaciones con el fin de proporcionar bases de datos climatológicas de las condiciones atmosféricas del pasado, homogéneamente distribuidas en el tiempo y en el espacio.

Los principales reanálisis americanos pueden verse en Kalnay et al., (1996), mientras que en el caso de los reanálisis a nivel europeo destaca Dee et al., (2011). Estos reanálisis son el modo más directo de obtener las condiciones iniciales y de contorno para alimentar los modelos climáticos globales y regionales. Desde los primeros proyectos de reanálisis, como NCEP-NCAR (Zea et al., 2001) estos sistemas han evolucionado en gran medida, cubriendo periodos temporales bastante amplios.

En definitiva, en un reanálisis se fuerza al modelo a obtener como resultado los valores de observaciones con los que se compara, lo que permite comprobar la viabilidad del modelo de estudio y afirmar la veracidad de los resultados de las simulaciones a futuro que generara este modelo. Un esquema general de proceso de un reanálisis puede verse en la Figura 6.



**Figura 6.** Diagrama de procesado para un reanálisis climático (Kalnay, 2012).

Uno de los reanálisis más conocidos y usados en la actualidad es el reanálisis ERA-20c, generado en el año 2014 y descrito por Poli et al. (2016). ERA-20c supone el primer reanálisis del siglo XX para el dominio europeo, abarcando un periodo de tiempo comprendido entre 1900 y 2010. ERA-20C describe la evolución espaciotemporal de la atmósfera (en 91 niveles verticales, entre la superficie y 0.01 hPa), la superficie terrestre (en 4 capas de suelo) y las olas oceánicas (en 25 frecuencias y 12 direcciones). Con una resolución horizontal de 125 km y 37 niveles de presión, 19 de temperatura, este reanálisis supone uno de los más completos que se han desarrollado y permite conducir una gran cantidad de simulaciones en los actuales estudios de clima.

El reanálisis ERA-20c es el empleado en los modelos WRF y WRF-Chem para alimentar

las condiciones iniciales y de contorno para desarrollar las simulaciones.

## **1.6. Objetivo del estudio**

Ante la evidencia científica del cambio climático surgen importantes incertidumbres sobre cómo el calentamiento y cambio global afectarán a los eventos extremos. En particular, entender cómo el aumento de las temperaturas puede afectar a la intensidad y la frecuencia de la precipitación supone un reto científico. Una de las mayores fuentes de incertidumbre en materia de precipitaciones proviene de las interacciones aerosol-radiación-nube. El desconocimiento de los efectos directos (que afectan a la radiación) e indirectos (que afectan a las nubes) de los aerosoles sobre la precipitación es aún mayor para eventos extremos. Para entender estos procesos, el papel de los modelos atmosféricos y químicos es esencial. Un mayor conocimiento en esta materia puede ayudarnos a adoptar estrategias de mitigación adecuadas ante riesgos climáticos como inundaciones.

Considerando las limitaciones existentes en la comprensión de las realimentaciones existentes entre aerosoles y precipitación, descritas anteriormente, el principal objetivo de este trabajo es avanzar en la comprensión de los efectos de los aerosoles sobre los eventos extremos de precipitación en Europa. Este objetivo principal se divide en los siguientes objetivos secundarios:

- 1) Evaluar el valor añadido de las interacciones aerosol-nube en las simulaciones climáticas regionales sobre Europa.
- 2) Evaluar como las interacciones aerosol-nube afectan a la variabilidad espacial de la precipitación extrema.
- 3) Estudiar si las interacciones aerosol-nube conllevan cambios en la frecuencia y en la intensidad de la precipitación extrema.
- 4) Evaluar los impactos en los índices climáticos de precipitación extrema.
- 5) Cuantificar la sensibilidad de los efectos de los aerosoles respecto a otras fuentes de incertidumbre relacionados con procesos físicos.

## **2. BASES DE DATOS Y METODOS**

Como se ha expuesto anteriormente, la evidencia del cambio climático y sus

consecuencias más directas, indican que en las próximas décadas se experimentará un incremento, tanto en intensidad como en la recurrencia, de los eventos extremos de precipitación, suponiendo un grave riesgo para la sociedad. Este hecho hace necesario el estudio de dichos eventos y su correcta modelización mediante la incorporación de variables relaciones con la química atmosférica.

Para ello se planteó un estudio climatológico de la precipitación a nivel europeo, para el periodo comprendido entre 1991 y 2010, enmarcado dentro del proyecto CORDEX (Coordinated Regional Downscaling Experiment), por lo que se tomó como referencia el dominio europeo que este proyecto propone, llamado EURO-CORDEX, con una región comprendida entre las coordenadas  $\sim 27\text{N} - 72\text{N}$ ,  $\sim 22\text{W} - 45\text{E}$  (ver Figura 7) y una resolución espacial de 50 km (para más información visitar <http://www.euro-cordex.net>).

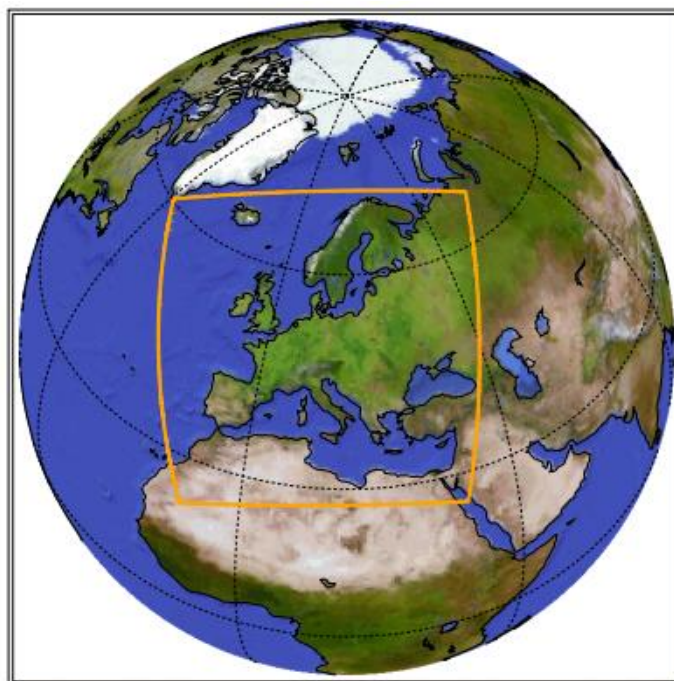
Este estudio se centra en evaluar la habilidad de dos simulaciones a la hora de reproducir los eventos extremos de precipitación observados. Las dos simulaciones difieren en la inclusión o no de los efectos directos e indirectos de los aerosoles. Estas se llevaron a cabo con el modelo mesoscalar llamado Weather Research and Forecasting (WRF; Skamarock et al., 2008). Los efectos de los aerosoles son simulados usando el módulo WRF-Chem, que es el modelo WRF acoplado a la química. En materia de observaciones para la validación de los datos de simulación se empleó el conjunto E-OBS.

En cuanto a los criterios para categorizar la precipitación se optó por establecer los siguientes umbrales:

- Precipitaciones inferiores a 10 mm/día: corresponderían a lluvias débiles.
- Precipitaciones entre 10 y 20 mm/día: lluvias de intensidad considerable.
- Precipitación superior a 30 mm/día: correspondiente a lluvias extremas.

Esta categorización propia se estableció a fin de encuadrar los resultados obtenidos a través de las simulaciones y observaciones, así como su tratamiento posterior.

El estudio de la intensidad de las precipitaciones se llevó a cabo mediante una serie de índices climáticos definidos por el proyecto ECA (European Climate Assessment) y que permitió analizar el comportamiento y las características de la precipitación para el periodo de tiempo escogido. Estos índices se definen en la presente sección.



**Figura 7.** Dominio EURO-CORDEX. Región encuadrada en color naranja. Fuente: <http://www.euro-cordex.net>.

## 2.1. Observaciones E-OBS

A la hora de afrontar un estudio climático es necesario validar las simulaciones generadas por los modelos, para comprobar así la fiabilidad y capacidad de reproducción de los diferentes parámetros que estima. Para realizar esta validación los datos obtenidos por los modelos son comparados estadísticamente con una serie de observaciones climáticas generadas a partir de datos meteorológicos de estaciones de muestreo, conociendo así el error en que incurren los modelos. Por lo tanto, la calidad de los datos de observaciones empleados resulta crucial en la validación de los resultados obtenidos en las simulaciones.

En el presente estudio se escogió la base de datos climáticos E-OBS, proporcionada por ECA&D (European Climate Assessment & Dataset) dentro del marco europeo de estudio del clima. Esta base de datos (*dataset*) se desarrolló como parte fundamental del proyecto europeo EMSEMBLES para la validación de modelos regionales (Haylock et al., 2008). El acceso a los datos es libre y gratuito, pudiendo realizarse a través de la página web de ECA&D <sup>3</sup>.

---

<sup>3</sup> <http://www.ecad.eu/download/ensembles/download.php>

Las características principales de esta base de datos están recogidas en el trabajo de Haylock et al. (2008), así como la web citada anteriormente y han sido resumidas a continuación en la Tabla 2.

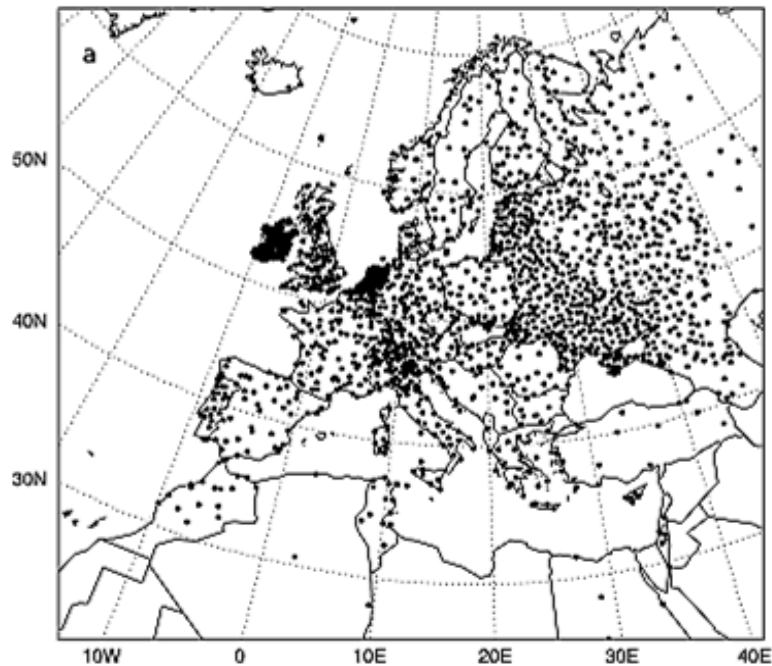
**Tabla 2.** Características principales de la base de datos E-OBS (Haylock et al., 2008).

<b>Versión</b>	16.0
<b>Periodo</b>	De 1950-01-01 hasta 2017-08-31
<b>Dominio</b>	25 - 75 N x 40 W - 75 E
<b>Resolución</b>	0.5° en grid regular
<b>Interpolado</b>	Kriging en 3 etapas
<b>Nº de estaciones para precipitación</b>	11.390

Los datos de E-OBS han sido recopilados en su mayor parte por el Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI) a partir de diferentes estaciones meteorológicas cuya distribución puede verse en la Figura 8. Su principal objetivo es la validación de modelos climáticos regionales y estudios de cambio climático (Haylock et al., 2008). Por este motivo y por la variación espacial en la densidad de estaciones de muestreo, los datos de las estaciones se interpolan a una malla regular que permita su uso en modelos y estudios de cambio climático, ya que ambos datos deben presentar un mismo mallado para poder compararse.

El proceso de interpolación es explicado en mayor detalle en Haylock et al. (2008) y está compuesto básicamente por 3 pasos:

- Primero se interpola la media mensual de precipitación para definir la tendencia espacial de los datos.
- Posteriormente, se aplica el método de interpolación *kriging* a las anomalías respecto a la media mensual.
- Por último, se aplican dichas anomalías interpoladas a la media mensual interpolada para obtener el resultado final homogeneizado.



**Figura 8.** Distribución espacial de las estaciones meteorológicas de E-OBS (Haylock et al., 2008).

Cabe destacar que este proceso de interpolación a malla tiene como consecuencia la suavización de los eventos extremos, dato a tener en cuenta cuando se evalúa la capacidad de una simulación en reproducir los valores extremos observados. En este caso, buena parte de las discrepancias existentes entre las simulaciones y las observaciones, pueden deberse a datos incorrectos en el conjunto de observaciones, debido al proceso de interpolación, en vez de a errores en la simulación. Se estimó que para eventos con un periodo de retorno de 10 años existe un factor de reducción de 0,66 puntos (Haylock et al., 2008). Este factor hace referencia a la reducción del área que cubren dichos eventos de precipitación en el dominio de referencia.

