UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID

E.T.S.I. de CAMINOS, CANALES Y PUERTOS

**IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO
SOBRE LOS EVENTOS EXTREMOS DE
PRECIPITACIÓN E INUNDACIONES PARA
EL DISEÑO DE INFRAESTRUCTURAS
HIDRÁULICAS**

TESIS DOCTORAL

Carlos Garijo Sarriá

Ingeniero Civil

2020

**DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL:
HIDRÁULICA, ENERGÍA Y MEDIO AMBIENTE**

E.T.S.I. de CAMINOS, CANALES Y PUERTOS

**IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO
SOBRE LOS EVENTOS EXTREMOS DE
PRECIPITACIÓN E INUNDACIONES PARA
EL DISEÑO DE INFRAESTRUCTURAS
HIDRÁULICAS**

Autor

Carlos Garijo Sarría

Ingeniero Civil

Director

Luis Mediero Orduña

Dr. Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos

Tribunal nombrado por el Magfco. y Excmo. Sr. Rector de la Universidad Politécnica de Madrid, el día de de 2020.

Presidente D.

Secretario D.

Vocal D.

Vocal D.

Vocal D.

Realizado el acto de defensa y lectura de la Tesis el día de de 2020, en

Calificación:.....

EL PRESIDENTE

EL SECRETARIO

LOS VOCALES

NIES

*“Λέγει που Ἡράκλειτος ὅτι « πάντα χωρεῖ καὶ οὐδὲν μένει, » καὶ ποταμοῦ ῥοῇ ἀπεικάζων τὰ ὄντα λέγει ὡς
« δις ἐς τὸν αὐτὸν ποταμὸν οὐκ ἂν ἐμβαίης. » “*
*“Heraclito dice que todo pasa; que nada permanece; y comparando las cosas con el curso de un río, dice que
no puede entrarse dos veces en un mismo río”*

Πλάτων, Κράτιλος, 402a

“Tu ne cede malis, sed contra audentior ito “
“No te rindas ante la adversidad, sino que enfréntala con más audacia”

Virgilio, Libro VI, línea 95

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, me gustaría agradecer a mi director de tesis, por señalarme el camino que debía coger, por transmitirme su pasión por la investigación, siempre con una sonrisa y buenas palabras, por su empuje final para acabar este trabajo y por su amistad y consejos. Sin él, de seguro no habría llegado tan lejos.

A mis compañeros de doctorado y profesores, por acompañarme a lo largo de este tiempo. El camino no ha sido fácil, pero con su ayuda ha sido menos difícil.

A mi novia, por toda la ayuda que me ha brindado a lo largo de este tiempo, apoyandome y animándome en los peores momentos. Sin ella, no habría podido terminar esta tesis.

A mi familia, por estar siempre pendientes de mi, por escuchar mis lamentos y mis alegrías, y por hacerme sentir siempre querido, por muy lejos que este.

A mis amigos, tanto de Madrid como de Zaragoza, por su interés y comprensión. No os haceis una idea de lo agradecido que estoy por teneros a mi lado, aunque no siempre lo demuestre.

También agradecer a mis compañeros de trabajo, tanto en Tragsatec como en el CEDEX, por haberme acogido como uno más. El buen trato y la armonía que he tenido me han resultado imprescindibles para poder desarrollar y acabar el doctorado.

Me gustaría mencionar también a todas las personas que ya no están conmigo para poder celebrar este hito, por todo lo que me han querido y aportado en mi vida. Siempre seguirán vivas en mí.

Y por último y más importante, a mi padre. No hay palabras para expresar lo mucho que te quiero. Si soy lo que soy y estoy donde estoy es gracias a ti. Me gustaría dedicarte esta Tesis pues, aunque no sea gran cosa comparado con todo lo que me has dado, sé que te hará ilusión y te hará sentir orgulloso. Gracias por todo.

RESUMEN

Las inundaciones suponen uno de los principales riesgos naturales a los que la sociedad se enfrenta, debido a los costes económicos asociados e incluso a la pérdida de vidas humanas. En las últimas décadas, se ha podido observar cómo las inundaciones en Europa y más en concreto en España han cambiado, no solo en magnitud sino también en fecha de ocurrencia. Además, se espera que dichos cambios se acentúen en el futuro como consecuencia del cambio climático, como anticipa el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático. Por ello, es muy recomendable estudiar cómo el cambio climático puede afectar a las inundaciones en el futuro. Esta Tesis analiza el impacto del cambio climático sobre los extremos hidrológicos, tanto de precipitaciones como de avenidas en España, ya que ambas variables, la precipitación y el caudal, son las que definen el diseño de las obras hidráulicas.

Para ello, se han utilizado las proyecciones climáticas regionalizadas disponibles en el momento de comenzar la investigación, que provienen de dos fuentes de información: AEMET y CORDEX; que utilizan técnicas de regionalización diferentes, estadística y dinámica, respectivamente. Las proyecciones seleccionadas consideran dos escenarios de emisiones futuros: el RCP 4.5, emisiones de gases de efecto invernadero intermedias, y el RCP 8.5, escenario de altas emisiones. En total, considerando los distintos escenarios de emisiones y técnicas de regionalización, se han empleado 38 proyecciones climáticas.

La metodología propuesta parte del análisis del ajuste estadístico de las proyecciones climáticas a los datos observados en el periodo de control, mediante una serie de estadísticos que permiten identificar los posibles sesgos de los modelos climáticos a la hora de simular el comportamiento real de la precipitación. Considerando los eventos extremos, los resultados del análisis muestran que el mejor ajuste corresponde a los modelos CORDEX, que utilizan una regionalización dinámica, seguido por el método de análogos de regionalización estadística de AEMET, y terminando por el método SDSM también de regionalización estadística de AEMET.

En base a estos resultados, se realiza un análisis estadístico de frecuencia sobre las proyecciones climáticas de precipitación suministradas por el programa CORDEX, obteniendo las tasas de cambio esperables en el futuro en los cuantiles de precipitación máxima diaria a escala nacional en España. Los resultados muestran un patrón norte-sur, en el que en el norte peninsular se esperan precipitaciones mayores que las actuales, mientras que en el sur se espera que sean menores. Los cambios positivos se concentran principalmente en algunos puntos de la costa mediterránea y en la zona central de la cuenca del río Duero y algunas zonas de las Islas Baleares. Por su parte, los cambios negativos, se pueden encontrar principalmente en el sureste de la Península y en la cabecera de la cuenca del río Tajo. Estos cambios son más evidentes para el escenario de emisiones más altas.

Finalmente, se estudia la influencia de los cambios esperables en la precipitación, debidos a la acción del cambio climático, sobre los caudales punta de avenida. Para tal fin, se desarrolla una metodología fácil de implementar para realizar estudios de impacto del cambio climático sobre las inundaciones. Se ha seleccionado una cuenca situada en el norte de España como caso de estudio, la cuenca del río Arga. Se emplea un modelo hidrológico conceptual, calibrado específicamente a la cuenca de estudio, para cuantificar los cambios esperables en los cuantiles de caudales máximos en el futuro. Los resultados indican un aumento de la magnitud de las inundaciones en el futuro para los modelos CORDEX en el escenario RCP 8.5, y una reducción en ambos escenarios de emisiones con los modelos AEMET. También se aprecia, esta vez en ambas fuentes de información y en ambos escenarios, un retraso en la ocurrencia de las inundaciones máximas anuales desde finales de otoño hacia finales del invierno, así como en los caudales máximos provocados por el deshielo en primavera.

ABSTRACT

Floods are one of the main natural hazards that society faces, due to their economic losses and even human casualties. In recent decades, it has been observed how floods have changed not only in their magnitude but also in the date of occurrence in Europe, and more specifically in Spain. Furthermore, such changes are expected to be amplified in the future as a consequence of climate change, as anticipated by the Intergovernmental Panel on Climate Change. Therefore, it is crucial to study how climate change could affect floods in the future. This thesis analyzes the impact of climate change on hydrological extremes, both rainfall extreme events and floods, in Spain, as both precipitation and streamflow are the main variables considered for designing hydraulic infrastructures.

The regionalized climate projections that were available at the beginning of this research have been used, consisting of two sources of information: AEMET and CORDEX. Each source uses a different regionalization technique, statistical and dynamic, respectively. The selected projections consider two future emission scenarios or representative concentration pathways: RCP 4.5, with an intermediate greenhouse gas emission scenario, and RCP 8.5, a scenario of high greenhouse gas emissions. A total of 38 climate projections have been used, considering both emission scenarios and different regionalization techniques.

The methodology begins with analysis to assess how the climatic projections are able to represent the statistical behavior of the observed data in the control period. A set of statistics is used to identify biases in climate models when simulating the actual behavior of precipitation. Considering extreme events, the results show that the CORDEX models can simulate the observations more adequately than the AEMET models, as CORDEX projections are obtained by using dynamic regionalization. For the AEMET projections, the simulations generated by the analogs method are better than those simulated by using the SDSM method.

Therefore, a statistical frequency analysis was conducted over the precipitation projections supplied by the CORDEX programme, obtaining the expected delta changes in annual maximum daily precipitation quantiles in the future, at a national scale in Spain. The results

show a north-south pattern, where precipitation quantiles will increase in the northern part of the Iberian Peninsula in the future, while they will decrease in the south. The positive changes are especially located in some points of the Mediterranean coast, in the central area of the Douro river basin and in some parts of the Balearic Islands. On the other hand, the negative changes are located in the southeastern part of the Iberian Peninsula and in the head of the Tagus river basin. The changes are more evident for the scenario with higher greenhouse gas emissions.

Finally, a methodology was developed to assess the influence of the expected changes in precipitation quantiles in the future due to the climate change on flood peak quantiles, at the catchment scale. The Arga river catchment was selected as a case study, which is located in the northern part of Spain. A conceptual continuous hydrological model, specifically calibrated to the selected catchment, was used to assess the changes in streamflows and, therefore, in floods, by using the climate projections in the future. The CORDEX models in the RCP 8.5 point to an increase in the magnitude of flood quantiles in the future. A reduction in flood quantiles for both emission scenarios with the AEMET models was found. Furthermore, changes in the timing of occurrence of floods were found in both climate projection sources and in both scenarios, consisting in a delay from late autumn to late winter, as well as in a change in spring thaw floods.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Motivación	2
1.2. Objetivos	4
1.2.1. Objetivos generales	4
1.2.2. Objetivos específicos	6
1.3. Planteamiento y estructura de la investigación	7
2. REVISIÓN DEL ESTADO DEL ARTE.....	9
2.1. Cambios en los patrones de inundación	10
2.1.1. Inundaciones en España	10
2.1.1.1. Análisis de las tendencias en avenidas en España	13
2.1.2. Generadores de cambio en las avenidas	15
2.1.2.1. Generadores de cambio en ríos	17
2.1.2.2. Generadores de cambio en la cuenca	19
2.1.2.3. Generadores de cambio en la atmósfera	21
2.2. Cambio climático	23
2.2.1. Introducción al cambio climático	23
2.2.2. Escenarios de emisiones	40
2.2.3. Modelos climáticos	49
2.2.4. Técnicas de regionalización	60
2.2.4.1. Técnicas dinámicas	61
2.2.4.2. Técnicas estadístico-empíricas	65
2.2.5. Errores sistemáticos de los modelos	68
2.2.6. Incertidumbre en los estudios de impacto del cambio climático	71
2.2.6.1. Incertidumbres asociadas al sistema climático	74
2.2.6.2. Incertidumbres asociadas al forzamiento del sistema climático	74
2.2.6.3. Incertidumbres asociadas a la modelización del sistema climático	76
2.2.6.4. Metodologías de estudio de la incertidumbre	78
2.3. Antecedentes del estudio del cambio climático en España	81
2.3.1. Introducción a los estudios sobre cambio climático realizados en España	81
2.3.2. Estudios previos del impacto del cambio climático en las precipitaciones extremas	88
2.3.2.1. Estudios a escala global de los cambios en las precipitaciones extremas	90
2.3.2.2. Estudios a nivel europeo de los cambios en las precipitaciones extremas	92

2.3.2.3. Estudios en España sobre los cambios en las precipitaciones extremas	100
2.3.3. Estudios previos del impacto del cambio climático sobre las inundaciones	107
2.3.3.1. Estudios sobre el impacto del cambio climático sobre las inundaciones en España derivados de estudios a gran escala	109
2.3.3.2. Estudios en España sobre el impacto del cambio cambio climático sobre las inundaciones	116
2.4. Modelos hidrológicos	122
2.4.1. Marco histórico	123
2.4.2. Componentes principales de un modelo hidrológico	126
2.4.3. Clasificación de los modelos hidrológicos	129
3. MÉTODOLOGÍA	135
3.1. Estructura la tesis	136
3.2. Caso de estudio	137
3.3. Datos observados	143
3.4. Datos de cambio climático	146
3.4.1. Proyecciones climáticas AEMET	147
3.4.1.1. Método de análogos	149
3.4.1.2. Método SDSM	151
3.4.1.3. Proyecciones escogidas	152
3.4.2. Proyecciones climáticas CORDEX	153
3.5. Modelo hidrológico HBV	156
3.5.1. Revisión histórica del modelo	158
3.5.2. Parámetros del modelo	160
3.5.3. Rutinas integradas en el modelo	162
3.5.3.1. Rutina de nieve	163
3.5.3.2. Rutina de humedad del suelo	164
3.5.3.3. Rutina de respuesta	164
3.5.3.4. Rutina de encauzamiento	165
3.5.4. Estructura del modelo	166
3.6. Estadística básica	171
3.6.1. Análisis estadístico de series de valores máximos anuales	171
3.6.2. Funciones de distribución extremas	172
3.6.3. Métodos de estimación de los parámetros de una función extremal	174

	Índice
3.6.4. Análisis estadístico de series parciales	177
4. COMPARACIÓN DE DATOS DE CAMBIO CLIMÁTICO CON DATOS OBSERVADOS	181
4.1. Introducción	182
4.2. Caso de estudio y datos utilizados	183
4.2.1. Caso de estudio	183
4.2.2. Datos observados	184
4.3. Metodología	185
4.3.1. Medidas de error y estadísticos utilizados	185
4.4. Modelos AEMET	190
4.4.1. Datos de los modelos climáticos regionalizados	190
4.4.2. Resultados	190
4.4.2.1. Evaluación de los errores de los modelos	190
4.4.2.2. Comparación entre métodos de regionalización	203
4.4.3. Discusión y conclusiones	207
4.5. Modelos CORDEX	208
4.5.1. Datos de los modelos climáticos regionalizados	208
4.5.2. Resultados	209
4.5.2.1. Evaluación de los errores de los modelos	209
4.5.3. Discusión y conclusiones	221
4.6. Comparación entre modelos AEMET y datos CORDEX	223
4.7. Conclusiones	229
5. CAMBIOS EN LAS PRECIPITACIONES EXTREMAS EN SITUACIÓN DE CAMBIO CLIMÁTICO A ESCALA NACIONAL.....	233
5.1. Introducción	234
5.2. Caso de estudio y datos utilizados	235
5.2.1. Caso de estudio	236
5.2.2. Datos de los modelos climáticos	237
5.3. Metodología	238
5.3.1. Cambios relativos en la precipitación máxima esperada en el futuro	238
5.4. Resultados	241
5.4.1. Cambios en los cuantiles de precipitación en el futuro	241
5.5. Discusión y conclusiones	252
5.5.1. Cambios esperables en la precipitación máxima diaria	252

6. INFLUENCIA DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN AVENIDAS A ESCALA DE CUENCA.....	255
6.1. Introducción	255
6.2. Caso de estudio y datos utilizados	256
6.2.1. Caso de estudio	257
6.2.2. Datos observados	259
6.2.3. Proyecciones climáticas	261
6.2.4. Comparación entre datos observados y datos modelados	262
6.3. Metodología	266
6.3.1. Modelización y calibración del modelo hidrológico	266
6.3.2. Corrección de los datos proyectados a futuro	269
6.3.3. Análisis de las series de caudales	272
6.3.3.1. Series de máximos anuales	272
6.3.3.2. Series parciales	274
6.3.4. Análisis estacional	274
6.4. Resultados	275
6.4.1. Corrección del sesgo	275
6.4.2. Resultados de calibración y validación del modelo hidrológico	278
6.4.3. Influencia del cambio climático sobre las leyes de frecuencia	279
6.4.4. Influencia del cambio climático sobre las series parciales	285
6.4.5. Influencia del cambio climático sobre la estacionalidad de las inundaciones	287
6.5. Discusión de los resultados	291
6.5.1. Datos de modelos climáticos	291
6.5.2. Proyecciones futuras	292
6.6. Conclusiones	294
7. CONCLUSIONES.....	297
7.1. Conclusiones finales	297
7.2. Aportaciones originales	302
7.3. Contribuciones científicas	303
7.3.1. Publicaciones en revistas científicas	303
7.3.2. Contribuciones en congresos y publicaciones en proceedings	304
7.3.3. Bases de datos	305
7.4. Aplicaciones en otros estudios	306
7.4.1. Aplicaciones en otras investigaciones	306

	Índice
7.4.2. Aplicaciones fruto de la transferencia de tecnología	307
7.5. Futuras líneas de investigación	309
8. REFERENCIAS.....	311
ANEXO 1: MATERIAL COMPLEMENTARIO.....	353

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – DISTRIBUCIÓN MENSUAL DE LAS INUNDACIONES HISTÓRICAS EN DIFERENTES CUENCAS HIDROGRÁFICAS (MIMAM, 2005 FUENTE: BENITO ET AL., 1996).	12
FIGURA 2 – TENDENCIAS REGIONALES OBSERVADAS EN EL VALOR DE CAUDAL MÁXIMO ANUAL EN BASE A LAS SERIES DE CAUDAL DE MÁS DE 2300 ESTACIONES A LO LARGO DE EUROPA. LA ESCALA DE COLORES MUESTRA EL PORCENTAJE MEDIO DE CAMBIO EN LOS CAUDALES MÁXIMOS ANUALES POR DÉCADA (BLÖSCHL ET AL., 2019).	13
FIGURA 3 – TENDENCIAS REGIONALES OBSERVADAS EN EL DÍA DE OCURRENCIA MEDIO DE LAS INUNDACIONES MÁXIMAS ANUALES A LO LARGO DE EUROPA. LA ESCALA DE COLORES MUESTRA EL NÚMERO DE DÍAS POR DÉCADA DE CAMBIO DONDE OCURREN LAS INUNDACIONES (BLÖSCHL ET AL., 2017).	14
FIGURA 4 – EFECTOS HIPOTÉTICOS DEL IMPACTO DE LOS TRES TIPOS DE CONDUCTORES: (A) RIO, (B) CUENCA Y (C) ATMÓSFERA, SOBRE LOS CAUDALES PICO DE LAS AVENIDAS SEGÚN EL TAMAÑO DE LA CUENCA (FUENTE: HALL ET AL., 2014, BASADO EN BLÖSCHL ET AL., 2007).	17
FIGURA 5 – RESPUESTAS A LA PREGUNTA: “¿CREE QUE LA ACTIVIDAD HUMANA ES UN FACTOR QUE CONTRIBUYE SIGNIFICATIVAMENTE EN EL CAMBIO DE LA TEMPERATURA MEDIA GLOBAL?” (DORAN AND ZIMMERMAN, 2009).	23
FIGURA 6 – BALANCE ENERGÉTICO MEDIO GLOBAL BAJO LAS CONDICIONES CLIMÁTICAS ACTUALES. LOS NÚMEROS EN GRANDE DE LA IMAGEN INDICAN EL FORZAMIENTO INDIVIDUAL DE CADA FLUJO, Y LOS NÚMEROS EN PARÉNTESIS INDICAN EL RANGO EN EL QUE SE MUEVEN DICHOS VALORES DE FORZAMIENTO INDIVIDUAL EN LÍNEA CON LAS MEDIDAS OBSERVACIONALES (FUENTE: IPCC, 2014).	25
FIGURA 7 – CAMBIOS OBSERVADOS EN LAS CONCENTRACIONES DE GEI. LA CONCENTRACIÓN DE CO ₂ SE MUESTRA EN VERDE, LAS DEL METANO (CH ₄) EN NARANJA Y LAS DEL OXIDO NITROSO (N ₂ O) EN ROJO. LOS DATOS DE LOS TESTIGOS DE HIELO SE MUESTRAN COMO UN PUNTO, MIENTRAS QUE LAS MEDIDAS DIRECTAS SE MUESTRAN SUPERPUESTAS EN FORMA DE LÍNEA (IPCC, 2014).	26
FIGURA 8 – EMISIONES ANUALES DE CO ₂ PROCEDENTES DE DISTINTOS PROCESOS COMO COMBUSTIBLES FÓSILES (GAS, CRUDO Y CARBÓN) O PRODUCCIÓN DE CEMENTO, ASÍ COMO DISTINTOS CAMBIOS EN LOS USOS DEL SUELO. EN LA DERECHA SE MUESTRA OTRO GRÁFICO CON LAS EMISIONES ACUMULADAS DESDE 1750 HASTA 1970 Y 2011, CON LA INCERTIDUMBRE DE DICHAS CIFRAS MARCADA COMO BARRAS ALREDEDOR DEL DATO (FUENTE: IPCC, 2014).	27
FIGURA 9 – ANOMALÍAS DE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE GLOBAL DESDE 1870 HASTA 2010, Y LOS FACTORES NATURALES (SOLARES, VOLCÁNICOS E INTERNOS) Y ANTROPOGÉNICOS QUE INFLUYEN EN ELLAS (IPCC, 2014).	29
FIGURA 10 – ESTIMACIÓN DEL FR TOTAL DEL SISTEMA CLIMÁTICO EN DESAGREGADOS EN VARIOS DE SUS COMPONENTES, DEL AÑO 2011 EN RELACIÓN AL AÑO 1750. CADA COMPONENTE TIENE UNAS BARRAS DE INCERTIDUMBRE QUE ACOMPAÑAN AL VALOR DEL FR RESULTANTE. LA COLUMNA DE LA DERECHA MUESTRA EL NIVEL DE CONFIANZA QUE HAY SOBRE EL CÁLCULO DE DICHO FORZAMIENTO. EL FR ANTROPOGÉNICO TOTAL SE PROPORCIONA DURANTE TRES AÑOS DIFERENTES CON RESPECTO A 1750 EN LA PARTE INFERIOR DE LA GRÁFICA (IPCC, 2014).	30