A la hora de elaborar el presente estudio fue necesario modificar dichas observaciones, seleccionando el periodo correspondiente al estudio (1991 – 2010), así como interpolando a la malla de las simulaciones, a fin de poder ser comparadas estadísticamente.

Una vez fueron modificados los datos de E-OBS se emplearon para la validar la capacidad de las simulaciones con y sin aerosoles en reproducir los eventos extremos de precipitación. Dicha validación consistió en el cálculo de una serie de índices climáticos descritos a continuación (2.3. *Índices climáticos*).



## 2.2. Simulaciones climáticas regionales. WRF y WRF-Chem

Para este trabajo se realizaron una serie de simulaciones climáticas regionales, empleando el modelo atmosférico de mesoescala americano WRF (Weather Research and Forecasting), así como su módulo WRF-Chem que resuelve los procesos químicos simultáneamente con la meteorología.

WRF (Weather Research and Forecasting) es un modelo numérico de predicción meteorológica a nivel de mesoescala, desarrollado a finales de los 90 por distintos entes, entre los que destaca el National Center for Atmospheric Research (NCAR), la National Oceanic and Atmospheric Administration y otros como la Universidad de Oklahoma (Skamarock et al., 2008). Corresponde a una de las nuevas generaciones de modelos, diseñado para la investigación atmosférica y predicción climática. Su rango de aplicación va desde el estudio del tiempo a corto plazo, hasta simulaciones climáticas a largo plazo (por ejemplo, Dulière et al., 2011; Maussion et al., 2011). Este modelo (como la mayoría de los modelos de área limitada) resuelve numéricamente las ecuaciones de Navier-Stokes que describen la dinámica atmosférica, discretizando espacial y temporalmente las ecuaciones diferenciales. Adicionalmente, algunos procesos físicos de menor escala espacial son resueltos usando simplificaciones, conocidas como parametrizaciones. Este modelo dispone de diversas opciones para parametrizar los procesos de microfísica, cúmulos, capa límite planetaria, modelo de suelo, y radiación de onda corta y onda larga (Skamarock et al., 2008). Las parametrizaciones que se han empleado en las simulaciones analizadas para el presente trabajo quedan resumidas en la Tabla 3.

En cuanto a su alcance, el modelo puede implementar un gran número de aplicaciones meteorológicas en una escala que, como todo modelo mesoescala o de área limitada, suele variar entre 1 km y unas decenas de km (a partir de 100 km comienzan a emplearse modelos globales).

El modelo WRF dispone de un módulo, conocido como WRF-Chem, que permite resolver simultáneamente los procesos físicos y químicos de la atmósfera de manera acoplada (*on-line*). Este modelo simula las emisiones, transporte, mezcla y transformaciones químicas de los aerosoles y gases que suceden en la atmósfera junto a la meteorología (Baró, 2017; Schell et al., 2001). En este módulo, además se integra una serie de componentes adicionales a los de WRF que permiten el estudio de la química, como los mecanismos químicos de la fase gaseosa, un módulo de aerosoles, esquema para la fotólisis y los

efectos directos e indirectos (ARI+ACI) de la radiación (Zhang, 2008).

**Tabla 3.** *Procesos físicos parametrizados, nombre de la parametrización usada en las simulaciones de este trabajo y referencias donde se detallan.*

<b>Parametrización</b>	<b>Nombre</b>	<b>Referencia</b>
Longwave/shorwave Radiation	RRTMG	Iacono et al. (2008)
Boundary layer	Yonsei University	Hong et al. (2006)
Cumulus	Grell 3D ensemble	Grell (1993); Grell & Devenyi (2002)
Microfísica	Lin Double Moment	Lin et al. (1983)
Modelo de suelo	Noah Land Surface Model	Tewari et al. (2004)
Capa superficial	Revised MM5 Surface Layer Scheme	Jiménez et al. (2012)

Dentro del presente estudio, los modelos climáticos regionales son alimentados con datos de contorno en intervalos de 6 horas, procedentes del reanálisis ERA-20c, descrito en el anterior apartado 1.5.2. *Reanálisis en modelos*. El modelo WRF y su módulo WRF-Chem fueron empleados para realizar las simulaciones climáticas del presente estudio para el periodo (1991-2010), con resolución temporal horaria. La resolución espacial es de 25 km cubriendo el dominio de Europa, como se muestra en la anterior Figura 8. Se realizaron y analizaron dos simulaciones: 1) Una simulación nombrada “NOCHEM”, usando únicamente WRF y 2) Una simulación nombrada “CHEM”, usando WRF-Chem para tener en cuenta las interacciones entre aerosoles y variables meteorológicas.

### 2.2.1. Método de evaluación de las simulaciones

Los datos de las simulaciones son post-procesados siguiendo los siguientes pasos:

- 1) Se extraen las variables a analizar. En este estudio fue necesario extraer los datos de precipitación, tanto para la simulación con química, como sin química.
- 2) El proceso de simulación acumula la precipitación durante todo el periodo simulado, por tanto, fue necesario desacumularla, simplemente restando el paso temporal anterior.

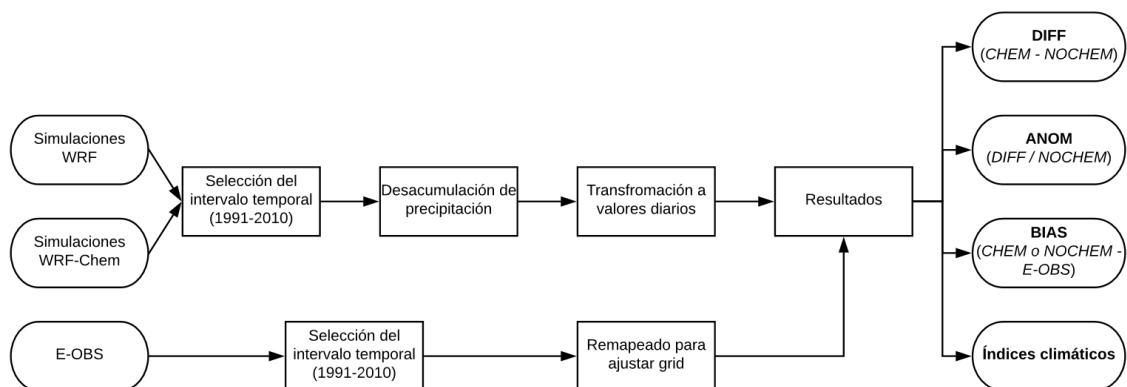
3) Los datos horarios fueron transformados a valores diarios en las unidades de mm/día.

Los datos de las observaciones E-OBS también son post-procesados para poder ser comparados con las simulaciones.

- 1) Selección del periodo temporal de las simulaciones (1991 – 2010).
- 2) Interpolado al mallado de las simulaciones usando una interpolación bilineal, para que ambos datos sean comparables espacialmente.

Una vez post-procesados los datos, las simulaciones se sometieron a un proceso de validación, en el que se evaluó la capacidad de estas para reproducir la precipitación observada (E-OBS). Para ello se usó como indicadores el sesgo (BIAS en inglés) restando la simulación menos la observación. Este valor de sesgo nos da una idea del error en que incurren las simulaciones con respecto a las observaciones, siendo los valores positivos de sesgo un indicativo de sobrestimación del modelo, mientras que un valor negativo del sesgo conlleva una subestimación.

Las simulaciones “CHEM” y “NOCHEM” también son evaluadas para analizar el valor añadido de introducir las interacciones entre aerosoles y las variables meteorológicas. Para ello se calculan las diferencias entre ambas. Por otro lado, la capacidad de simular valores climatológicos extremos es evaluada calculando los percentiles de valor elevado, como el percentil 90, 95 y 99, así como los índices climáticos que se describen a continuación (ver apartado 2.3. *Índices Climáticos*). En la Figura 9 se muestra un esquema de la metodología llevada a cabo en este estudio.



**Figura 9.** Diagrama de procesos llevados a cabo en el presente estudio. El término “CHEM” hace referencia a la simulación obtenida a partir del modelo WRF-Chem, mientras que “NOCHEM” corresponde a la simulación de WRF.

## 2.3. Índices climáticos

Los valores de precipitación extrema para el periodo simulado fueron analizados mediante una serie de índices climáticos calculados, tanto para las simulaciones como para las observaciones. Estos índices facilitan la evaluación de la capacidad de las simulaciones para representar los eventos climatológicos extremos de precipitación en la zona de estudio. Los índices empleados fueron definidos para el proyecto ECA (European Climate Assessment) y su uso está expuesto en Schulzweida & Quast (2015). Estos índices son capaces de evaluar diferentes parámetros climáticos de la precipitación, a partir de un input diario de la misma.

Los índices que se escogieron para este estudio quedan recogidos en la Tabla 4. Su elección responde a su capacidad de aportar información estadística clara y relevante para conocer las características pluviométricas del conjunto de datos, así como para el estudio de los eventos extremos de precipitación, objeto del presente estudio. Como puede verse en la tabla anterior, con estos índices puede obtenerse información que va desde el número de días que hay lluvia en la muestra, hasta el número de días que supera un determinado umbral de precipitación (descritos anteriormente).

**Tabla 4.** Relación de índices climáticos empleados en el estudio. La columna izquierda muestra el nombre que recibe el índice y su comando correspondiente en CDO. La columna derecha es una breve descripción del índice en cuestión (Schulzweida & Quast, 2015).

ÍNDICE	DESCRIPCIÓN
<b>ECACWD</b> <i>eca_cwd[, N]</i>	Número de días húmedos consecutivos Número de periodos húmedos con duración mayor a $N$ días (por defecto, $N=5$ )
<b>ECAPD</b> <i>eca_pd[, x]</i> ( $x=10,20,30$ )	Número de días en los que la precipitación es $> x$
<b>ECARR1</b> <i>eca_rr1</i>	Número de días húmedos, en los que la precipitación caída es $\geq 1$ mm
<b>ECARX1DAY</b> <i>eca_rx1day</i>	Valor máximo de precipitación en un día
<b>ECARX5DAY</b> <i>eca_rx5day</i>	Valor máximo de precipitación en 5 días Número de periodos de 5 días en los que la precipitación total es $> x$ (por defecto, $x = 50$ mm)
<b>ECASDII</b> <i>eca_sdi[, R]</i> ( $x=10,20,30$ )	Intensidad de la precipitación en el periodo temporal

## **2.4. Influencia de la modificación de las condiciones microfísicas de las simulaciones en eventos concretos**

Complementariamente se realizó un estudio sobre la influencia de la modificación de otras variables físicas de los modelos junto con la inclusión de la química atmosférica, con el mismo flujo de trabajo. Debido al alto coste computacional de estas simulaciones se evaluó únicamente un evento de lluvias, localizado en el mes de agosto de 2002 y que afectó a gran parte de centro Europa. Este evento fue simulado mediante los modelos WRF y WRF-Chem para dos definiciones distintas de microfísica. Estas corresponden a la microfísica de Lin (Lin et al., 1983) y la de Morrison (Morrison et al., 2009).

### *2.4.1. Evento de precipitaciones de agosto de 2002*

Este evento de precipitaciones está considerado como el más grave del presente siglo, ya que afectó a toda la región central de Europa, con especial incidencia en Alemania, Austria y República Checa. Estas lluvias sin precedente provocaron el desbordamiento de las principales cuencas hidrográficas de Europa, como la del Elba y el Danubio, generando un estado de alerta debido al alto riesgo para la sociedad. Este evento se produjo como consecuencia de una situación sinóptica poco frecuente, asociada a importantes borrascas (Ulbrich et al., 2006).

Aunque las precipitaciones presentaron una gran magnitud desde los primeros días de agosto, el pico de esta se concentró entre los días 9 y 13 de este mes, alcanzándose el nivel máximo histórico del río Dresde (9,40 metros) como consecuencia de estas intensas lluvias. Como consecuencia de este evento sin precedentes, más de 100 personas perdieron la vida en toda Europa y se generaron daños materiales por valor de más de 18 millones de euros (Olcina & Cantos, 2017).

Por tanto, para el desarrollo de este estudio se estableció como periodo de referencia de este evento de precipitaciones los días comprendidos entre el 8 y el 13 de agosto del año 2002.