FIGURA 11 – MÚLTIPLES INDICADORES OBSERVADOS DEL CAMBIO DEL SISTEMA CLIMÁTICO GLOBAL. (A) ANOMALÍAS TÉRMICAS MEDIAS GLOBALES OBSERVADAS EN LA SUPERFICIE TERRESTRE Y EL OCEANO RELATIVAS A LA MEDIA ENTRE 1986 Y 2005, EN FORMA DE VARIACIONES ANUALES Y DECADALES. (B) MAPA DEL CAMBIO DE TEMPERATURAS EN LA SUPERFICIE TERRESTRE DESDE 1901 HASTA 2012. (C) EXTENSIÓN DEL HIELO ÁRTICO Y ANTÁRTICO DESDE 1900 HASTA 2012. (D) CAMBIO EN EL NIVEL DEL MAR MEDIO GLOBAL ENTRE LOS AÑOS 1900 HASTA 2012. (E) MAPA DE CAMBIOS OBSERVADOS EN LAS PRECIPITACIONES MEDIAS ANUALES DESDE 1951 HASTA 2010 (IPCC, 2014).	32
FIGURA 12 – CAMBIOS EN LA TEMPERATURA DEL OCEANO. (A) MAPA GLOBAL DE CAMBIOS DE LA TEMPERATURA MEDIA ENTRE 0 Y 700 M DE PROFUNDIDAD ENTRE LOS AÑOS 1971–2000 (B) TENDENCIAS EN LA TEMPERATURA (EN GRADOS CELSIUS) SEGÚN LATITUD VS PROFUNDIDAD ENTRE 1971–2000 (C) ANOMALÍAS TÉRMICAS A LO LARGO DE LOS AÑOS RELATIVAS A LA TEMPERATURA MEDIA ENTRE 1971–2000, SEGÚN TIEMPO VS PROFUNDIDAD (D) DIFERENCIAS DE TEMPERATURA ENTRE LA TEMPERATURA EN SUPERFICIE Y LA TEMPERATURA A 200 M DE PROFUNDIDAD PARA EL MISMO PERIODO TEMPORAL QUE LA GRÁFICA (C) (IPCC, 2014).	33
FIGURA 13 – MAPA DE IMPACTOS ATRIBUIBLES AL CAMBIO CLIMÁTICO A LO LARGO DEL MUNDO. LOS NÚMEROS EN CÍRCULOS EN LAS ESQUINAS INFERIORES DE CADA REGIÓN CONSIDERADA INDICAN EL NÚMERO DE ESTUDIOS REALIZADOS ENTRE 2001 Y 2010 A ESTE RESPECTO (IPCC, 2014).	36
FIGURA 14 – DIAGRAMA DE FLUJO DEL MODELO IMAGE, LOS COMPONENTES DEL MODELO, CONTROLADORES, VARIABLES Y FLUJOS DE DATOS (PBL-NL, 2020).	42
FIGURA 15 – SUPOSICIONES DE INICIO DE LOS DIFERENTES ESCENARIOS DE EMISIONES: SA90, IS92, SRES, RELACIONANDO EL CAMBIO EN LOS INGRESOS PER CÁPITA Y LAS EMISIONES DE CARBÓN (CO ₂) SEGÚN EL PRODUCTO INTERIOR BRUTO, AMBOS EJES MEDIDOS COMO PORCENTAJE DE CAMBIO EN US\$ DE 1990 (GIROD ET AL., 2009).	43
FIGURA 16 – ILUSTRACIÓN ESQUEMÁTICA DE LAS CUATRO FAMILIAS DE ESCENARIOS SEGÚN SE ENFOQUEN HACIA UNA TENDENCIA U OTRA, BIEN MÁS ECONÓMICA O MÁS MEDIOAMBIENTAL Y MÁS GLOBAL O MÁS REGIONAL (IPCC, 2020).	45
FIGURA 17 – RF TOTAL DE LOS CUATRO RCP A LO LARGO DEL TIEMPO. EN NEGRO LOS REGISTROS HISTÓRICOS SIMULADOS DE RF Y EN COLORES CADA UNO DE LOS RCP Y SUS ECP (IPCC, 2013).	48
FIGURA 18 – (A) CONCENTRACIONES EQUIVALENTES DE CO ₂ Y (B) EMISIONES (EXCEPTO LAS EMISIONES PROCEDENTES DE USOS DE SUELO) A LO LARGO DEL TIEMPO, DE LOS CUATRO RCP Y ALGUNOS DE LOS SRES (IPCC, 2013).	48
FIGURA 19 – DESARROLLO DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS A LO LARGO DE LOS ÚLTIMOS 35 AÑOS, MOSTRANDO APROXIMADAMENTE EL MOMENTO DE INCORPORACIÓN DE DIFERENTES COMPONENTES EN LOS MODELOS COINCIDIENDO CON LOS INFORMES DE EVALUACIÓN DEL IPCC (IPCC, 2013).	52
FIGURA 20 – VISTA DEL DETALLE MOSTRADO EN LA OROGRAFÍA TERRESTRE Y MARINA PARA DOS RESOLUCIONES ESPACIALES HORIZONTALES DIFERENTES: (A) CELDAS DE 87.5 KM DE LADO Y (B) CELDAS DE 30 KM DE LADO (IPCC, 2013).	54
FIGURA 21 – PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LOS MCG (MCGAO Y ESM) PARTICIPANTES DEL CMIP5, UTILIZADOS EN EL ÚLTIMO INFORME DE EVALUACIÓN DEL IPCC (AR5) EN COMPARACIÓN CON LOS UTILIZADOS EN EL CMIP3. SE INCLUYEN	

LOS COMPONENTES Y SU RESOLUCIÓN ESPACIAL EN COLORES PARA CADA MODELO Y COMPONENTE (CUANTO MÁS OSCURO SEA EL COLOR, MAYOR RESOLUCIÓN TENDRÁ) (IPCC, 2013).	57
FIGURA 22 – DESCRIPCIÓN ESQUEMÁTICA DEL ANIDAMIENTO DEL MCR EN LA REGIÓN DE EUROPA. EN LA FIGURA SE MUESTRA EL REFINAMIENTO OROGRÁFICO Y DE LÍNEA DE COSTA. LA MALLA EXTERIOR AL MCR REPRESENTA LA ZONA LATERAL DONDE SE INCLUYEN LOS INPUTS DEL MCG PARA LAS CONDICIONES DE CONTORNO (GIORGI Y GUTOWSKI JR, 2015).	62
FIGURA 23 – REPRESENTACIÓN GRÁFICA DEL MECANISMO DE REGIONALIZACIÓN ADAPTANDO LAS SALIDAS DE LOS MCG A LAS CARACTERÍSTICAS FISIOGRAFICAS DE UNA REGIÓN (CYII, 2018).	63
FIGURA 24 – REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LA SALIDA DE LA PRECIPITACIÓN PROCEDENTE DE UN GENERADOR ESTOCÁSTICO DE CLIMA (HiRES-WG) (PELEG Y MORIN, 2014).	67
FIGURA 25 – FUENTES DE INCERTIDUMBRES ASOCIADAS A LOS ESCENARIOS CLIMÁTICOS A LO LARGO DEL TIEMPO EN LA ESTIMACIÓN DEL CAMBIO DE LA TEMPERATURA MEDIA GLOBAL (IPCC, 2013).	73
FIGURA 26 – FENÓMENOS LOCALES A ESCALA GLOBAL QUE PUEDEN DAR LUGAR A CAMBIOS ABRUPTOS DE GRAN ESCALA EN LAS CONDICIONES CLIMÁTICAS REGIONALES O GLOBALES (CHELLNHUBER Y HELD, 2002. FUENTE: BRUNET ET AL., 2009). ...	75
FIGURA 27 – PORCENTAJE DE CAMBIO EN LA ESCORRENTÍA MEDIA ANUAL PARA LOS ESCENARIOS CLIMÁTICOS 1 (IZQUIERDA) Y 2 (DERECHA) (MIMAM, 2000).	83
FIGURA 28 – CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA DE KÖPPEN-TREWARTHA (TEICHMANN ET AL., 2013).	91
FIGURA 29 – SEÑALES DE CAMBIO CLIMÁTICO PARA CADA TIPO DE CLIMA, SEPARADA POR REGIONES DEL MUNDO (ÁFRICA, EUROPA, SUDAMÉRICA, OESTE DE ASIA, Y TODAS ELLAS EN CONJUNTO). EN LA PARTE SUPERIOR SE MUESTRA EL ESCENARIO RCP 4.5 Y EN LA PARTE DE ABAJO EL ESCENARIO RCP 8.5. EN LA COLUMNA DE LA IZQUIERDA SE MUESTRA EL HORIZONTE TEMPORAL 2036–2065 Y EN LA DERECHA EL 2071–2100. LAS CELDAS EN GRIS MUESTRAN AQUELLOS CLIMAS NO PRESENTES EN LAS REGIONES ESTUDIADAS (TEICHMANN ET AL., 2013).	92
FIGURA 30 – DIFERENCIAS EN LAS PRECIPITACIONES MÁXIMAS ANUALES EN EUROPA ENTRE EL PERIODO 2070–2099 Y EL PERIODO 1961–1990, PARA EL ESCENARIO A2 (KUNDZEWICZ ET AL., 2006).	94
FIGURA 31 – LEYES DE FRECUENCIA EN EL PERIODO CONTROL (IZQUIERDA) Y LEYES DE FRECUENCIA EN EL ESCENARIO FUTURO (LARSEN ET AL., 2009).	95
FIGURA 32 – CAMBIOS PORCENTUALES EN EL PERCENTIL 95 EN EL ESCENARIO A1B, PARA LAS CUATRO ESTACIONES DEL AÑO. AQUELLOS CAMBIOS QUE SON ROBUSTOS Y O SIGNIFICANTES ESTADÍSTICAMENTE SE MUESTRAN SOMBREADOS (JACOB ET AL., 2014).	98
FIGURA 33 – CAMBIOS PORCENTUALES EN EL PERCENTIL 95 EN EL ESCENARIO RCP 4.5 (ARRIBA) Y EN EL ESCENARIO RCP 8.5 (ABAJO), PARA LAS CUATRO ESTACIONES DEL AÑO. AQUELLOS CAMBIOS QUE SON ROBUSTOS Y O SIGNIFICANTES ESTADÍSTICAMENTE SE MUESTRAN SOMBREADOS (JACOB ET AL., 2014).	99

Lista de figuras

FIGURA 34 – CAMBIOS PORCENTUALES PARA LA PENÍNSULA IBÉRICA CONSIDERANDO DIFERENTES ÍNDICES, TANTO DE PRECIPITACIÓN MEDIA COMO INTENSA, PARA DIFERENTES RESOLUCIONES DE LOS MCR, EN LAS CUATRO ESTACIONES CLIMÁTICAS (FUENTE: RAJCAK Y SCHÄR, 2017).	100
FIGURA 35 – CAMBIOS PORCENTUALES EN EL PERIODO DE RETORNO DE 100 AÑOS DE LAS SERIES DE MÁXIMOS ANUALES PARA EL PERIODO FUTURO 2071–2100 RESPECTO AL PERIODO 1961–1990 (BARRANCO ET AL., 2017).....	102
FIGURA 36 – CAMBIOS PORCENTUALES EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA TOTAL (PRIMERA LÍNEA), DÍAS CONSECUTIVOS SIN PRECIPITACIÓN (SEGUNDA FILA) Y PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA (ÚLTIMA FILA). LOS PUNTOS NEGROS MARCAN AQUELLAS ZONAS CON CAMBIO SIGNIFICATIVO AL 5% EN EL TEST DE WILCOXON (LORENZO Y ÁLVAREZ, 2020).	103
FIGURA 37 – CAMBIOS PORCENTUALES EN LA PRECIPITACIÓN ASOCIADA A UNA PRECIPITACIÓN DE PERIODO DE RETORNO DE 10 AÑOS, EN LAS ESTACIONES ESTUDIADAS EN ESPAÑA (FILA SUPERIOR) Y EN DETALLE LA COMUNIDAD VALENCIANA (FILA INFERIOR), PARA EL ESCENARIO RCP 4.5 (COLUMNA A) Y RCP 8.5 (COLUMNA B). EL TAMAÑO DE LOS PUNTOS INDICAN UNA SIGNIFICANCIA ESTADÍSTICA DEL TEST KOLMOGOROV-SMIRNOV (MONJO ET AL., 2016).	105
FIGURA 38 – LO MISMO QUE LA FIGURA 37 PERO PARA UN PERIODO DE RETORNO DE 100 AÑOS (MONJO ET AL., 2016).	105
FIGURA 39 – TENDENCIAS DE CAMBIO EN EL CAUDAL DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO PARA EL ESCENARIO A1B PARA EL HORIZONTE TEMPORAL 2050 (ARNELL Y GOSLING, 2016).	110
FIGURA 40 – CAMBIO EN EL CUANTIL DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO DE LOS CAUDALES PROYECTADOS PARA EL HORIZONTE 2020 Y 2070, BAJO EL ESCENARIO DE EMISIONES A1B, SEGÚN LAS SIMULACIONES DE 2 MCG (LEHNER ET AL., 2006).....	112
FIGURA 41 – CAMBIO EN EL CUANTIL DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO DE LOS CAUDALES PROYECTADOS PARA EL PERIODO TEMPORAL 2071–2100, BAJO LOS ESCENARIOS DE EMISIONES A2 Y B2, SEGÚN LAS SIMULACIONES DE 5 MCR (DANKERS Y FEYEN, 2009).	113
FIGURA 42 – CAMBIO PORCENTUALES EN EL CUANTIL DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO DE LOS CAUDALES PROYECTADOS PARA UN ESCENARIO DE 2 °C DE AUMENTO (ROUDIER ET AL., 2016).....	114
FIGURA 43 – CAMBIO PORCENTUALES EN EL CUANTIL DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO DE LOS CAUDALES PROYECTADOS PARA EL HORIZONTE TEMPORAL 2080, BAJO EL ESCENARIO DE EMISIONES RCP 8.5 (ALFIERI ET AL., 2015).	115
FIGURA 44 – CAMBIOS PORCENTUALES EN EL PERCENTIL 90 DE LA SERIE DE CAUDALES PARA CUATRO CUENCAS DE TODO EL MUNDO (PECHLIVANIDIS ET AL., 2017).	118
FIGURA 45 – CAMBIOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA ACUMULADA PARA LA DEMARCACIÓN HIDROGRÁFICA DEL EBRO, EN EL ESCENARIO DE EMISIÓN RCP 4.5 PARA UN UMBRAL DE SIGNIFICANCIA DEL 10% (MITECO, 2018b).....	121
FIGURA 46 – CAMBIOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA ACUMULADA PARA LA DEMARCACIÓN HIDROGRÁFICA DEL EBRO, EN EL ESCENARIO DE EMISIÓN RCP 8.5 PARA UN UMBRAL DE SIGNIFICANCIA DEL 10% (MITECO, 2018b).....	121
FIGURA 45 – DIAGRAMA DEL PROCESO DE ESCORRENTÍA (WARD, 1972).	129

FIGURA 46 – TIPOS DE MODELOS CLASIFICADOS SEGÚN LA REPRESENTACIÓN ESPECIAL.	131
FIGURA 47 – ESTRUCTURA GENERAL DE LA TESIS, CONSIDERANDO LOS TRES ESTUDIOS PRINCIPALES DESARROLLADOS Y LA INTERACCIÓN ENTRE ELLOS.	136
FIGURA 48 – DELIMITACIÓN DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO UTILIZADAS EN LA TESIS DOCTORAL (FUENTE MAPA DE FONDO: IGN, 2017).	137
FIGURA 49 – CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA DE KÖPPEN-GEIGER DE LA PENÍNSULA IBÉRICA Y LAS ISLAS BALEARES (AEMET, 2011) Y DE LAS ISLAS CANARIAS, MADEIRA Y AZORES (AEMET, 2012).	139
FIGURA 50 – TEMPERATURA Y PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL DE LA PENÍNSULA IBÉRICA Y LAS ISLAS BALEARES (AEMET, 2011).	140
FIGURA 51 – TEMPERATURA (IZQUIERDA) Y PRECIPITACIÓN (DERECHA MEDIA ANUAL DE LAS ISLAS CANARIAS, MADEIRA Y AZORES (AEMET, 2012).	140
FIGURA 52 – TOPOGRAFÍA, RED HIDROLÓGICA Y DELIMITACIÓN DE LAS CUENCAS HIDROGRÁFICAS MÁS IMPORTANTES DE LA PENÍNSULA (LORENZO-LACRUZ ET AL., 2012).	141
FIGURA 53 – SITUACIÓN DE LA CUENCA DEL RÍO ARGÁ, RED HIDROLÓGICA PRINCIPAL Y LOCALIDADES MÁS IMPORTANTES (CASTIELLA ET AL., 2007).	142
FIGURA 54 – LOCALIZACIÓN DE LAS 2321 ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS UTILIZADAS EN LA TESIS (CEDEX, 2017).	143
FIGURA 55 – LOCALIZACIÓN Y PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA DEL RÍO ARGÁ, ADEMÁS DE LAS ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS, CLIMÁTICAS Y DE AFORO SITUADAS A LO LARGO DE LA CUENCA (GARIJO Y MEDIERO, 2018).	146
FIGURA 56 – DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS ESTACIONES CLIMÁTICAS UTILIZADAS PARA LA REGIONALIZACIÓN DE LAS PROYECCIONES CLIMÁTICAS AEMET: A) LA TEMPERATURA (374) Y B) LA PRECIPITACIÓN (2321) (FRANCÉS ET AL., 2017).	149
FIGURA 57 – DOMINIO EUROPA (EURO) DEL EXPERIMENTO CORDEX, DELIMITADO MEDIANTE UN CUADRO AMARILLO (WCRP-CORDEX, 2015).	154
FIGURA 58 – ESTRUCTURA ESQUEMÁTICA DEL MODELO HBV (SEIBERT AND VIS, 2012).	158
FIGURA 59 – EFICIENCIA DEL MODELO, MEDIDA CON EL COEFICIENTE DE DETERMINACIÓN (R^2), DEL HBV ANTERIOR Y E HBV-96 (LINDSTRÖM ET AL., 1997).	160
FIGURA 60 – ESQUEMA DE RUTINAS DEL HBV LIGHT.	163
FIGURA 61 – EMBALSE LINEAL SIMPLE EN EL QUE SE BASA LA RUTINA DE RESPUESTA DEL MODELO.	165
FIGURA 62 – ELABORACIÓN DEL HIDROGRAMA DE RESPUESTA. A LA IZQUIERDA EL HIDROGRAMA UNITARIO TRIANGULAR USADO PARA LA TRANSFORMACIÓN. A LA DERECHA LA DIFERENCIA ENTRE EL CAUDAL DE SALIDA ANTES Y DESPUÉS DE ESTA TRANSFORMACIÓN.	166

Lista de figuras

FIGURA 63 – ESTRUCTURAS DEL MODELO ESTÁNDAR.....	166
FIGURA 64 – ESTRUCTURAS DEL MODELO CON ZONA ALTA DISTRIBUIDA.	167
FIGURA 65 – ESTRUCTURAS DEL MODELO DE CAJA ÚNICA.	168
FIGURA 66 – ESTRUCTURAS DEL MODELO DE CAJAS SEPARADAS.....	168
FIGURA 67 – ESTRUCTURAS DEL MODELO DE CAJAS SEPARADAS CON UNA CAJA DISTRIBUIDA 1.....	169
FIGURA 68 – ESTRUCTURAS DEL MODELO DE CAJAS SEPARADAS CON UNA CAJA DISTRIBUIDA 2.....	169
FIGURA 69 – ESTRUCTURAS DEL MODELO CON RETARDO.	170
FIGURA 70 – ESTACIONES FINALMENTE UTILIZADAS (1814), CON MÁS DE 20 AÑOS DE DATOS, PROCEDENTES DE LAS 2321 ESTACIONES INICIALES DEL AEMET.	184
FIGURA 71 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	191
FIGURA 72 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO CV (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	192
FIGURA 73 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO CS (SERIES COMPLETAS DE DATOS).....	193
FIGURA 74 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO DsP (SERIES COMPLETAS DE DATOS).....	193
FIGURA 75 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO PmaxA3 (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	194
FIGURA 76 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO PmaxA5 (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	195
FIGURA 77 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO PmaxA7 (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	195
FIGURA 78 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA OTOÑO (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	196
FIGURA 79 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA INVIERNO (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	197
FIGURA 80 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA PRIMAVERA (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	197
FIGURA 81 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA VERANO (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	198

FIGURA 82 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA Max (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).	199
FIGURA 83 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO CV Max (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).	199
FIGURA 84 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO CS Max (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).....	200
FIGURA 85 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA Max OTOÑO (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).	201
FIGURA 86 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA Max INVIERNO (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).	201
FIGURA 87 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA Max PRIMAVERA (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).	202
FIGURA 88 – ERRORES ENTRE LOS MODELOS REGIONALIZADOS: MÉTODO ANALOGOS (A) Y MÉTODO SDSM (B), Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA Max VERANO (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).	202
FIGURA 89 – COMPARACIÓN ENTRE EL AJUSTE DE LOS DOS MÉTODOS DE REGIONALIZACIÓN A LAS OBSERVACIONES, Y LA TENDENCIA DEL ERROR DE AMBOS MÉTODOS EN CADA ESTACIÓN, EN EL ESTADÍSTICO MEDIA (SERIES COMPLETAS DE DATOS), PARA CUATRO MODELOS CLIMÁTICOS CARACTERÍSTICOS.	204
FIGURA 90 – COMPARACIÓN ENTRE EL AJUSTE DE LOS DOS MÉTODOS DE REGIONALIZACIÓN A LAS OBSERVACIONES, Y LA TENDENCIA DEL ERROR DE AMBOS MÉTODOS EN CADA ESTACIÓN, EN EL ESTADÍSTICO CV (SERIES COMPLETAS DE DATOS), PARA CUATRO MODELOS CLIMÁTICOS CARACTERÍSTICOS.	205
FIGURA 91 – COMPARACIÓN ENTRE EL AJUSTE DE LOS DOS MÉTODOS DE REGIONALIZACIÓN A LAS OBSERVACIONES, Y LA TENDENCIA DEL ERROR DE AMBOS MÉTODOS EN CADA ESTACIÓN, EN EL ESTADÍSTICO CS (SERIES COMPLETAS DE DATOS), PARA CUATRO MODELOS CLIMÁTICOS CARACTERÍSTICOS.	206
FIGURA 92 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	210
FIGURA 93 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO CV (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	210
FIGURA 94 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO CS (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	211
FIGURA 95 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO DsP (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	211

Lista de figuras

FIGURA 96 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
PMAxA3 (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	212
FIGURA 97 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
PMAxA5 (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	213
FIGURA 98 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
PMAxA7 (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	214
FIGURA 99 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA	
OTOÑO (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	214
FIGURA 100 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
MEDIA INVIERNO (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	215
FIGURA 101 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
MEDIA PRIMAVERA (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	216
FIGURA 102 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
MEDIA VERANO (SERIES COMPLETAS DE DATOS).	216
FIGURA 103 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
MEDIAMAX (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).....	217
FIGURA 104 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
CVMAX (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).	218
FIGURA 105 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
CSMAX (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).	219
FIGURA 106 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
MEDIAMAX OTOÑO (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).....	219
FIGURA 107 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
MEDIAMAX INVIERNO (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).	220
FIGURA 108 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
MEDIAMAX PRIMAVERA (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).	220
FIGURA 109 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
MEDIAMAX VERANO (SERIES DE MÁXIMOS ANUALES).	221
FIGURA 110 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO	
MEDIA (SERIES COMPLETAS DE PRECIPITACIÓN), DE LOS MODELOS AEMET (IZQUIERDA) Y CORDEX (DERECHA).	224
FIGURA 111 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO CV	
(SERIES COMPLETAS DE PRECIPITACIÓN), DE LOS MODELOS AEMET (IZQUIERDA) Y CORDEX (DERECHA).	226