### *2.4.2. Características de la microfísica de Lin y de Morrison*

El modelo WRF, y por tanto WRF-Chem, presentan diversas opciones para parametrizar la microfísica de las nubes, pudiendo elegir entre ellas la que mejor se adapte a las necesidades del estudio. En cuanto al análisis del evento de 2002 se eligieron las opciones

de microfísica de Lin y de Morrison, para estimar si los errores asociados a cambios en la microfísica son comparables a los errores debidos a no incluir los efectos de aerosoles.

La microfísica de Lin (Lin et al., 1983) se caracteriza básicamente por la adición de un campo de nieve a un modelo de nubes bidimensional y dependiente del tiempo, lo que modifica significativamente los procesos microfísicos. Esta incorporación genera importantes modificaciones en la microfísica del modelo, siendo las más importantes (Lin et al., 1983):

- 1) Las simulaciones de los procesos de transformación del hielo de la nube en precipitación nival y granizo es más realista que en modelos anteriores.
- 2) Incluye la modelización del proceso de formación de virga (hidrometeoro que se evapora antes de llegar a la tierra).
- 3) La presencia del campo de nieve sirve para reducir la formación de lluvia temprana durante la vida de la nube, es decir, retrasa la formación de lluvia.
- 4) El campo de nieve reduce significativamente la cantidad de hielo en la nube.
- 5) El retraso en la formación de lluvia da como resultado más granizo. Este retraso tiene un efecto importante en la evolución dinámica de la nube.

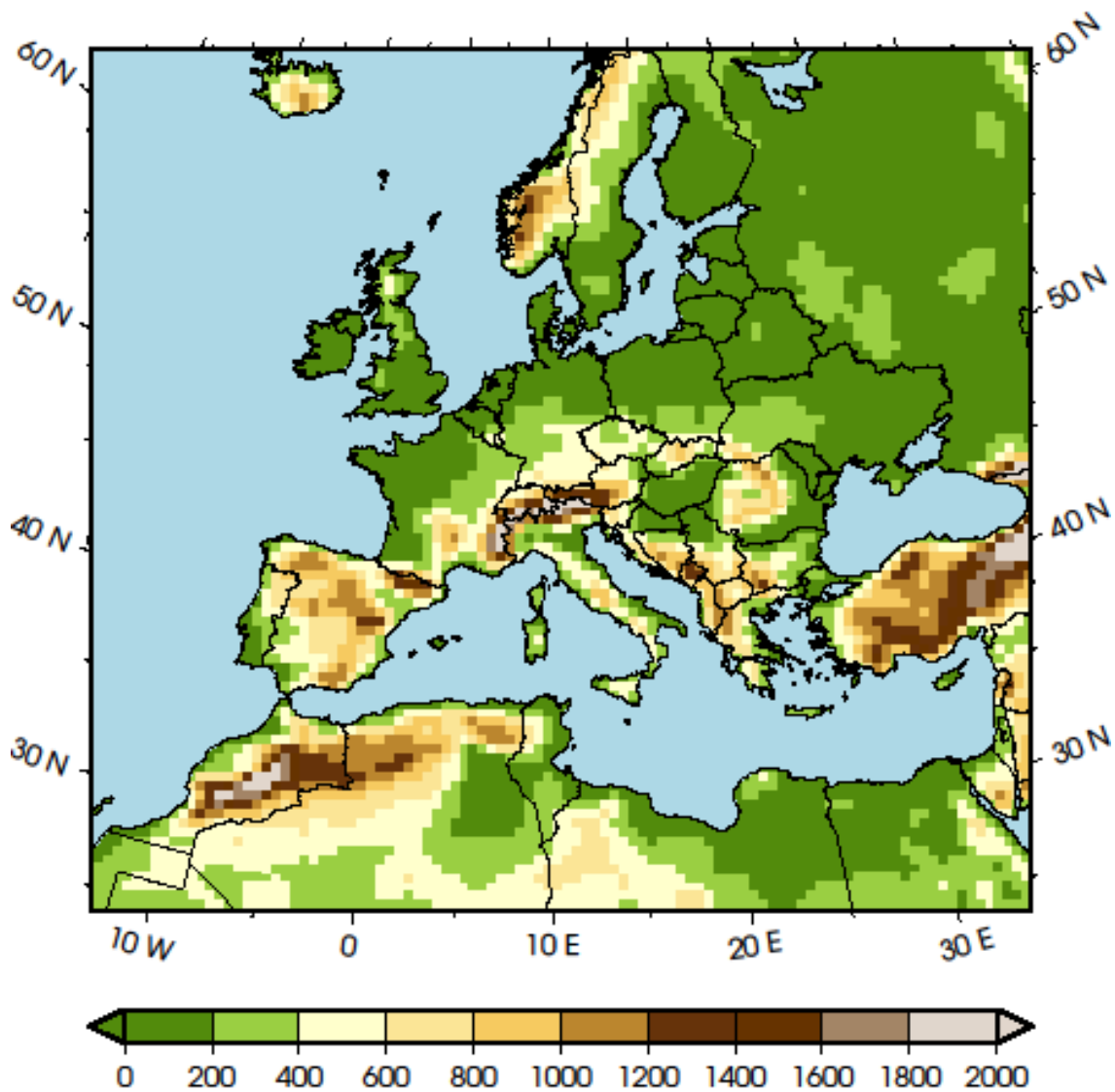
Por otro lado, la microfísica descrita en Morrison et al. (2008) se basa en un nuevo esquema que predice las concentraciones numéricas y las proporciones de mezcla de cinco especies de hidrometeoros: gotas de nubes, hielo en la nube, lluvia, nieve y graupel (granizo blando). El nuevo esquema se evaluó mediante simulaciones de 1 y de 2 momentos. El esquema de un momento asume una distribución de tamaño constante para cada una de las especies, similar a la mayoría de los esquemas anteriores. En el esquema de dos momentos esta distribución evoluciona libremente a partir de la concentración numérica y la proporción de mezcla pronosticadas, lo que permite un tratamiento más flexible de las distribuciones de tamaño de partícula. Este hecho genera importantes modificaciones en los procesos convectivos, de colisión y coalescencia, y cambios generalizados en los procesos microfísicos de la precipitación.

### **3. RESULTADOS Y DISCUSION**

En esta sección se analizan los resultados obtenidos mediante la metodología descrita anteriormente, mostrándose tanto la distribución espacial de los estadísticos generados,

como las medias espaciotemporales. El análisis se ha realizado sobre el dominio que se muestra en la Figura 10.

Esta figura muestra la orografía representada por el modelo, es decir, un promedio de la altura del terreno dentro del mallado rectangular de 50 km de resolución. Aunque pueden distinguirse con claridad los principales sistemas montañosos del dominio, como la cordillera de Los Alpes o Los Pirineos, la resolución espacial del modelo, que opera mediante cuadrículas de 50 km, genera una suavización y simplificación de la orografía. Este hecho puede provocar que el modelo no sea capaz de captar algunos procesos de precipitación orográfica, los cuales están íntimamente ligados con los eventos extremos de precipitación en ciertas áreas.



**Figura 10.** Representación de la altura del terreno en los modelos para el dominio de trabajo. Los datos de altura se muestran en metros.

### 3.1. Evaluación y validación de las simulaciones

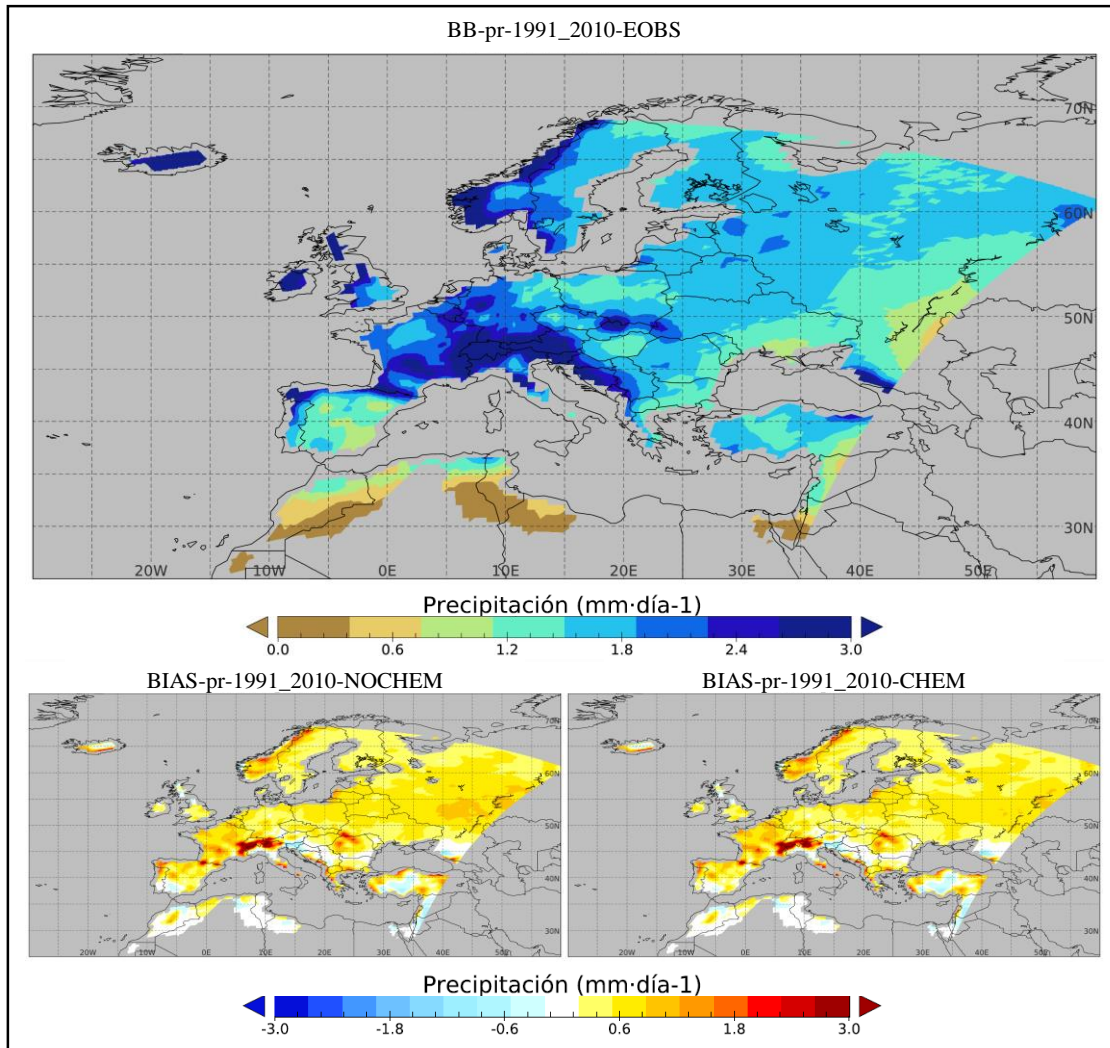
En primer lugar, se evaluó la capacidad de las simulaciones en reproducir la precipitación observada, validándose de este modo las simulaciones. Inicialmente se validó la climatología del periodo completo simulado (1991 – 2010), mediante el valor medio de precipitación las observaciones E-OBS y de las simulaciones de los modelos WRF (correspondiente a la simulación sin química o “NOCHEM”) y WRF-Chem (simulación con química o “CHEM”). Los resultados se evaluaron mediante la medida del sesgo de las simulaciones respecto a las observaciones, mostrándose en la Tabla 5. Por otro lado, la distribución espacial del sesgo y la precipitación media se representa en la Figura 12. Así conseguimos una aproximación inicial de la calidad y veracidad de las simulaciones.

**Tabla 5.** Promedio para toda Europa de los datos de precipitación de las observaciones (E-OBS) y de los niveles de sesgo (BIAS) para ambas simulaciones WRF (NOCHEM) y WRF-Chem (CHEM), así como su valor porcentual respecto al valor observado.