FIGURA 112 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA _{MAX} (SERIES COMPLETAS DE PRECIPITACIÓN), DE LOS MODELOS AEMET (IZQUIERDA) Y CORDEX (DERECHA)..	227
FIGURA 113 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO CV _{MAX} (SERIES DE MA), DE LOS MODELOS AEMET (IZQUIERDA) Y CORDEX (DERECHA).	228
FIGURA 114 – ERROR MEDIO ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS REGIONALIZADOS Y LA SERIE OBSERVADA EN EL ESTADÍSTICO MEDIA (SERIES COMPLETAS DE PRECIPITACIÓN), DE LOS MODELOS AEMET (IZQUIERDA) Y CORDEX (DERECHA).	229
FIGURA 115 – ESQUEMA DE LOS TRABAJOS REALIZADOS EN ESTE CAPÍTULO.	233
FIGURA 116 – DISTRIBUCIÓN DE LAS REGIONES CONSIDERADAS PARA MOSTRAR LOS RESULTADOS DEL ESTUDIO.	237
FIGURA 117 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 10 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2041–4070, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.	243
FIGURA 118 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2041–4070, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.	246
FIGURA 119 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 1000 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2041–4070, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.	247
FIGURA 120 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 %, EN LOS INTERVALOS 2011–2040 (A,B), 2041–2070 (C,D) Y 2071–2095 (E,F), PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.	249
FIGURA 121 – MAPAS DE: TEMPERATURA, PRECIPITACIÓN EVAPOTRANSPIRACIÓN Y USOS DEL SUELO DE LA CUENCA DEL RÍO ARGA (CHE, 2008).....	258
FIGURA 122 – LOCALIZACIÓN Y PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA DEL RÍO ARGA, ADEMÁS DE LAS ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS, CLIMÁTICAS Y DE AFORO SITUADAS A LO LARGO DE LA CUENCA (GARIJO Y MEDIERO, 2018).....	260

FIGURA 123 – COMPARACIÓN DE LAS LEYES DE FRECUENCIA GEV AJUSTADAS A LAS SERIES DE MA DE LA PRECIPITACIÓN MEDIA AREAL DE CADA CUENCA, EN EL PERIODO CONTROL. LA LÍNEA AZUL GRUESA ES LA CURVA AJUSTADA A PARTIR DE LOS DATOS OBSERVADOS, Y EL RESTO DE LÍNEAS MÁS FINAS, A PARTIR DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS, EN TÉRMINOS DEL PERIODO DE RETORNO (Tr). LOS MODELOS AEMET SE MUESTRAN EN LA PRIMERA FILA Y LOS MODELOS CORDEX EN LA SEGUNDA.	265
FIGURA 124 – ESQUEMA DE LA METODOLOGÍA DESARROLLADA PARA LA EVALUACIÓN DE IMPACTOS DE CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE VARIABLES HIDROLÓGICAS.	267
FIGURA 125 – PROCEDIMIENTO DE CALIBRACIÓN DE LA CUENCA DEL RÍO ARGA, DIVIDIDA EN LAS SUBCUENCAS CONSIDERADAS: ARAQUIL, ULZAMA, ARGA ALTO (SIN DATOS DE CAUDAL DE SALIDA), ARGA MEDIO Y ARGA BAJO (SALIDA ÚLTIMA DE LA CUENCA).....	267
FIGURA 126 – EJEMPLO DE CORRECCIÓN DEL SESGO MEDIANTE LA TÉCNICA UTILIZADA. EN ROJO LOS DATOS PROCEDENTES DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS; EN AZUL LOS DATOS CORREGIDOS POR LA FUNCIÓN $F(x_{sim})$	271
FIGURA 127 – RESULTADOS DE LA CORRECCIÓN DEL SESGO EN LOS DATOS DE PRECIPITACIÓN DE LOS MODELOS AEMET. LOS PERCENTILES DE PRECIPITACIÓN OBSERVADA (EJE X) FUERON GRAFICADOS CONTRA LOS PERCENTILES DE PRECIPITACIÓN SIMULADA POR LOS MODELOS CLIMÁTICOS (EJE Y). LA DIAGONAL PRINCIPAL INDICA UN AJUSTE PERFECTO.	276
FIGURA 128 – COMPARACIÓN DE LAS LEYES DE FRECUENCIA GEV AJUSTADAS A LAS SERIES DE MÁXIMOS ANUALES DE LA PRECIPITACIÓN MEDIA AREAL DE CADA CUENCA, EN EL PERIODO CONTROL. LA LÍNEA AZUL GRUESA ES LA CURVA AJUSTADA A PARTIR DE LOS DATOS OBSERVADOS, Y EL RESTO DE LÍNEAS MÁS FINAS, A PARTIR DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS, EN TÉRMINOS DEL PERIODO DE RETORNO (Tr). LAS CURVAS DE MODELOS AEMET, EN LA PRIMERA FILA, ESTÁN REALIZADAS A PARTIR DE LOS DATOS CORREGIDOS Y LAS CURVAS DE LOS MODELOS CORDEX SIN CORRECCIÓN DEL SESGO, EN LA SEGUNDA.	277
FIGURA 129 – COMPARACIÓN DE LAS LEYES DE FRECUENCIA GEV AJUSTADAS A LAS SERIES DE MA DE CAUDALES EN EL PERIODO CONTROL, LA LÍNEA AZUL GRUESA ES LA CURVA AJUSTADA A PARTIR DE LOS DATOS SIM, Y EL RESTO DE LÍNEAS MÁS FINAS, A PARTIR DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS, EN TÉRMINOS DEL PERIODO DE RETORNO (Tr). LOS MODELOS AEMET, EN LA PRIMERA FILA, INCLUYEN LA CORRECCIÓN DEL SESGO REALIZADA, MIENTRAS QUE LOS MODELOS CORDEX SE MUESTRAN SIN CORRECCIÓN EN LA SEGUNDA FILA.....	280
FIGURA 130 – LEYES DE FRECUENCIA DE CAUDALES PREVISTAS EN EL FUTURO POR LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5, EN TÉRMINOS DEL PERIODO DE RETORNO (Tr). LA LÍNEA AZUL REPRESENTA LA CURVA AJUSTADA A LOS DATOS OBS; LA LÍNEA GRUESA ROJA MUESTRA LA MEDIANA DE LAS CURVAS AJUSTADAS A LAS PROYECCIONES DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS; LAS LÍNEAS A TRAZOS ROJAS REPRESENTAN LOS PERCENTILES 33 Y 67 DE LAS CURVAS AJUSTADAS A LAS PROYECCIONES DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS. EL DEGRADADO GRIS MUESTRA LA DISPERSIÓN DE LAS CURVAS AJUSTADAS A LAS PROYECCIONES DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS.	282
FIGURA 131 – LEYES DE FRECUENCIA DE CAUDALES PREVISTAS EN EL FUTURO POR LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 8.5, EN TÉRMINOS DEL PERIODO DE RETORNO (Tr). LA LÍNEA AZUL REPRESENTA LA CURVA AJUSTADA A LOS DATOS OBS; LA LÍNEA GRUESA ROJA MUESTRA LA MEDIANA DE LAS CURVAS AJUSTADAS A LAS PROYECCIONES DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS; LAS	

LÍNEAS A TRAZOS ROJAS REPRESENTAN LOS PERCENTILES 33 Y 67 DE LAS CURVAS AJUSTADAS A LAS PROYECCIONES DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS. EL DEGRADADO GRIS MUESTRA LA DISPERSIÓN DE LAS CURVAS AJUSTADAS A LAS PROYECCIONES DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS.....	284
FIGURA 132 – UMBRALES DEL ANALISIS POT, EN LAS CUATRO SUBCUENCAS CON DATOS, EN EL PERIODO CONTROL Y FUTUROS (RCP 4.5 Y RCP 8.5). EL UMBRAL DE SIM TAMBIÉN SE MUESTRA COMO REFERENCIA (LINEA HORIZONTAL NEGRA). LA LINEA A TRAZOS VERTICAL, SEPARA LOS MODELOS AEMET DE LOS MODELOS CORDEX.....	286
FIGURA 133 – COMPARACIÓN ENTRE LA FRECUENCIA DE AVENIDAS MENSUAL DE OBS, SIM Y LAS SIMULACIONES DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS EN EL PERIODO CONTROL.	288
FIGURA 134 – FRECUENCIAS DE AVENIDA MENSUALES PROYECTADAS A FUTURO BAJO EL ESCENARIO DE EMISIONES RCP 4.5. LA FRECUENCIA MENSUAL DE AVENIDAS OBSERVADA (LINEA AZUL GRUESA) SE COMPARA CON LA MEDIANA DE LAS PROYECCIONES DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS (LINEA ROJA CONTINUA). LA DISPERSIÓN DE LOS RESULTADOS EN FORMA DE DEGRADACIÓN GRIS Y LOS PERCENTILES 33 % Y 67 % DE DICHA DISPERSIÓN (COMO LÍNEAS ROJAS DISCONTÍNUAS) TAMBIÉN SE MUESTRAN.....	290
FIGURA 135 – FRECUENCIAS DE AVENIDA MENSUALES PROYECTADAS A FUTURO BAJO EL ESCENARIO DE EMISIONES RCP 8.5. LA FRECUENCIA MENSUAL DE AVENIDAS OBSERVADA (LINEA AZUL GRUESA) SE COMPARA CON LA MEDIANA DE LAS PROYECCIONES DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS (LINEA ROJA CONTINUA). LA DISPERSIÓN DE LOS RESULTADOS EN FORMA DE DEGRADACIÓN GRIS Y LOS PERCENTILES 33 % Y 67 % DE DICHA DISPERSIÓN (COMO LÍNEAS ROJAS DISCONTÍNUAS) TAMBIÉN SE MUESTRAN.....	291