<i>Datos</i>	<i>Media [mm/día]</i>	<i>Sesgo medio [mm/día]</i>	<i>% sesgo (relativo a E-OBS)</i>
<b>E-OBS</b>	1.58	-	-
<b>WRF</b>	1.73	0.51	32.28
<b>WRF-Chem</b>	1.71	0.47	29.75

En términos generales, los resultados de las simulaciones muestran una sobrestimación de la precipitación respecto a las observaciones, siendo este sesgo positivo y de mayor valor en la simulación sin química (WRF), con un valor de 0.51 mm/día, mientras que para el modelo con química (WRF-Chem) fue de 0,47 mm/día. Este sesgo expresa la diferencia entre los valores de la simulación correspondiente y la observación, por lo que valores positivos suponen una sobrestimación de la simulación y valores negativos lo contrario. Esta sobrestimación generalizada, del 32.28 % para el modelo WRF y de 29.75 % para WRF-Chem, se debe básicamente a factores intrínsecos del modelo de simulación y es ampliamente conocida en la bibliografía referente al tema (por ejemplo, en García-Valdecasas-Ojeda et al. (2016), en el que se evalúa la capacidad del modelo WRF para simular la variabilidad de las precipitaciones en la Península Ibérica). A pesar de esta sobrestimación, puede afirmarse que el modelo realiza una simulación aceptable en ambos casos, con un sesgo (BIAS) respecto a las observaciones bajo.





**Figura 11.** Precipitación media para el periodo 1991 – 2010 obtenido con la base de datos observacionales E-OBS (superior). Sesgo (BIAS) de la simulación con WRF respecto a las observaciones (inferior izquierda) y sesgo de la simulación con WRF-Chem respecto a las observaciones (inferior derecha). La simulación del modelo WRF corresponde a NOCHEM, mientras que la simulación de WRF-Chem corresponde a CHEM.

En cuanto a la distribución espacial de estas precipitaciones y sesgos se observa que, para la simulación de WRF (NOCHEM), los valores más elevados se dan en las zonas con alta influencia de la orografía en las precipitaciones, como Los Alpes y Los Pirineos, encontrándose en esta zona diferencias de más de 3 mm/día en la media de los valores respecto a las observaciones. Estas grandes diferencias pueden estar debidas a dos factores, por un lado, la menor densidad de estaciones de medida en esta zona, por lo que los valores de la base de datos para las zonas montañosas pueden estar devaluados y, por otro lado, la mencionada sobrestimación del modelo. Esto nos lleva a afirmar que los modelos sobrestiman en mayor medida aquellas áreas en las que la precipitación es

mayor, aunque este hecho debería contrastarse mediante la normalización de los datos.

Para el sesgo de la simulación con WRF-Chem (CHEM) encontramos nuevamente una sobrestimación generalizada y más acusada en zonas fuertemente dependientes de la orografía, aunque las diferencias presentan un menor valor medio, respecto a las de la simulación del modelo WRF sin interacción de la química atmosférica.

Este hecho se debe a que la incorporación de la química atmosférica provoca un incremento de aerosoles en suspensión, por lo que, al actuar como núcleos de condensación, generan mayor número de gotas en la nube. Como consecuencia de su aumento, estas gotas presentan un menor diámetro que les impide precipitar, por lo que se reduce el número de días en los que existe precipitación.

Se ha comprobado que el efecto de los aerosoles puede reducir los valores medios, pero es necesario estudiar que ocurre con los valores extremos. Para ello, se procedió al estudio estadístico de los datos, a fin de obtener los valores para los percentiles superiores, lo que permite representar la distribución media del registro para los valores de precipitación correspondientes a eventos muy en la cola de la distribución, los cuales se corresponden con los valores de precipitación más altos. Los percentiles elegidos fueron el 90, 95 y 99 y su resumen estadístico se recoge en la Tabla 6.

**Tabla 6.** Media de los datos correspondientes a los percentiles 90, 95 y 99 para las observaciones E-OBS y los sesgos de las simulaciones de los modelos WRF y WRF-Chem.

<i>Datos</i>	<i>Media [mm/día]</i>	<i>Sesgo medio [mm/día]</i>	<i>% sesgo (relativo a E-OBS)</i>
<b>Percentil 90 (E-OBS)</b>	5.02	-	-
<b>WRF</b>	5.10	1.13	22.51
<b>WRF-Chem</b>	5.06	1.06	21.11
<b>Percentil 95 (E-OBS)</b>	8.02	-	-
<b>WRF</b>	8.00	1.55	19.33
<b>WRF-Chem</b>	7.93	1.46	18.20
<b>Percentil 99 (E-OBS)</b>	15.95	-	-
<b>WRF</b>	16.43	3.33	20.88
<b>WRF-Chem</b>	16.34	3.17	19.87

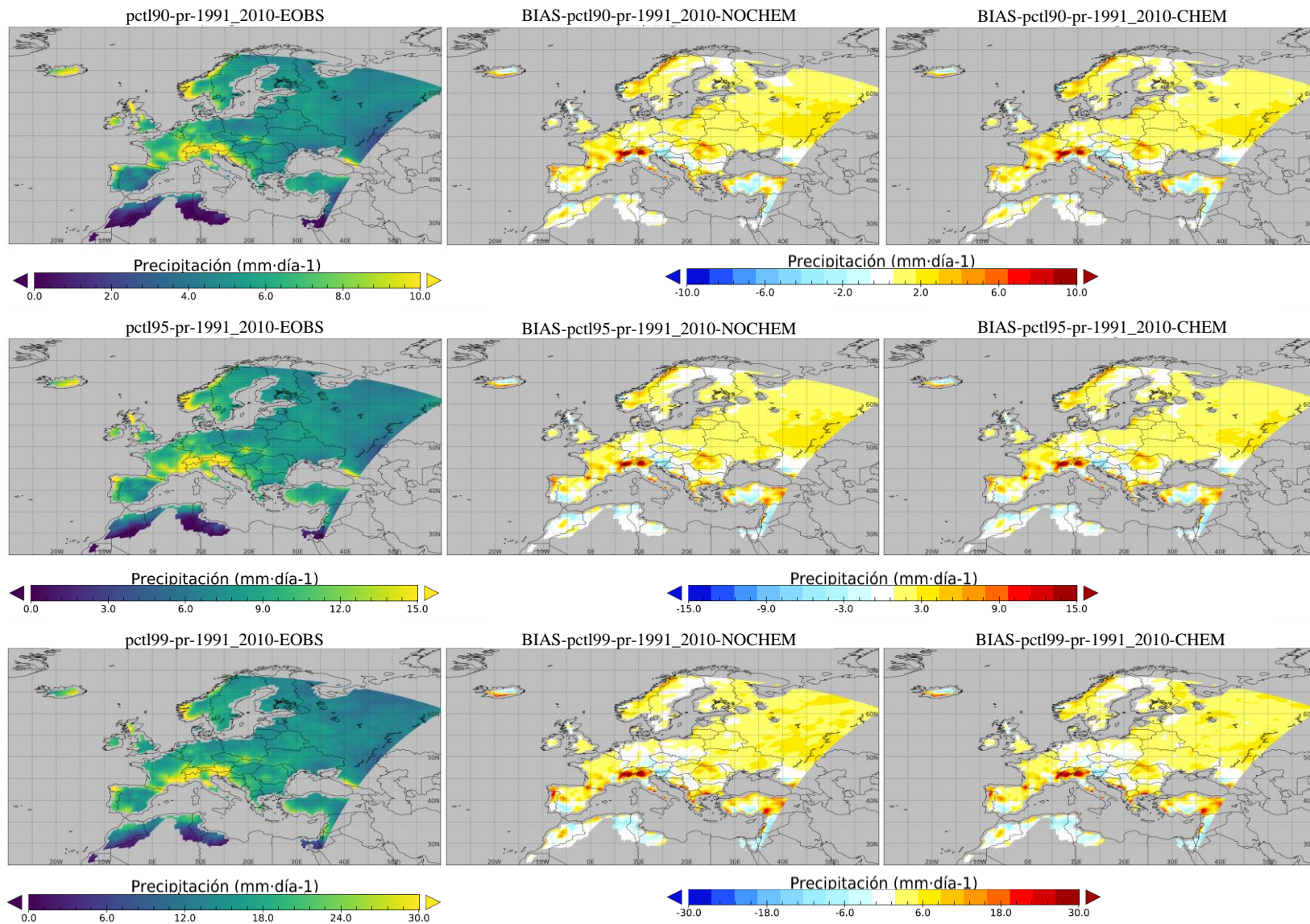
Se observa que los modelos sobrestiman el promedio espacial del percentil 90 de precipitación (ver Tabla 6), observándose un sesgo medio del orden de 1 mm/día, suponiendo un 22.51 % de error respecto a las observaciones para WRF y de 21.11 % para WRF-Chem. Sin embargo, los valores resultantes para el percentil 95, generan unas desviaciones de las simulaciones de 1.55 mm/día para WRF (correspondiente a un 19.33 %) frente a 1.46 mm/día en el caso WRF-Chem (18.20 %), por lo que en este percentil el sesgo disminuye ligeramente, manteniéndose la tendencia a una menor sobrestimación en el modelo que engloba la química atmosférica (WRF-Chem).

Para precipitaciones de una gran intensidad, como las recogidas en el percentil 99, se observa que los modelos WRF y WRF-Chem generan sesgos medios de 3.33 mm/día y 3.17 mm/día respectivamente, llegando a encontrarse diferencias de más de 40 mm/día en algunos puntos del dominio. Aunque el valor medio del sesgo se incrementa en percentiles altos, su valor porcentual se mantiene relativamente constante, siendo menor este valor para el modelo WRF-Chem (19.87 %) respecto a WRF (20.88 %). Por lo tanto, se observa como para todos los niveles de percentil examinados, el modelo WRF-Chem genera una sobrestimación entorno a un 1 % menor que el modelo sin química.

En cuanto a la distribución espacial de los datos (Figura 13), aparecen patrones similares a los observados anteriormente en los valores medios. Además, la simulación del modelo WRF respecto a los de WRF-Chem, no muestra importantes diferencias de sesgo. Se observa que las mayores discrepancias de los modelos respecto a las observaciones se dan en las zonas montañosas, principalmente la cordillera de Los Alpes, ocurriendo este mismo sesgo, pero a menor escala, en los Pirineos.

Una vez realizada la validación de los datos simulados se procedió al análisis de las características de la precipitación de estos, mediante los índices climáticos que se ejecutaron (ver sección 2.3. *Índices climáticos*), mostrándose los resultados numéricos para todos ellos, de manera conjunta, en la Tabla 7.

El primero de ellos es el correspondiente al número de días húmedos consecutivos (índice ECACWD), con precipitación mayor a 1 mm/día. Su distribución espacial se muestra en la Figura 14. Este índice nos permite evaluar la capacidad del modelo en reproducir la frecuencia de eventos extremos y comparar si la menor precipitación en el módulo WRF-Chem se debe a un menor número de días húmedos (con precipitación superior a 1 mm/día).



**Figura 12.** Representación de los percentiles 90 (primera fila), 95 (segunda fila) y 99 (tercera fila) para la media de las observaciones (columna izquierda) y sesgo de la simulación NOCHEM (columna central) y CHEM (columna derecha).

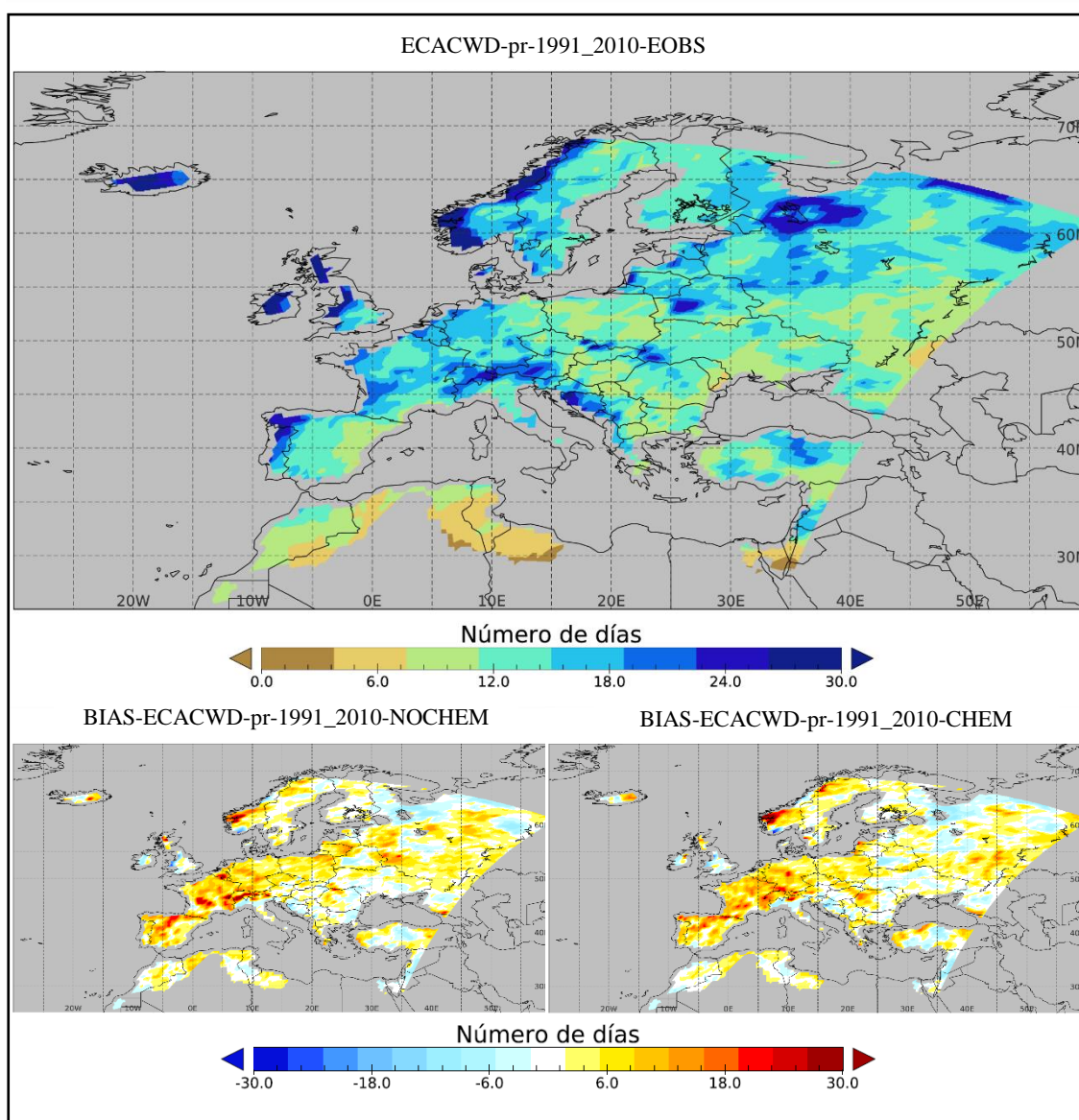
**Tabla 7.** Sumario estadístico correspondientes a los índices climáticos calculados. Se muestra el valor medio para la observación, el nivel de sesgo medio para el modelo WRF (NOCHEM – EOBS) y para WRF-Chem (CHEM – EOBS), así como el valor porcentual de este sesgo.

	<i>Media EOBS</i>	<i>Sesgo NOCHEM –EOBS</i>	<i>% sesgo</i>	<i>Sesgo CHEM –EOBS</i>	<i>% sesgo</i>
<b>ECACWD [días]</b>	13.65	2.72	19.93	2.56	18.75
<b>ECACWD [periodo]</b>	50.93	21.25	41.72	19.73	38.74
<b>ECAPD10 [días]</b>	243.65	106.83	43.85	101.24	41.55
<b>ECAPD20 [días]</b>	45.40	35.22	77.58	34.32	75.59
<b>ECAPD30 [días]</b>	11.28	15.38	136.35	15.38	136.35
<b>ECASDII 10 [mm/día]</b>	15.37	1.68	10.93	1.76	11.45
<b>ECASDII 20 [mm/día]</b>	26.08	3.30	12.65	3.66	14.03
<b>ECASDII 30 [mm/día]</b>	36.79	5.58	15.17	6.39	17.37

Como puede verse en la figura existen diferencias en cuanto al número de días de lluvia consecutivos entre las simulaciones y las observaciones.

El sesgo medio de las simulaciones es aceptable (2.72 días para WRF y 2.56 días para WRF-Chem). Esta variación respecto a las observaciones es del 19.93 % para el modelo sin química y de 18.73 % para el que incorpora la química, encontrándose nuevamente una reducción de la sobrestimación por parte del modelo WRF-Chem, del orden de un 1 % respecto a las observaciones. Sin embargo, los valores máximos y mínimos de este sesgo si son importantes, ya que están por encima de 30 días de variación.

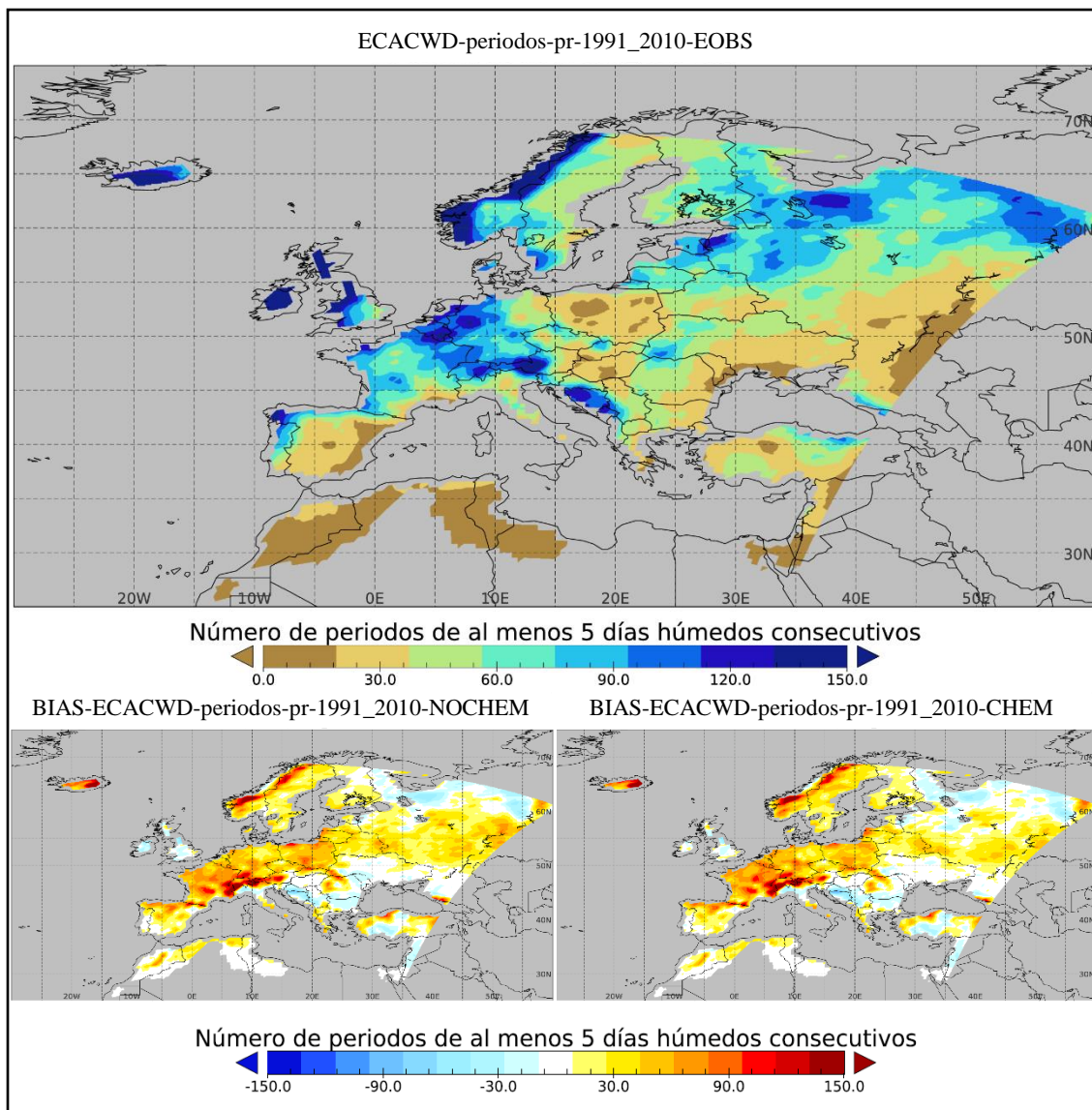
Destaca el alto sesgo en las elevaciones de los Alpes y los Pirineos, llegando encontrarse diferencias de más de 30 días con respecto a las observaciones, si consideramos que el orden de magnitud de las observaciones para esa zona es de 20 a 30 días. Si bien es cierto que en estas zonas existe un importante sesgo, el modelo WRF-Chem presenta una menor sobrestimación respecto a WRF, por lo que la inclusión de los aerosoles en estas zonas estaría mejorando la capacidad de simulación. Otro sector especialmente problemático, en el que las simulaciones sobrestiman a las observaciones es la costa de Noruega y el sur de Francia. En este último punto, por el contrario, se aprecia un ligero incremento del sesgo en la simulación del modelo WRF-Chem con respecto a WRF.



**Figura 13.** Representación del índice ECACWD para la precipitación media en las observaciones (superior) y sesgo de las simulaciones NOCHEM (inferior izquierda) y CHEM (inferior derecha).

Este índice ECACWD también muestra el número de periodos en los que ha habido más de 5 días consecutivos con precipitación (ver Figura 15). Se muestran patrones similares a los del índice anterior, casi sin diferencias entre el modelo WRF-Chem y WRF.

Aunque espacialmente se muestran patrones similares a los de la otra variable de este índice, sus valores medios presentan una mayor desviación respecto a la media (recogido en la anterior Tabla 7), llegando a sesgos medios de en torno a 20 periodos, con máximos de más de 150 periodos en localizaciones en las que las observaciones presentan valores de ese mismo orden de magnitud, lo que supone una sobrestimación del 41.72 % para



**Figura 14.** Representación del índice ECACWD para periodos de al menos 5 días consecutivos con más de 1 mm de precipitación, para la precipitación media en las observaciones (superior) y sesgo de las simulaciones NOCHEM (inferior izquierda) y CHEM (inferior derecha).

WRF y de 38.74 % para WRF-Chem. Aunque estos niveles de sesgo son importantes, nuevamente la inclusión de la química atmosférica mejora el resultado de la simulación. Especialmente, un ejemplo claro de la sobrestimación se observa en la cordillera de Los Alpes, donde se observan los mayores sesgos junto a las mayores observaciones. Esto se traduce en una clara sobrestimación de los modelos para estas zonas montañosas.

Tras este primer análisis, el estudio se centró en comprobar la capacidad del modelo en la reproducción de la precipitación a diferentes niveles de intensidad, estableciendo los 3 intervalos descritos anteriormente. Para tal fin se generaron los índices ECAPD10, ECAPD20, ECAPD30, que muestran el número de días en los que la precipitación superó