LISTA DE TABLAS

TABLA 1. CAMBIOS OBSERVADOS EN ÍNDICES DE CARACTERIZACIÓN DE EVENTOS EXTREMOS, DESDE LA SEGUNDA MITAD DEL SIGLO XX HASTA LA ACTUALIDAD (IPCC, 2014).	38
TABLA 2. PROYECTOS Y CARACTERÍSTICAS DE CONJUNTOS DE MODELOS PARA DISTINTAS REGIONES DEL MUNDO (ELABORACIÓN PROPIA, FUENTE: USAID, 2014).	58
TABLA 3. MODELOS DEL PROYECTO CMIP5 USADOS PARA ELABORAR EL ATLAS CLIMÁTICO GLOBAL DE CAMBIOS EN EL AR5 (IPCC, 2013).	59
TABLA 4. CLASIFICACIÓN DE LOS PRINCIPALES MÉTODOS DE REGIONALIZACIÓN ESTADÍSTICA, SUS VENTAJAS Y DESVENTAJAS (FUENTE: WILBY ET AL., 2004).	68
TABLA 5. REVISIÓN DE LOS INDICES DE ESTUDIO DE LAS PRECIPITACIONES EXTREMAS MÁS UTILIZADOS EN DIFERENTES ESTUDIOS.	89
TABLA 6. RELACIÓN ENTRE LA PRECIPITACIÓN ASOCIADA A UN PERIODO DE RETORNO DE 5 (PRIMERAS TRES COLUMNAS), 20 (SEGUNDAS TRES COLUMNAS) Y 100 (TERCERAS TRES COLUMNAS) Y EL PERIODO DE RETORNO FUTURO (ÚLTIMA COLUMNA DE CADA GRUPO DE TRES), PARA DIFERENTES PAÍSES EUROPEOS. (LARSEN ET AL., 2009).	95
TABLA 7. TENDENCIAS DE LOS CAMBIOS SOBRE INUNDACIONES EN LOS ESTUDIOS ANALIZADOS PARA DIFERENTES REGIONES DE EUROPA (EN ROJO) (KUNDZEWICZ ET AL., 2017).	109
TABLA 8. PORCENTAJE DE CAMBIO PROYECTADO EN EL CAUDAL MÁXIMO DIARIO DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO EN DISTINTAS DEMARCACIONES HIDROGRÁFICAS (MITECO, 2018A, FUENTE: ALFIERI ET AL., 2015).	119
TABLA 9. DISTRIBUCIÓN Y DENSIDAD POR DEMARCACIÓN HIDROGRÁFICA DE LAS ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS USADAS (FUENTE: CEDEX, 2017).	144
TABLA 10. CÓDIGO Y EXTENSIÓN TEMPORAL DE REGISTRO DE LAS ESTACIONES SELECCIONADAS PARA REALIZAR EL ESTUDIO SOBRE LA CUENCA DEL RÍO ARGA (GARIJO Y MEDIERO, 2018).	145
TABLA 11. MODELOS CLIMÁTICOS UTILIZADOS EN LA GENERACIÓN DE LAS PROYECCIONES CLIMÁTICAS REGIONALIZADAS POR MÉTODOS ESTADÍSTICOS PRODUCIDOS POR AEMET (FRANCÉS ET AL., 2017). ..	148
TABLA 12. RELACIÓN DE PROYECCIONES REGIONALIZADAS POR MÉTODO, ESCENARIO DE EMISIONES, VARIABLE REGIONALIZADA Y MODELOS CLIMÁTICOS PRODUCIDAS POR AEMET PARA LOS ESCENARIOS RCP 4.5 Y 8.5 (GARIJO ET AL., 2018).	153
TABLA 13. COMBINACIONES DE MCG Y MCR UTILIZADOS EN LA TESIS, INCLUYENDO SU ACRÓNIMO Y LOS CAPÍTULOOS DE LA TESIS DONDE SE HAN UTILIZADO (GARIJO ET AL., 2018).	156
TABLA 14. PARÁMETROS DEPENDIENTES DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA EN EL MODELO HBV.	161
TABLA 15. PARÁMETROS DEPENDIENTES DE LAS CARACTERÍSTICAS DEL TERRENO EN EL MODELO HBV.	162

Lista de tablas

TABLA 16. ESTADÍSTICOS UTILIZADOS EN LA COMPARACIÓN DE DATOS, JUNTO A SU ACRÓNIMO Y UNA BREVE DESCRIPCIÓN. LOS TRES ÚLTIMOS ESTADÍSTICOS CONSIDERAN SERIES DE MÁXIMOS ANUALES (MA).	186
TABLA 17. LISTADO DE LOS MODELOS CLIMÁTICOS UTILIZADOS (MCG-MCR), SU ACRÓNIMO Y SUS PERIODOS DE SIMULACIÓN DEL PERIODO CONTROL Y DEL PERIODO FUTURO.	238
TABLA 18. CAMBIOS ESPERABLES EN LOS CUANTILES DE PRECIPITACIÓN PARA EL ESCENARIO DE EMISIONES RCP 4.5, EN LAS REGIONES CONSIDERADAS PARA ESTE ESTUDIO. EN CADA PERIODO DE RETORNO, LA PRIMERA COLUMNA MUESTRA EL CAMBIO ESPERABLE PARA EL INTERVALO FUTURO 2011–2040, LA SEGUNDA COLUMNA PARA EL INTERVALO FUTURO 2041–2070, Y LA TERCERA COLUMNA PARA EL INTERVALO FUTURO 2071–2095.	251
TABLA 19. CAMBIOS ESPERABLES EN LOS CUANTILES DE PRECIPITACIÓN PARA EL ESCENARIO DE EMISIONES RCP 8.5, EN LAS REGIONES CONSIDERADAS PARA ESTE ESTUDIO. EN CADA PERIODO DE RETORNO, LA PRIMERA COLUMNA MUESTRA EL CAMBIO ESPERABLE PARA EL INTERVALO FUTURO 2011–2040, LA SEGUNDA COLUMNA PARA EL INTERVALO FUTURO 2041–2070, Y LA TERCERA COLUMNA PARA EL INTERVALO FUTURO 2071–2095.	252
TABLA 20. PROYECCIONES CLIMÁTICAS UTILIZADAS EN ESTE ESTUDIO, EL ACRÓNIMO UTILIZADO, SU MÉTODO DE REGIONALIZACIÓN Y LA FUENTE DE DONDE PROVIENE (GARIJO Y MEDIERO, 2018).	262
TABLA 21. PORCENTAJE DE ERROR PROMEDIO DE LOS ESTADÍSTICOS: MEDIA, CV, CS DE LAS SERIES DE MA, Y DEL NÚMERO DE DÍAS SIN PRECIPITACIÓN, ENTRE LOS MODELOS CLIMÁTICOS Y LOS DATOS OBSERVADOS PARA CADA SUBCUENCA.	263
TABLA 22. PERIODOS UTILIZADOS EN LA CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO.	268
TABLA 23. EFICIENCIA OBTENIDA EN LOS PROCESOS DE CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO MEDIANTE LAS DOS FUNCIONES UTILIZADAS: NSE Y REFFQObsSAMPLE.	278
TABLA 24. REVISIÓN LA EVALUACIÓN PRELIMINAR DEL RIESGO DE INUNDACIÓN, SEGUNDO CICLO, POR LAS DIFERENTES DEMARCACIONES HIDROGRÁFICAS.	308

ACRÓNIMOS

AEMET	Agencia Estatal de Meteorología
AR4	Fourth Assessment Report (Cuarto Informe de Evaluación del IPCC)
AR5	Fifth Assessment Report (Quinto Informe de Evaluación del IPCC)
CCS	Consortio de Compensación de Seguros
CMCC-UN	Convención Marco sobre el Cambio Climático de las Naciones Unidas
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project (Proyecto de Intercomparación de Modelos de Clima Acoplados)
CORDEX	Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment
ECP	Extended Concentrated Pathways (Sendas de Concentraciones Extendidas)
EMIC	Earth System Models of Intermediate Complexity (Modelos del Sistema Terrestre de Complejidad Intermedia)
ENSO	El Niño–Southern Oscillation (El Niño – Oscilación del Sur)
EPRI	Evaluación Preliminar del Riesgo de Inundación
ESM	Earth System Models (Modelos Climáticos del Sistema Terrestre)
FAR	First Assessment Report (Primer Informe de Evaluación del cambio climático)
FIC	Fundación para la Investigación del Clima
FR	Forzamiento Radiativo
GEI	Gases de Efecto Invernadero
IA	Inteligencia Artificial
IAM	Integrated Assessment Modelling (Modelos Integrados de Evaluación)
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático)
INM	Instituto Nacional de Meteorología
LBA	Libro Blanco del Agua en España
MCG	Modelos Climáticos Globales
MCGAO	Modelos Climáticos Globales acoplados Atmósfera-Océano

MCR	Modelos Climáticos Regionales
OMM	Organización Meteorológica Mundial
PNACC	Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático
PNUMA	Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente
POT	Peaks Over Threshold (Picos sobre umbral)
RCP	Representative Concentration Pathways (Sendas de Concentraciones Representativas)
SAR	Second Assessment Report (Segundo Informe de Evaluación del cambio climático)
SIG	Sistemas de Información Geográfica
SRES	Special Report on Emission Scenarios (Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones)
TAR	Third Assessment Report (Tercer Informe de Evaluación del cambio climático)
WCRP	World Climate Research Programme (Programa de Investigación del Clima Mundial)

1. INTRODUCCIÓN

En Europa, las inundaciones son el riesgo natural que causa las mayores pérdidas económicas (EEA, 2016; EASAC 2018). La situación en España no es diferente, siendo las inundaciones también el riesgo natural que ha causado los mayores daños económicos en el periodo 1971–2018, con 6.250 millones de euros, seguido por las tempestades ciclónicas atípicas, con 1.986 millones de euros (CCS, 2016). Además, el incremento en la ocurrencia de eventos de avenida en las últimas décadas, provocando cuantiosos daños económicos y sociales, ha avivado la necesidad de profundizar en la investigación de aspectos concretos asociados a la gestión de avenidas. Algunos de los aspectos más importantes son la comprensión de los mecanismos de generación de las avenidas y la mejora en la estimación de su probabilidad de ocurrencia, así como la previsión de su posible evolución en el futuro como consecuencia de los cambios en dichos mecanismos, en especial el cambio climático.

El Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés), en sus informes desarrollados en los últimos años, refleja estos cambios en el sistema climático global observados en las últimas décadas, y en concreto en el ciclo hidrológico. Sin embargo, todavía existe una baja confianza en que el cambio climático haya afectado sobre la frecuencia y magnitud de las avenidas a una escala global en los últimos años (IPCC, 2014). Esta baja confianza se debe principalmente a los limitados registros históricos de avenidas, que en la mayoría de los casos tienen una extensión temporal reducida. Además los posibles efectos del cambio climático sobre las inundaciones se acumulan a otros efectos antrópicos originados por actividades directas del ser humano como son los cambios de usos del suelo, extracciones de agua o cambios en los cauces de los ríos (MIMAM, 2005).

Los posibles cambios en las avenidas influyen en diferentes sectores como la industria o el turismo, pero sobre todo en las infraestructuras hidráulicas, las cuales son especialmente vulnerables a cambios tanto en la frecuencia como de la intensidad de las avenidas. Por ello, resultaba necesario investigar el efecto esperable del cambio climático sobre los eventos extremos tanto de precipitación como de avenidas, sin perjuicio de la necesidad de evaluación de la posible interacción entre los distintos factores que pueden modificar el régimen de avenidas.

Las modificaciones en los patrones de avenida esperables en el futuro como consecuencia del cambio climático influirán directamente sobre la seguridad de las infraestructuras hidráulicas. Un aumento o intensificación de los eventos extremos, tal y como se prevé, puede provocar que este tipo de inundaciones aumente (MIMAM, 2005), lo que repercutirá tanto social como económicamente en la población. Por poner un ejemplo, la influencia del cambio climático sobre los eventos extremos no está considerada en las obras de regulación de los ríos en España, por lo que un aumento de la magnitud de las inundaciones podría provocar una reducción en la seguridad de dichas infraestructuras hidráulicas.

1.1. Motivación

El estudio de la influencia del cambio climático sobre las infraestructuras hidráulicas o de cualquier otro tipo no es nuevo. Ya en la Ley 11/2005, de 22 de Junio, por la que se modifica la Ley 10/2001, de 5 de julio, del Plan Hidrológico Nacional, se añade en el artículo 46 del Texto Refundido de la Ley de Aguas la siguiente indicación: “Con carácter previo a la declaración del interés general de una obra hidráulica, deberá elaborarse un informe que justifique su viabilidad técnica, social y ambiental [...] los informes deberán ser revisados cada seis años en el caso de que las obras no se hubieran llevado a cabo”. El citado informe obligatorio especifica que la obra “Deberá describir [...] su flexibilidad ante modificaciones de los datos de partida (por ejemplo, debidos al cambio climático)”. Por otro lado, la Directiva Europea relativa a la evaluación y gestión de los riesgos de inundación, comúnmente conocida como Directiva de Inundaciones, recoge en su Artículo 4.2.d que la “evaluación preliminar del riesgo de inundación deberá incluir una estimación del panorama de evolución de la ocurrencia de avenidas a largo plazo, teniendo en cuenta el efecto del cambio climático en la incidencia de las inundaciones” (EU, 2007).