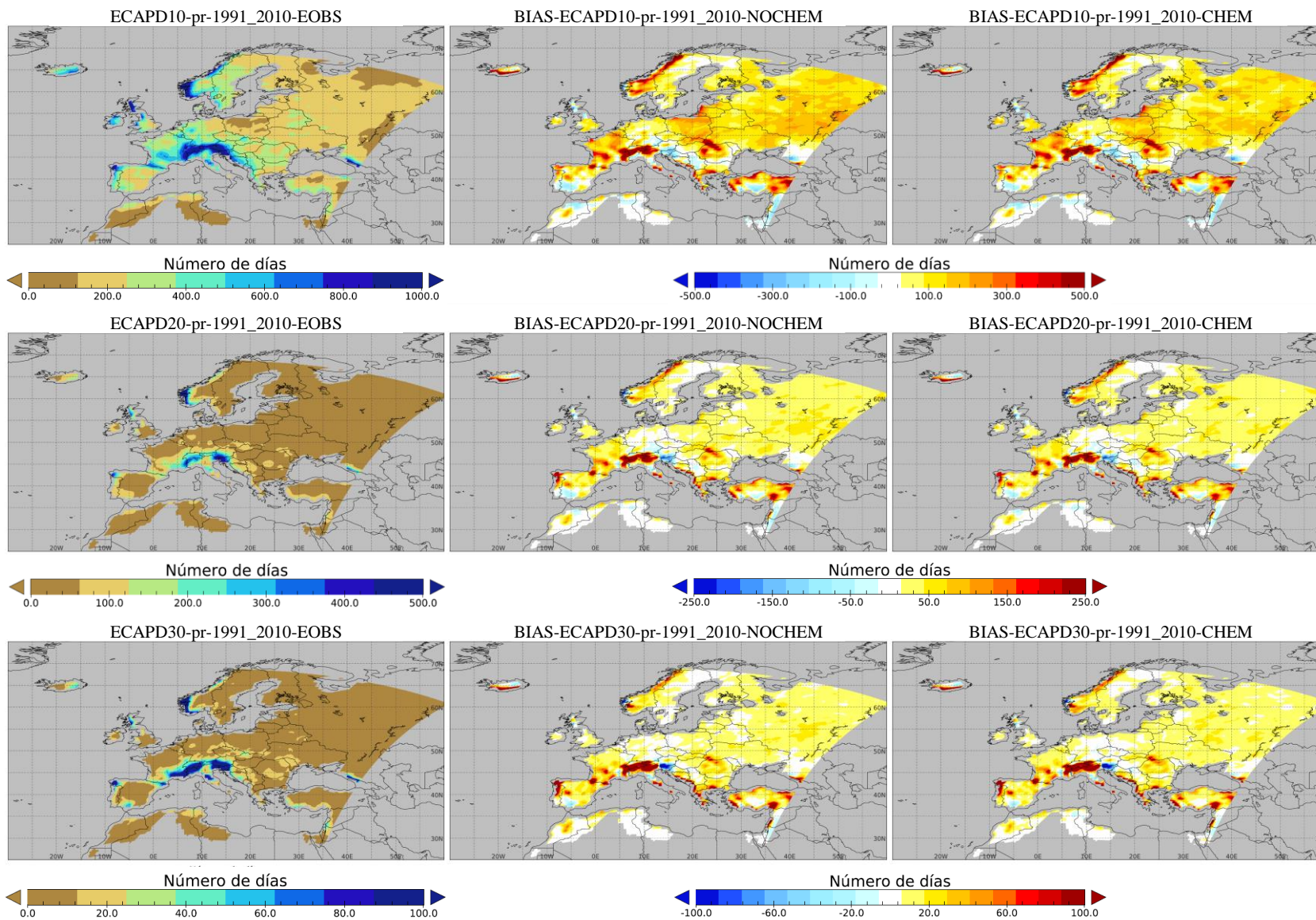
el umbral diario definido en 10, 20 y 30 mm/día. En el sumario estadístico de los índices (Tabla 7), se observa como los valores de sesgo incrementan junto con la intensidad del índice. En el caso del índice ECAPD10 se obtuvo un sesgo de 106.83 días para la simulación sin química (WRF) sobre una media de 243.65 días observados, lo que equivale a un error del 43.85 % para este modelo. Al integrar la química en el modelo WRF-Chem este sesgo se reduce hasta 101.24 días, equivalente a un 41.55 %, por lo que su integración en niveles de precipitación débil mejora la simulación respecto al modelo sin química, aunque con niveles considerables de error. Si elevamos la intensidad de la precipitación estudiada a 20 mm/día mediante el índice ECAPD20 se observa cómo estos sesgos se incrementan notablemente, hasta un 77.58 % para WRF y 75.59 % para WRF-Chem. En un umbral de extrema intensidad, correspondiente al índice ECAPD30, los niveles de sesgo se disparan hasta el 136.35 % para ambas simulaciones, lo que indica que las simulaciones no son capaces de reproducir el número de días con alta intensidad de precipitación observados.

Estas grandes sobrestimaciones pueden venir dadas por los motivos expuestos anteriormente, relativos a la calidad de la base de datos E-OBS en las zonas montañosas, las cuales presentan grandes registros de precipitación que no quedan contempladas en las observaciones. Además, como se expone en el apartado 2.1. *Observaciones E-OBS* el proceso de interpolado de los datos de estaciones genera una reducción de los valores extremos de precipitación, reduciendo el área en la que estos se desarrollan en hasta un 60 %. Este hecho explicaría el incremento del sesgo y la sobrestimación de ambos modelos al incrementarse la intensidad de la precipitación.

Por tanto, en niveles de precipitación débil los modelos siguen sobrestimando generalizadamente los valores de las observaciones, pero encontrándose una ligera reducción del sesgo en las simulaciones de WRF-Chem respecto a WRF. La sobreestimación del modelo en ambos modelos se dispara al incrementarse la intensidad de la precipitación por encima de 20 mm/día.

La representación gráfica de estos índices puede verse en la Figura 16. Esta permite comparar ambas simulaciones y observar como su capacidad de simulación espacial es bastante similar para los tres niveles de precipitación. Se observan ligeras disminuciones de sesgo en las regiones centrales de Europa, mientras que las zonas montañosas siguen generando una importante sobrestimación respecto a las observaciones.





**Figura 15.** Representación del índice ECAPD en los niveles de 10 (primera fila), 20 (segunda fila) y 30 mm (tercera fila), para la precipitación media de las observaciones (izquierda) y sesgo de la simulación NOCHEM (centro) y CHEM (derecha).

Ya que la simulación para el número de días no permite observar una mejora clara de un modelo frente a otro en la capacidad de simulación de precipitaciones de alta intensidad, se ejecutó un índice capaz de medir la intensidad de lluvia, como es ECASDII. Este índice calcula la intensidad media de la precipitación en los días que se supera un cierto umbral, que nuevamente son 10, 20 y 30 mm/día. De este modo se obtiene una imagen de la intensidad de la precipitación y su distribución espacial, lo que permite estudiar el comportamiento de los modelos citados ante distintos grados de intensidad en la precipitación (ver Figura 17). Los valores de sesgo medio para la simulación de este índice quedan recogidos en la anterior Tabla 7. En el caso del índice ECASDII10 se obtuvo que, para el modelo WRF, el sesgo fue de 1.68 mm/día sobre un valor medio observado de 15.37 mm/día, lo que se traduce en una sobrestimación del 10.93 %. Por el contrario, en la simulación correspondiente a WRF-Chem esta sobrestimación sube ligeramente, hasta 1.76 mm/día, es decir, un 11.45 %.

En el caso del índice ECASDII20 se obtuvo un valor para E-OBS de 26.08 mm/día, con un sesgo de 3.30 mm/día para el modelo sin química (WRF) y de 3.66 mm/día para el modelo con química (WRF-Chem). Este sesgo supone una sobrestimación del 12.65 % y 14.03 % respectivamente. Se observa como para este índice se invierte la tendencia a una menor sobrestimación al añadir la química atmosférica al modelo.

Para el índice ECASDII30 se obtuvo un valor medio de 36.79 mm/día para los datos observados (E-OBS), mientras que los modelos presentaron un sesgo de 5.58 mm/día para WRF y de 6.39 mm/día para WRF-Chem. Esto supone una sobrestimación del 15.17 % y 17.37 % respectivamente. Aunque este índice presenta una menor sobrestimación respecto a las observaciones, es decir, los modelos lo reproducen con mayor certeza, la inclusión de la química no genera una mejora de esta reproducción.

Por lo tanto, al evaluar la intensidad de las precipitaciones y no el número de días en los que esta se registra, el comportamiento de los modelos varía, produciéndose mayores sobrestimaciones al incorporar la química (es decir, en el modelo WRF-Chem).

En cuanto a la distribución espacial de este índice (Figura 17) cabe destacar que para el modelo WRF-Chem se reduce el sesgo en algunos puntos, como el centro de Francia, para el intervalo de 20 mm/día, donde se observa una ligera reducción de la anomalía existente. Por el contrario, en algunas zonas el modelo WRF-Chem genera un mayor sesgo respecto a las observaciones, como es la parcela este del domino, correspondiente a la región occidental de Rusia, donde la calidad de las observaciones y su veracidad

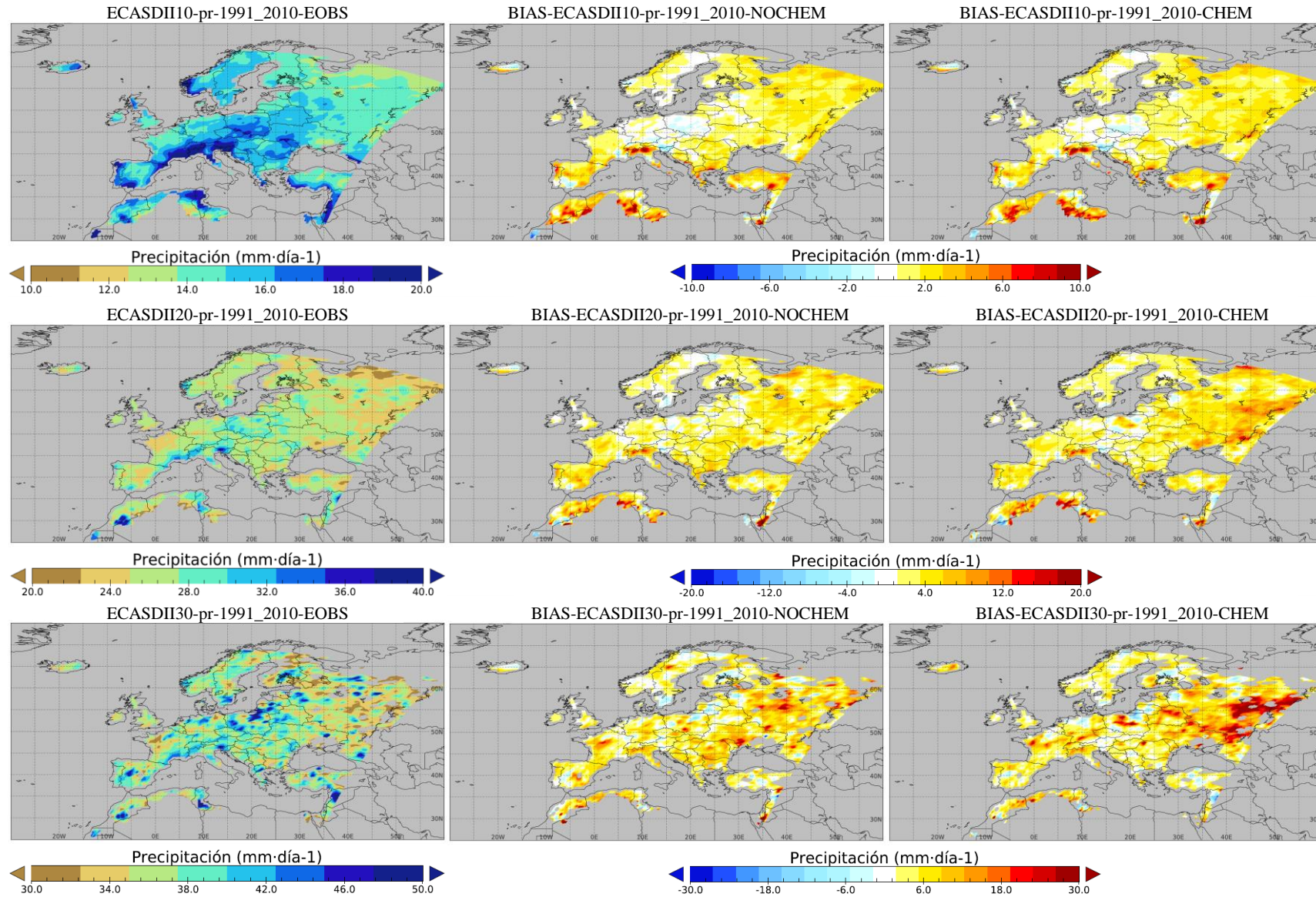
queda en entredicho por la baja densidad de estaciones y dificultad de medición, por lo que la validación de las observaciones en esta zona no resulta fiable, pudiendo incurrir los modelos en una clara sobrestimación de la precipitación de estas zonas.

Aunque pueda parecer que este resultado va en contra de lo visto hasta este momento, la mayor sobrestimación por parte del modelo WRF-Chem respecto a WRF puede ser lógica. Los índices estudiados anteriormente evalúan el número de días en los que se produce precipitación (sujeta a unos determinados umbrales de intensidad) y en ellos, el modelo con química ha generado un menor porcentaje de sesgo de manera generalizada. Esto se traduce en que el modelo WRF-Chem está estimando un número menor de días en los que hay precipitación que el modelo WRF. Si tenemos en cuenta que los valores medios climatológicos estudiados al principio de esta sección muestran unas diferencias mínimas entre ambos modelos y, por otra parte, el estudio de los índices indica que el modelo WRF-Chem estima un menor número de días con lluvia, la intensidad de la precipitación (medida mediante el índice ECASDII) recogida en este modelo ha de ser necesariamente mayor para cumplir la premisa de igualdad en los valores climáticos.

### **3.2. Valor añadido de la química atmosférica en simulaciones climáticas**

La siguiente parte del estudio planteó comprobar si la mejora existente en la simulación de eventos extremos de precipitación presenta una magnitud igual o superior a la de la modificación de otras variables que requieren un menor coste computacional, como es el caso de la microfísica que empleen estos modelos. Una vez implementada la metodología descrita en el apartado 2.4. *Influencia de la modificación de las condiciones microfísicas de las simulaciones en eventos concretos* se obtuvo el resultado mostrado en la Tabla 8. Esta muestra los valores de sesgo para la simulación del evento de precipitación de agosto de 2002 en centro Europa, para los modelos WRF y WRF-Chem formulados con dos esquemas distintos de microfísica, por un lado, la microfísica de Lin y por otro la de Morrison.

Estos resultados indican que el sesgo medio para las simulaciones del modelo WRF está en torno a -0.50 mm/día (-0.42 mm/día con microfísica de Lin y -0.53 mm/día con Morrison), lo que supone una subestimación de los modelos del 19.72 % y 24.88 % respectivamente.



**Figura 16.** Representación del índice ECASDII en los niveles de 10 (primera fila), 20 (segunda fila) y 30 mm (tercera fila), para la precipitación media de las observaciones (columna izquierda) y sesgo de las simulaciones NOCHEM (columna central) y CHEM (columna derecha).

El sesgo medio resultante es bastante parecido entre ambos esquemas de microfísica, generando un menor sesgo en el caso del esquema de Lin, por lo que puede afirmarse que en ausencia de interacciones químicas la microfísica de Lin se ajusta mejor a la simulación de la precipitación extrema.

Sin embargo, al contrastar estos datos con los que arroja el modelo WRF-Chem se observa como este disminuye en gran medida el sesgo medio, pasando a valores de 0.06 mm/día para la microfísica de Lin (2.82 % respecto a las observaciones) y 0.04 mm/día para la de Morrison (1.88 % respecto a las observaciones). Esta reducción de sesgo viene acompañada de un cambio de signo, por lo que el modelo con química genera una leve sobrestimación de la precipitación.

**Tabla 8.** Valores de precipitación para las observaciones (E-OBS) en el evento de agosto de 2002. Sesgo para las simulaciones del modelo WRF (sin química) y WRF-Chem (con química) para el esquema de microfísica de Lin (LIN) y de Morrison (MOR).

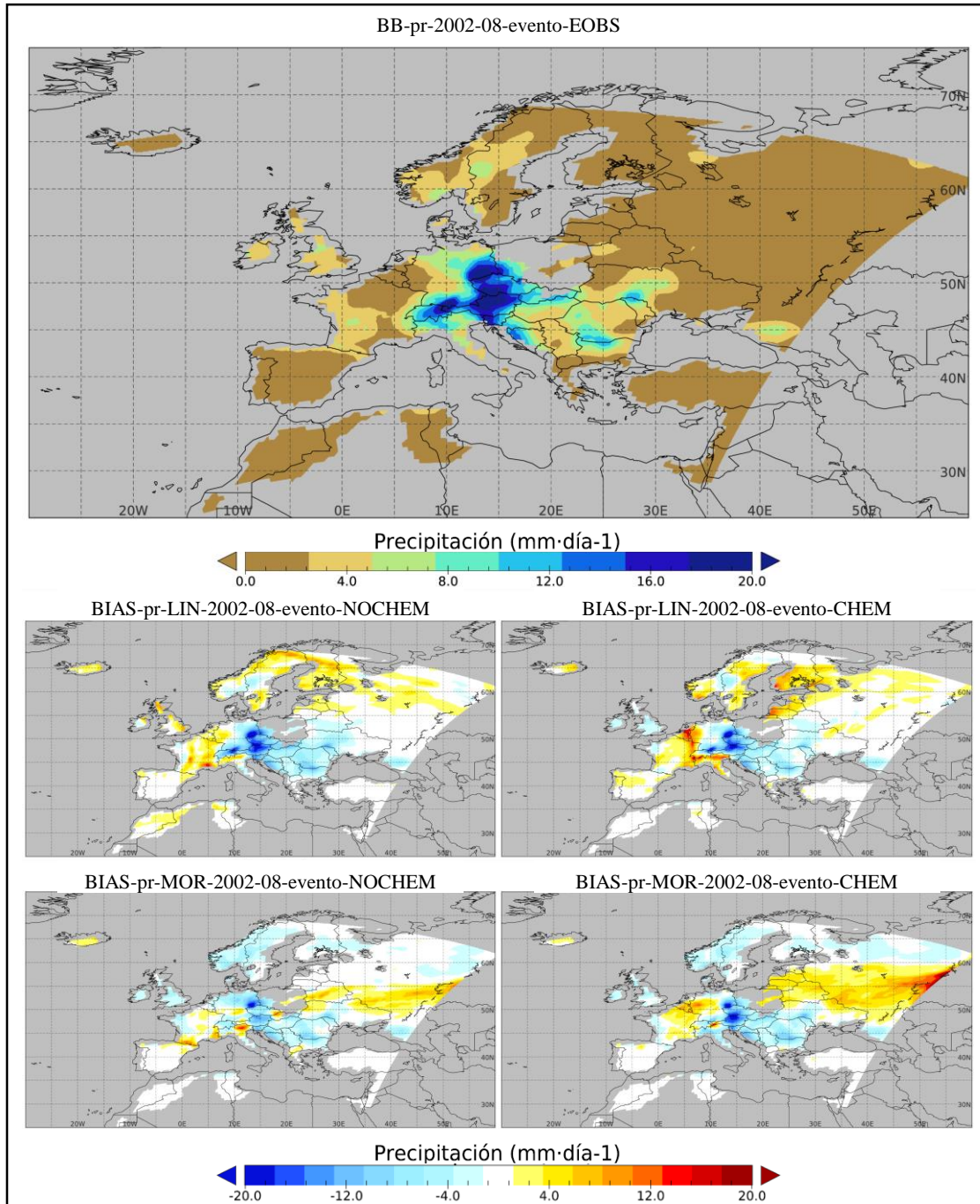
<i>Datos</i>	<i>Media</i> [mm/día]	<i>Sesgo medio</i> [mm/día]	<i>% sesgo</i> (relativo a E-OBS)
E-OBS	2.13	-	-
<b>LIN</b>	WRF	-0.42	-19.72
	WRF-Chem	0.06	2.82
<b>MOR</b>	WRF	-0.53	-24.88
	WRF-Chem	0.04	1.88

Sin embargo, al estudiarse la distribución espacial de la precipitación, se observa como esta difiere en gran medida de los datos observados (Figura 18). Las precipitaciones más intensas se desarrollaron en la región central de Europa, de acuerdo con los datos de E-OBS, pero los modelos climáticos generan un importante sesgo negativo en esa zona, por lo que no captan correctamente este evento de grandes precipitaciones (la subestiman).

Como se ha visto, el sesgo medio de las simulaciones es cercano a 0 mm/día, por lo que no varía en gran medida la cantidad de lluvia, pero si su distribución espacial, ya que se observan importantes sesgos positivos en la frontera entre Francia y Alemania, así como la región más oriental de Europa.

A pesar de este desfase en la localización de la precipitación se observa claramente como la microfísica de Morrison es capaz de generar una mejor estimación de la precipitación en todo el dominio. Además, dentro de las simulaciones con microfísica de Morrison se

aprecia cierta mejoría en la capacidad de reproducción en el modelo WRF, por lo que indicaría que la inclusión de las interacciones de la química atmosférica en el análisis de eventos extremos de precipitación no genera un valor añadido a estas, contrariamente a lo que indican los valores medios anteriores.



**Figura 17.** Representación gráfica de la media de precipitaciones para el evento de lluvias torrenciales de 2002 (figura superior) y sesgo de las simulaciones WRF (figuras inferiores izquierdas) y WRF-Chem (figuras inferiores derechas) para la microfísica de Lin (fila superior) y Morrison (fila inferior).

## 4. CONCLUSIONES

Tras la realización del presente estudio se obtuvo una serie de resultados, de cuyo análisis se pueden extraer diversas conclusiones claras, las cuales son expuestas a continuación.

- En el análisis climático de la precipitación para el periodo descrito se puede afirmar que los modelos evaluados (WRF y WRF-Chem) sobreestiman los valores de precipitación con respecto a las observaciones E-OBS. Dicha sobreestimación se encuentra en torno a 0.51 mm/día para el modelo WRF y 0.47 mm/día para WRF-Chem. Esto supone que las simulaciones tienden a sobreestimar la precipitación alrededor de un 30 %, siendo esta levemente menor cuando los procesos químicos son incluidos (29.75 % en WRF-Chem, frente a 32.28 % para el modelo WRF).
- Por lo tanto, en análisis climáticos que engloben un periodo largo de tiempo, la inclusión de las interacciones de la química atmosférica no repercute en una mejora de la simulación palpable, más si cabe al considerar el incremento del coste computacional (de hasta 10 veces) que esto supone.
- En cuanto a la distribución espacial de los errores, se observa que para ambas simulaciones (con y sin química) es bastante similar. Existe un sesgo positivo en todo el dominio, con valores de mayor magnitud en regiones montañosas, de importante componente orográfica, como es el caso de la cordillera de Los Alpes y es sistema montañoso de Los Pirineos. Esto puede deberse a la menor densidad de observaciones en estos puntos, y a que el proceso de interpolado de las observaciones E-OBS genera un importante suavizado de los valores más altos, los cuales están ligados a altitudes elevadas. Otro factor que influye en este resultado es la alta resolución espacial de los modelos, que no permite captar buena parte de las precipitaciones orográficas.
- El análisis de los percentiles 90, 95 y 99 muestra también una sobreestimación en ambas simulaciones. Para estos percentiles la precipitación se incrementa entorno a un 20% con respecto a las observaciones, lo que indica que los sesgos son porcentualmente menores para valores extremos que para las medias.
- En cuanto al análisis del número de días consecutivos con precipitación, medido mediante el índice ECACWD, se observa nuevamente que las simulaciones sobreestiman los datos observados. La simulación con química reduce ese sesgo

en el macizo central de Francia, en Bruselas y en los Alpes. Sin embargo, el sesgo para estas simulaciones con WRF-Chem es mayor en el centro de Alemania (valle de Rin) que en las simulaciones sin química (WRF).

- Cuando se estudia el número de días con precipitación superior a un determinado umbral (índice ECAPD), las simulaciones sobreestiman el número este número de días, generando un sesgo algo mayor para la simulación sin química (WRF). Este hecho nos permite rechazar dos hipótesis:
  - a) La sobreestimación de las simulaciones no se debe únicamente a que los modelos suelen tener menos registros de precipitación nula, sino a que también simulan un número mayor de días húmedos.
  - b) El hecho de que las simulaciones del modelo WRF-Chem (con química) presenten una menor precipitación se debe a que desarrolla menos días húmedos.
- Se observa que la reproducción de tendencias en la precipitación ofrece peores resultados que la reproducción de fenómenos, como se observa en los índices ECACWD y ECAPD. En el caso de ECACWD se observan sobrestimaciones de entorno a un 40 % de días, mientras que para ECAPD, si el umbral es mayor a 20 mm/día los sesgos comienzan a superar el valor medio observado (comienza a ser superior al 100 %).
- En cuanto a la intensidad de la precipitación, medida mediante el índice ECASDII, se observó que el modelo WRF-Chem generó mayores sobrestimaciones, especialmente significativas para el nivel de 30 mm/día, donde el sesgo medio fue de 17.37 % respecto a E-OBS, por un 15.17 % de WRF. Este hecho indica que, al haber una menor sobrestimación del número de días, la precipitación recogida en estos por el modelo WRF-Chem es ligeramente mayor, ya que el valor medio de precipitación de todo el registro temporal no presenta importantes diferencias entre ambos modelos.
- El estudio del evento de 2002 indica que los modelos reproducen con bastante acierto en eventos concretos los valores de precipitación. Esto ocurre en ambos esquemas de microfísica, con sesgos cercanos al 0 % en WRF-Chem y de -0.50 % en WRF. Sin embargo, la distribución geográfica de esta precipitación no es reproducida con tanto acierto, respecto a las observaciones, ya que las zonas de



mayor precipitación en E-OBS presentan mayores valores de subestimación.

- Este hecho indica que el uso de dominios europeos, como requieren la mayoría de los proyectos europeos, para la simulación de eventos de precipitación extrema no es óptimo, ya que el modelo olvida las condiciones de contorno y de realimentación.

Del mismo modo, a través de este estudio se pudo comprobar las limitaciones y dificultades que presenta el uso de la base de datos E-OBS, debido al suavizado de los valores extremos y la falta de datos fiables en algunos puntos del dominio, como consecuencia de la baja densidad de estaciones de muestreo en dichas zonas.

El presente documento abre la puerta a otros posibles estudios que arrojen un mayor conocimiento sobre los procesos relacionados con la precipitación extrema y su modelización, a fin de complementen al presente y obtener el máximo conocimiento en la materia.

## REFERENCIAS

Albrecht, B. A. 1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245: 1227-1230.