En España, a raíz del Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (PNACC) (MIMAM 2006), numerosos estudios han comenzado a cuantificar los posibles efectos del cambio climático sobre el ciclo hidrológico. En su mayoría son estudios sobre la disponibilidad del recurso hídrico y la transformación de las variables hidrológicas en el tiempo considerando intervalos de tiempo mensuales o anuales (CEDEX, 2017; Iglesias, 1995; González Zeas, 2012). Sin embargo, todavía son escasos los estudios acerca de cómo evolucionarán los eventos extremos de avenidas en el futuro como consecuencia de los forzamientos de gases de efecto invernadero bajo condiciones de cambio climático. Tal y como se puede comprobar en el último informe de evaluación del PNACC (MITECO, 2019), que recoge las

acciones planificadas y llevadas a cabo en el periodo de trabajo del PNACC desde su aprobación en 2006 hasta junio de 2019, todavía no se ha realizado ningún estudio a nivel nacional que satisfaga una de las líneas de actuación marcadas: la influencia del cambio climático sobre los fenómenos hidrológicos extremos. El único estudio enmarcado en este ámbito ha sido la 'Guía para la reducción de la vulnerabilidad de los edificios frente a las inundaciones' (CCS, 2017), que está reducida únicamente al ámbito de edificaciones y en concreto a cómo disminuir sus daños frente a una inundación.

Además, la mayoría de los pocos estudios encontrados al comienzo de esta tesis doctoral sobre la influencia del cambio climático en las avenidas estaban apoyados en los escenarios de cambio climático del anterior informe del IPCC, el Cuarto Informe de Evaluación (AR4) (IPCC, 2007), por lo que era completamente necesario realizar estudios basados en los escenarios de emisiones más actuales disponibles, promovidos por el actual informe, el Quinto Informe de Evaluación (AR5) (IPCC, 2014).

Por otra parte, debido a la falta de conocimiento de cómo abordar un estudio sobre la influencia del cambio climático sobre las avenidas, generalmente se han utilizado metodologías determinísticas, es decir, utilizando las proyecciones climáticas en el futuro suministradas por los modelos climáticos directamente como datos de entrada en un modelo hidrológico, resultando un único dato de cambio de la variable estudiada. Sin embargo, como se resalta en el último informe del IPCC, existe una gran incertidumbre en la estimación del impacto del cambio climático sobre las avenidas, ya que los resultados obtenidos en función de los modelos y escenarios utilizados presentan una gran variabilidad (IPCC, 2014). Por ello, es necesario desarrollar estudios que cuantifiquen dicha variabilidad y ofrezcan resultados probabilísticos de cambio en vez de un único dato determinista para el futuro.

Por tanto, ante la falta de estudios a escala nacional y metodologías a escala de cuenca para evaluar la influencia del cambio climático sobre valores extremos, tanto de precipitación como de caudal, la presente investigación ha tratado de contribuir a la necesidad de cumplir con las anteriores necesidades identificadas en el PNACC, así como por los requerimientos a nivel europeo recogidos en la Directiva de Inundaciones. La evaluación del efecto del cambio climático sobre las inundaciones a nivel nacional es necesaria para la implantación de los planes de gestión del riesgo de inundación dentro del segundo ciclo de dicha Directiva de Inundaciones.

En resumen, la presente investigación surge ante la necesidad de completar un hueco en el conocimiento científico existente en la actualidad, consistente en desarrollar nuevas metodologías para evaluar el efecto del cambio climático sobre las inundaciones a escala de cuenca, así como el análisis a nivel nacional de las proyecciones de cambio climático disponible, con el objetivo de identificar patrones de cambio esperables en el futuro como consecuencia del cambio climático en España. Además, los resultados de la investigación tendrán aplicación en la práctica, cubriendo las demandas de la Comisión Europea dentro de la Directiva de Inundaciones, acerca de la consideración de la influencia del cambio climático en las inundaciones, dentro del desarrollo de los planes de gestión de los riesgos de inundación. De esta forma, se pretende mejorar el estado del conocimiento actual para aumentar la seguridad en el diseño y explotación de las infraestructuras hidráulicas en el futuro, considerando la influencia esperable del cambio climático sobre los eventos extremos de avenida. Asimismo, también se pretende mejorar el conocimiento actual para aplicarlo a la evaluación de la seguridad de las infraestructuras existentes, considerando los posibles cambios en el futuro de las condiciones de contorno con las que fueron diseñadas en su momento.

1.2. Objetivos

El objetivo principal de esta tesis doctoral consiste en la cuantificación a escala nacional del cambio esperable en el futuro en las variables hidroclimáticas relacionadas con los eventos extremos de avenida como consecuencia del cambio climático, que sirva como punto de partida desde donde se puedan desarrollar los estudios de impacto del cambio climático en la respuesta hidrológica a nivel de cuenca en situación de avenida, para el diseño y evaluación de la seguridad de infraestructuras hidráulicas, tales como presas. Así mismo, la tesis también persigue el desarrollo de nuevas metodologías para realizar la evaluación del impacto del cambio climático sobre las avenidas de diseño.

A continuación, se proponen los objetivos generales y los objetivos específicos que se han pretendido alcanzar en el desarrollo de esta investigación.

1.2.1. Objetivos generales

Los objetivos principales que se han planteado responder en esta tesis se pueden resumir en cinco puntos:

- 1) **Evaluar la capacidad de los modelos climáticos para simular adecuadamente el comportamiento real de la precipitación.** Los estudios de cambio climático utilizan como datos de partida las simulaciones de modelos climáticos sobre un área determinada. Sin embargo, estos modelos no son perfectos y tienen en consecuencia unos sesgos respecto de las observaciones que es necesario evaluar. Conociendo los errores que tienen los datos ofrecidos por los modelos climáticos, se podrá determinar si es necesario corregir o no los datos brutos suministrados por los modelos climáticos.
- 2) **Identificar la fuente de proyecciones climáticas más fiable para el análisis de la influencia del cambio climático sobre las avenidas en España.** Dado que la tesis está centrada en la evaluación del impacto del cambio climático sobre las avenidas, es necesario identificar qué fuente de información, de entre las disponibles, es la que mejor caracteriza estadísticamente los eventos extremos de precipitación, ya que son fundamentales para realizar estudios sobre avenidas.
- 3) **Identificar patrones de cambio a nivel nacional en el comportamiento extremo de las precipitaciones esperables en el futuro como consecuencia del cambio climático.** La caracterización del comportamiento de las precipitaciones extremas esperables en un futuro es esencial para desarrollar un análisis apropiado del impacto del cambio climático sobre las inundaciones, así como sobre la seguridad de las infraestructuras hidráulicas. Por lo tanto, la identificación a escala nacional de patrones de cambio en las precipitaciones máximas será de gran utilidad para el conocimiento general de la influencia del cambio climático sobre las avenidas.
- 4) **Desarrollar nuevas metodologías para evaluar la influencia del cambio climático sobre las avenidas a escala de cuenca.** La falta de una metodología de referencia básica y robusta que permita evaluar los efectos del cambio climático sobre los caudales a escala de cuenca, pone de manifiesto la necesidad de elaborar metodologías propias que puedan ser utilizadas de manera sencilla y generalizada por todos los agentes involucrados en el estudio del cambio climático sobre avenidas.
- 5) **Cuantificar los cambios esperables en los caudales de diseño a partir de los cambios en la precipitación y la temperatura en el futuro.** El diseño y comprobación de la seguridad de las infraestructuras hidráulicas se realiza a partir de los caudales punta o hidrogramas de avenida de diseño. Se espera que en el futuro dichos

valores de diseño se vean afectados por los cambios en las precipitaciones extremas, por lo que resulta necesario cuantificar su efecto. La cuantificación deberá incluir en la medida de lo posible la incertidumbre asociada a los resultados obtenidos.

1.2.2. Objetivos específicos

Los objetivos generales expuestos en el apartado anterior se han detallado mediante una serie de objetivos secundarios o específicos, que complementen los anteriormente expuestos. A continuación, se exponen los objetivos específicos más importantes que se han tratado de conseguir en la investigación.

En cuanto a los dos primeros objetivos descritos en el apartado anterior, de evaluación de la calidad de los datos de los modelos climáticos y la identificación de una fuente de información con datos adecuados para el estudio de avenidas, se pueden desglosar en los siguientes objetivos específicos:

- Cuantificar los errores de las simulaciones realizadas por los modelos climáticos respecto a las observaciones en el periodo de control desde el punto de vista estadístico, con el objetivo de evaluar la necesidad de una posible corrección del sesgo previa a su uso en cualquier estudio.
- Reconocer posibles patrones espaciales en los errores obtenidos y localizar las zonas en las que los modelos presentan mayores errores en la simulación de la precipitación, tanto en valores medios como extremos.
- Identificar el método de regionalización más adecuado para estudios de cambio climático, teniendo en cuenta tanto valores medios como valores extremos.
- Analizar las diferencias entre los métodos de regionalización estadística y regionalización dinámica, identificando sus fortalezas y debilidades.

El tercer objetivo, que pretende la identificación de patrones de cambio a nivel nacional en las precipitaciones extremas, se ha desglosado en los siguientes objetivos específicos:

- Analizar las posibles diferencias entre los resultados obtenidos para distintos escenarios de emisiones.

- Cuantificar los posibles cambios producidos por la influencia del cambio climático sobre las precipitaciones extremas.

En cuanto al desarrollo de una metodología para efectuar estudios de impacto del cambio climático sobre las avenidas, señalado como cuarto objetivo general, los objetivos específicos enmarcados dentro del mismo son los siguientes:

- Realizar un análisis comparativo de las técnicas de corrección del sesgo a aplicar sobre los datos brutos suministrados de precipitación por los modelos climáticos y, en su caso, desarrollar nuevos métodos para la mejora del comportamiento de los datos extremos.
- Desarrollar una metodología simple y abordable para la evaluación de la influencia del cambio climático sobre las inundaciones, utilizando modelización hidrológica.

Finalmente, en relación a la cuantificación de los cambios esperables en los caudales de diseño en el futuro por la influencia del cambio climático, se han establecido los siguientes objetivos específicos:

- Examinar cómo afecta el cambio climático sobre las inundaciones considerando distintos tipos de cuenca con diferentes características (usos del suelo, nieve, pendientes, etc.).
- Cuantificar los cambios en los cuantiles de caudal punta esperables en el futuro por la acción del cambio climático, incluyendo su incertidumbre.
- Evaluar la estacionalidad de las inundaciones y la influencia del cambio climático en la misma.
- Comparar las diferencias entre métodos de regionalización extendiendo su influencia sobre los caudales.
- Definir recomendaciones en base a los resultados obtenidos del análisis de caudales de diseño y cambios en la estacionalidad de las inundaciones.

1.3. Planteamiento y estructura de la investigación

La composición de la tesis doctoral aquí presentada consta de tres apartados claramente definidos: la comparación de los datos de precipitación de los modelos climáticos con

datos observados en el periodo control, la cuantificación de los cambios esperables en la precipitación en el futuro a partir de las proyecciones de los modelos climáticos, y la evaluación del impacto de los cambios esperables en la precipitación sobre las avenidas.

Así, la estructura de esta tesis es la siguiente. En primer lugar, se ha expuesto la motivación, objetivos y organización de la tesis en este Capítulo 1. A continuación, en el Capítulo 2, se presenta la revisión del estado del arte, así como un preámbulo de algunos de los temas que se van a tratar posteriormente.

Antes de comenzar con la exposición de los resultados de la investigación, en el Capítulo 3 se ha extraído la metodología común y los datos de partida que han sido utilizados a lo largo de la misma. En el Capítulo 4, se introduce la comparación de los datos de precipitación proporcionados de los modelos climáticos con los datos observados. Cabe añadir que este capítulo está a su vez dividido en tres subcapítulos, correspondientes a las distintas fuentes de información utilizada: AEMET y CORDEX, y a la comparación entre ambas fuentes. Siguiendo con el Capítulo 5, se presentan los resultados de la evaluación de las proyecciones de los modelos en el futuro, en este caso únicamente con los modelos del proyecto CORDEX. El Capítulo 6, incluye el desarrollo de una metodología para el estudio de la influencia de los cambios esperables en las precipitaciones sobre los caudales de avenida, en una cuenca del norte de España.