Bates, B. C., Kundzewicz, Z. W., Wu, S. & Palutikof, J. P. 2008. *El Cambio Climático y el Agua*. Documento técnico del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. Secretaría del IPCC, Ginebra, 224 págs.

Baró, R. 2017. *Analysis of the aerosol-radiation-cloud interactions through the use of regional climate/chemistry coupled models*. Universitat Politècnica de Catalunya.

Boubel, R. W., Vallero, D., Fox, D. L., Turner, B. & Stern, A. C. 1994. *Fundamentals of Air Pollution*. California: Academic Press Inc.

Carrio, G. G. & Cotton, W. R. 2011. Investigations of aerosol impacts on hurricanes: virtual seeding flights. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11: 2557-2567. DOI: 10.5194/acp-11-2557-2011.

Castro, M. 2017. Modelos climáticos globales y regionales Escenarios cambio de cambio climático en Europa. Universidad de Castilla-La Mancha. Disponible en: [http://www2.aemet.es/web/sup/ciencia/divulga/escen\\_curso/pdf/Castro.pdf](http://www2.aemet.es/web/sup/ciencia/divulga/escen_curso/pdf/Castro.pdf). Consultado el 07/12/2017.

Cavicchia, L. & Von Storch, H. 2012. The simulation of medicanes in a high-resolution regional climate model. *Climate dynamics*, 39(9-10): 2273-2290.

Cavicchia, L., Von Storch, H. & Gualdi, S. 2014. A long-term climatology of medicanes. *Climate dynamics*, 43(5-6): 1183-1195.

Charlson, R., Schwartz, S., Hales, J., Cess, R., Coakley, J., Hansen, J. & Hofmann, D. 1992. Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255(5043):423–430.

Chung, C. E. 2012. Aerosol Direct Radiative Forcing: A Review. In Abdul-Razzak, H., editor, *Atmospheric Aerosols-Regional Characteristics-Chemistry and Physics*. InTech.

Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J. L., Fichefet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W. J., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Tebaldi, C., Weaver A. J. & Wehner, M. 2013. Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on*

*Climate*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... & Bechtold, P. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656): 553-597.

Dulière, V., Zhang, Y. & Salathé Jr, E. P. 2011. Extreme precipitation and temperature over the US Pacific Northwest: A comparison between observations, reanalysis data, and regional models. *Journal of Climate*, 24: 1950-1964. DOI: 10.1175/2010JCLI3224.1.

Emanuel, K. A. 1994. Atmospheric convection. Oxford University Press on Demand.

Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M. & Van Dorland, R. 2007. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, United States of America.

Gaertner, M. Á., González-Alemán, J. J., Romera, R., Domínguez, M., Gil, V., Sánchez, E., ... & Somot, S. 2016. Simulation of medicanes over the Mediterranean Sea in a regional climate model ensemble: impact of ocean–atmosphere coupling and increased resolution. *Climate Dynamics*, 1-17. DOI: 10.1007/s00382-016-3456-1.

García-Valdecasas-Ojeda, M., Franciscis, S. D., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y. & Esteban-Parra, M. J. 2016. *Evaluación de simulaciones de la precipitación en clima presente usando el modelo WRF en la Península Ibérica*. X Congreso Internacional AEC: Clima, sociedad, riesgos y ordenación del territorio. DOI: 10.14198/XCongresoAECALicante2016-42.

Grell, G. A. 1993. Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations. *Monthly weather review*, 121: 764–787.

Grell, G. A. & Devenyi, D. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, 29: 1693.

Grell, G. A., Peckham, S. E., Schmitz, R., McKeen, S. A., Frost, G., Skamarock, W.

C. & Eder, B. 2005. Fully coupled “online” chemistry within the WRF model. *Atmospheric Environment*, 39(37): 6957–6975.

Grell, G. & Baklanov, A. 2011. Integrated modeling for forecasting weather and air quality: A call for fully coupled approaches. *Atmospheric Environment*, 45(38): 6845–6851.

Harvey, D., Gregory, J., Hoffert, M., Jain, A., Lal, M., Leemans, R., Raper, S., Wigley, T. & De Wolde, J. 1997. *Introducción a los modelos climáticos simples utilizados en el Segundo Informe de Evaluación del IPCC*. Grupo intergubernamental de expertos sobre el cambio climático. Disponible en <https://www.ipcc.ch/pdf/technical-papers/paper-II-sp.pdf>. Consultado el 09/12/2016.

Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D. & New, M. 2008. A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113: D20119. DOI: 10.1029/2008JD010201.

Hong, S. Y., Noh, Y. & Dudhia, J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly weather review*, 134(9), 2318-2341.

Houghton, J. T., Meira-Filho L. G., Griggs, D. J. & Maskell, K. 1997. *Introducción a los modelos climáticos simples utilizados en el Segundo Informe de Evaluación del IPCC*. Grupo intergubernamental de expertos sobre el cambio climático. Disponible en <https://www.ipcc.ch/pdf/technical-papers/paper-II-sp.pdf> Consultado el 24/01/2018.

Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A. & Collins, W. D. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research*, 113: D13103.

Jiménez, P. A., Dudhia, J., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Montávez, J. P. & García-Bustamante, E. 2012. A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Monthly weather review*, 140(3): 898-918.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... & Zhu, Y. 1996. The NCEP/NCAR reanalysis 40-year project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3): 437-471.

Kalnay, E. 2012. *Los reanálisis. Calentamiento Global y Fenómenos Climáticos Extremos*. Universidad de Maryland. Disponible en:

<https://www.atmos.umd.edu/~ekalnay/pubs/PuertoRicoReanalysisKalnay.ppt.pdf>.

Consultado el 09/12/2017.

Kirtman, B., Power, S. B., Adedoyin, J. A., Boer, G. J., Bojariu, R., Camilloni, I., Doblas-Reyes, F. J., Fiore, A. M., Kimoto, M., Meehl, G. A., Prather, M., Sarr, A., Schär, C., Sutton, R., Van Oldenborgh, G. J., Vecchi, G. & Wang, H. J. 2013. Near-term Climate Change: Projections and Predictability. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Lin, Y. L., Farley, R. D. & Orville, H. D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(6): 1065-1092.

López-Romero, J. M., Baró, R., Palacios-Peña, L., Jerez, S., Jiménez-Guerrero, P. & Montávez, J. P. 2016. Impact of resolution on aerosol radiative feedbacks with in online-coupled chemistry/climate simulations (WRF-Chem) for EURO-CORDEX compliant domains. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vol. 18, p. 14402.

Mass, C. F. 1981. Topographically-forced convergence in western Washington State. *Monthly Weather Review*, 109: 1335–47.

Maussion, F., Scherer, D., Finkelnburg, R., Richters, J., Yang, W. & Yao, T. 2011. WRF simulation of a precipitation event over the Tibetan Plateau, China-an assessment using remote sensing and ground observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(6): 1795.

Messmer, M., Gómez-Navarro, J. J. & Raible, C. C. 2015. Climatology of Vb cyclones, physical mechanisms and their impact on extreme precipitation over Central Europe. *Earth system dynamics*, 6(2): 541.

Morrison, H., Thompson, G. & Tatarskii, V. 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: 991–1007.

Myhre, G., Shindell, D., Breon, F. M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J. F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T. & Zhang, H. 2013. Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. *Climate*

*Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA.

Nissen, K. M., Ulbrich, U. & Leckebusch, G. C. 2013: Vb cyclones and associated rainfall extremes over Central Europe under present day and climate change conditions. *Meteorologische Zeitschrift*, 22(6): 649–660.

Olcina, A.G. & Cantos, J. O. 2017. *Tratado de climatología.* Universidad de Alicante.

Palacios-Peña, L., Baró, R. & Jiménez-Guerrero, P. 2014. *Estudio del efecto directo de los aerosoles atmosféricos sobre Europa.* CONAMA 2014.

Palacios-Peña, L. 2016. *Characterization of the aerosol radiative effects on climate by using on-line regional chemistry-climate models.* Barcelona: Universitat Politècnica de Catalunya.

Poli, P., Hersbach, H., Dee, D. P., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., Laloyaux, P., Tan, D. G., Peubey, C., Thépaut, J., Trémolet, Y., Hólm, E. V., Bonavita, M., Isaksen, M. & Fisher, M. 2016. ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. *Journal of Climate*, 29: 4083–4097. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0556.1.

Puma, M. J., Koster, R. D. & Cook, B. I. 2012 Phenological versus meteorological controls on land-atmosphere water and carbon fluxes. *Journal of Geophysical Research: biogeosciences*, 118: 14–29. DOI: 10.1029/2012JG002088.

Roe, G. H. 2005. Orographic precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33: 645-671. DOI: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122541.

Schell, B., Ackermann, I. J., Hass, H., Binkowski, F. S. & Ebel, A. 2001. Modeling the formation of secondary organic aerosol within a comprehensive air quality model system. *Journal of Geophysical Research*, 106(D22): 28275-28293. DOI: 10.1029/2001JD000384.

Schulzweida, U. & Quast, R. 2015. Climate indices with CDO. *Climate indices of daily temperature and precipitation extremes.* Disponible en: [https://code.mpimet.mpg.de/projects/cdo/embedded/cdo\\_ea.pdf](https://code.mpimet.mpg.de/projects/cdo/embedded/cdo_ea.pdf). Consultado el 05/02/2018.

Skamarock, W. C., Klemp, J.B., Dubhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X. Y., Wang, W. & Powers, J. G. 2008. A description of the advanced research

WRF version 3. *NCAR technical note*, 475:113. DOI:10.5065/D68S4MVH.

Smith, R. B., Jiang, Q., Fearon, M. G., Tabary, P., Dorninger, M., Doyle, J. D. & Benoit, R. 2003. Orographic precipitation and air mass transformation: An Alpine example. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129: 433–54. DOI: 10.1256/qj.01.212.

Stensrud, D. J. 2009. *Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge University Press.

Steppeler, J., Doms, G., Schättler, U., Bitzer, H., Gassmann, A., Damrath, U. & Gregoric, G. 2003. Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82(1): 75–96.

Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Alexander, L. V., Allen, S. K., Bindoff, N. L., Bréon, F. M., Church, J. A., Cubasch, U., Emori, S., Forster, P., Friedlingstein, P., Gillett, N., Gregory, J. M., Hartmann, D. L., Jansen, E., Kirtman, B., Knutti, R., Krishna Kumar, K., Lemke, P., Marotzke, J., Masson-Delmotte, V., Meehl, G. A., Mokhov, I. I., Piao, S., Ramaswamy, V., Randall, D., Rhein, M., Rojas, M., Sabine, C., Shindell, D., Talley, L. D., Vaughan, D. G. & Xie, S. P. 2013. Resumen técnico. En: *Cambio climático 2013. Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

Tewari, M., Chen, F., Wang, W., Dudhia, J., LeMone, M. A., Mitchell, K., Ek, M., Gayno, G., Wegiel, J. & Cuenca, R. H. 2004. Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model. *20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction*, 11–15.

Tebaldi, C., Arblaster, J. M. & Knutti, R. 2011. Mapping model agreement on future climate projections. *Geophysical Research Letters*, 38: L23701.

Twomey, S. 1977. Influence of pollution on shortwave albedo of clouds. *Journal Atmospheric Science*, 34: 1149-1152.

Ulbrich, U., Brücher, T., Fink, A. H., Leckebusch, G. C., Krüger, A. & Pinto, J. G. 2006. The central European floods of August 2002: Part 1–Rainfall periods and flood development. *Weather*, 58(10): 371-377.

Wallace, J. M. & Hobbs, P. V. 2006. *Atmospheric science: an introductory survey*. Academic Press.

Wang, Y., Lee, K. H., Lin, Y., Levy, M. & Zhang, R. 2014. Distinct effects of anthropogenic aerosols on tropical cyclones. *Nature Climate Change*, 4(5): 368. ISO 690.

Zanis, P. 2009. A study on the direct effect of anthropogenic aerosols on near surface air temperatura over southeastern Europe during summer 2000 based on regional climate modeling. *Annales Geophysicae*, 27(10): 3977–3988.

Zea, J., León, G. & Eslava, J. 2001. Aplicación del sistema de asimilación de datos climáticos (CDAS) del proyecto NCEP/NCAR - Reanalysis data set - para fines climatológicos y sinópticos. *Meteorología Colombiana*, 3: 143-150. ISSN 0124-6984.

Zhang, Y. 2008. Online-coupled meteorology and chemistry models: history, current status and outlook. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(11): 2895-2932. DOI: 10.5194/acp-8-2895-2008.