Finalmente, en el Capítulo 7, se exponen las conclusiones generales que se han alcanzado, sin perjuicio de las posibles conclusiones parciales, más extensas, que se han incluido en los diferentes apartados de la tesis. En éste último capítulo también se exponen las contribuciones originales, las contribuciones científicas, las posibles líneas de investigación futuras que se pueden desarrollar a partir de esta tesis, así como algunas de las aplicaciones directas que han tenido de los resultados de la investigación contenida en esta tesis sobre otros estudios durante el periodo de realización de la misma, tanto en el ámbito científico como en el ámbito de transferencia de tecnología.

2. REVISIÓN DEL ESTADO DEL ARTE

La revisión de la literatura existente se muestra en el presente capítulo, donde no solo se recopilan estudios previos realizados, sino también se da una introducción sobre los temas tratados en esta tesis doctoral, como las inundaciones en España, el cambio climático o los modelos hidrológicos, de cara a que el lector tenga unas bases suficientes para comprender los conceptos utilizados a lo largo de la investigación.

Se ha estructurado siguiendo dos grandes temas: Las inundaciones, en el Capítulo 2.1, y el cambio climático, en el Capítulo 2.2. A pesar de la gran variedad de temas que se tratan en esta revisión, se ha decidido separarla en estos dos grandes grupos ya que son los dos enfoques principales que se abordan en esta investigación. En el primer punto, que trata el tema de las inundaciones, la revisión del estado del arte se ha enfocado en conocer el comportamiento de las inundaciones en España, y en las tendencias encontradas en las últimas décadas a partir del análisis de datos observados. Además, se hace una introducción a los generadores de cambio en las inundaciones, que lejos de ser una revisión completa sobre todos los posibles conductores de cambios, es interesante para situar el ámbito de estudio. Dentro del tema cambio climático, en el segundo punto, el cual lleva implícito tratar el sistema climático y estudios relacionados con el mismo, se pueden encontrar otros subtemas como los modelos climáticos y sus técnicas de regionalización que bien podrían separarse en un punto aparte, pero se ha preferido la sencillez en la estructura de la revisión en vez de multitud de capítulos dispersos e independientes.

Una vez realizado esta introducción a los dos grandes temas a tratar en esta tesis, se ha realizado una revisión de los trabajos previos sobre el impacto del cambio climático en las precipitaciones e inundaciones, en el Capítulo 2.3. Antes de enfocar cada uno de los temas, en el Capítulo 2.3.1, se ha realizado una pequeña introducción del estudio del cambio climático en España, mediante los estudios oficiales llevados a cabo a lo largo del tiempo. Finalmente, en el Capítulo 2.4, se expone una revisión de los modelos hidrológicos a lo largo de la historia y su clasificación según sus características, ya que la última parte de esta investigación, pero esencial para evaluar los cambios sobre las inundaciones, utiliza un modelo hidrológico. Por ello, se realiza esta revisión para introducir al lector los conocimientos básicos sobre modelos hidrológicos.

2.1. Cambios en los patrones de inundación

Antes de comenzar con la revisión de este punto, es importante aclarar una distinción fundamental. Las inundaciones generalmente son la causa final de los procesos de avenidas en los ríos. Aunque ambos conceptos, el de inundación y el de avenida, se utilizan de manera habitual como si del mismo efecto se tratara, realmente no es así. De hecho, en muchas ocasiones, una avenida no produce una inundación ya que esta última supone un desbordamiento del agua fuera de su cauce, generalmente eso sí, durante un evento de avenida. Por lo tanto, aunque las inundaciones estén ligadas a las avenidas, las causas de cambios en cada una de ellas pueden ser diferentes. Por poner un ejemplo, una rotura de un dique puede provocar inundaciones aun cuando no esté sucediendo una avenida. Sin embargo, estos casos particulares no se contemplan a la hora de estudiar las inundaciones en el tiempo.

También es importante aclarar el concepto de máximo o extremo, ya que su definición se deja a la consideración del autor del estudio, resultando en diferentes interpretaciones según el estudio que se lea. Aunque como se verá más adelante, muchos autores relacionan el concepto de máximo a un determinado percentil de la serie de precipitaciones totales, los trabajos que aquí se realizan están enfocados a precipitaciones mucho más altas, generalmente no encontradas en las series registradas de precipitación. Así, el concepto de extremo en este estudio se dará a aquellas precipitaciones asociadas con un determinado cuantil de una ley de frecuencia ajustada a la serie de valores máximos anuales. Esta consideración se dará tanto para precipitaciones como para caudales.

2.1.1. Inundaciones en España

La magnitud y frecuencia de las inundaciones o avenidas es el principal punto a investigar cuando se trata de evaluar el diseño de las infraestructuras hidráulicas. Éstas dependen de muchos factores como la morfometría de la cuenca, las características de la red, los usos del suelo, etc. pero principalmente, las inundaciones dependen del tipo de patrones atmosféricos que las generan (Benito et al., 1996, 1997). Además, no todas las avenidas son causa del mismo agente. La variable que más influye en las mismas es la precipitación, que es la que provoca el excedente de agua que finalmente transporta el río. Sin embargo, otras variables como la precipitación sólida o nieve, así como cambios en el cauce o en la cuenca, son también causa de avenidas e inundaciones. Estos conceptos se ampliarán posteriormente en el Capítulo 2.1.2.

En España, las inundaciones varían entre las diversas cuencas hidrográficas que dividen el territorio, habiendo diferencias incluso dentro de algunas de ellas. Por ejemplo, en el río Ebro, las cuencas de la margen derecha tienen poco que ver con los de la margen izquierda. Generalmente las primeras son cuencas con poco caudal y un carácter marcadamente mediterráneo, mientras que en las segundas existe un componente nival muy fuerte. Sin embargo, de una manera amplia y si se evalúan las inundaciones ocurridos a lo largo del tiempo y sus relaciones con los patrones atmosféricos, se puede llegar a encontrar dos zonas bastante diferenciadas: inundaciones con influencia atlántica e inundaciones con influencia mediterránea (Hall et al., 2014; Mediero et al., 2015; Santos et al., 2018).

En las cuencas con influencia atlántica, la generación de inundaciones, su duración y su magnitud están estrechamente ligadas a la precipitación invernal. En estas cuencas, aunque no existen relaciones causales entre las precipitaciones extremas y los caudales punta de avenida, sí que se pueden señalar que en aquellos años con exceso de precipitación, se producen un mayor número de eventos de avenida. Las precipitaciones mayores en las cuencas Atlánticas se producen cuando la circulación zonal y la entrada de perturbaciones se sitúan en baja latitud (35-45º N), generando precipitaciones importantes y persistentes en las cuencas del Duero, Tajo, Guadiana y Guadalquivir, o bien cuando se produce una circulación meridional con advección muy húmeda sobre las cuencas del Guadiana y del Guadalquivir (MIMAM, 2005). Estos procesos ocurren principalmente en los meses de invierno, otoño y en menor medida primavera (Figura 1), aunque en verano también pueden producirse excepcionalmente inundaciones, asociadas a flujos del norte, con presencia o no de gota fría.

Por su parte, en las cuencas con influencia mediterránea, las relaciones entre la precipitación media areal y las crecidas no responde a ningún patrón concreto, y por tanto las relaciones clima-crecidas resultan difíciles de discernir. En invierno, algunas cuencas que tienen influencia de ambos tipos como la cabecera Ebro, el Guadiana o el Guadalquivir, se pueden ver influenciada por lluvias intensas originadas por la advección del norte, en el caso del Ebro, o cuando la circulación adquiere una alta componente meridional, normalmente asociada a la presencia de una baja en el Golfo de Cádiz, que aporta flujos muy húmedos desde el suroeste, en el caso del Guadiana y el Guadalquivir (MIMAM, 2005). En primavera y verano, el avance de masas de aire de procedencia atlántica, relativamente más frías que el mar, puede aumentar la inestabilidad y facilitar la formación de sistemas convectivos. En esta época del año es cuando se registran el mayor

número de gotas frías en España (Llasat y Puigcerver, 1990), y se sitúan sobre todo en la parte occidental (Llasat, 1991). También son importantes las lluvias muy intensas de corta duración, que afectan principalmente a los Pirineos y a la costa catalana, dando lugar frecuentemente a inundaciones súbitas en rieras, barrancos y torrentes. Finalmente, durante el otoño existe un incremento de la circulación del oeste y del noroeste, así como del tipo del suroeste. Las situaciones del sureste en bajos niveles y suroeste en altura (asociadas a la presencia de un surco en altura o de una gota fría), con advección de aire muy cálido y húmedo en bajos niveles, son muy favorables al desarrollo de sistemas convectivos organizados que generan crecidas fluviales (Jansà et al., 1996).

Figura 1 – Distribución mensual de las inundaciones históricas en diferentes cuencas hidrográficas (MIMAM, 2005 Fuente: Benito et al., 1996).

2.1.1. Análisis de las tendencias en avenidas en España

En Europa, y en concreto en España, se ha demostrado una señal de cambio en las inundaciones durante las últimas cinco décadas, no solo en la magnitud sino también su fecha de ocurrencia a lo largo del año hidrológico (Blöschl, et al., 2017; Blöschl et al., 2019). La preocupación por estos cambios se ve reforzada por la evidencia del aumento de las pérdidas económicas asociadas con las inundaciones en muchas partes del mundo, incluida Europa (EASAC, 2018). Las causas de estos cambios son diversas, y se están investigando para poder determinar su influencia en futuros cambios.

Figura 2 – Tendencias regionales observadas en el valor de caudal máximo anual en base a las series de caudal de más de 2300 estaciones a lo largo de Europa. La escala de colores muestra el porcentaje medio de cambio en los caudales máximos anuales por década (Blöschl et al., 2019).

A pesar de la clasificación antes vista de la península ibérica en cuencas con influencia atlántica y mediterránea, los estudios encontrados muestran que no hay diferencias en cuanto a las tendencias encontradas en la magnitud de las avenidas. Tanto en estudios más locales (López-Moreno et al., 2006; Llasat et al., 2010; Morán-Tejeda et al., 2012; Mediero et al., 2014) como en los estudios a gran escala (Hall et al., 2014; Mediero et al., 2015; Blöschl et al., 2019) se aprecia un descenso en las inundaciones a lo largo de las

últimas décadas para toda la Península. Si bien en algunos estudios la tendencia no es tan clara (Mediero et al., 2015), la mayoría de los resultados indican este descenso. Las estaciones observadas en España muestran un descenso en el 78% de las estaciones observadas de en torno al 5% por década, con algunos cambios pudiendo llegar a ser de hasta el 20% por década (Figura 2). Además, esta tendencia decreciente parece que se incrementa conforme se estudian periodos más cercanos (Mediero et al., 2014).

No solo se han encontrado cambios en la magnitud, sino que también se puede apreciar cómo ha cambiado la fecha en la que suelen ocurrir. Este aspecto también es relevante ya que, en planificación hidrológica y para la fijación de los resguardos estacionales en embalses, las fechas o periodos de ocurrencia de las inundaciones pueden cambiar las estrategias a seguir o incluso provocar problemas en la gestión de avenidas y desembalses.

Figura 3 – Tendencias regionales observadas en el día de ocurrencia medio de las inundaciones máximas anuales a lo largo de Europa. La escala de colores muestra el número de días por década de cambio donde ocurren las inundaciones (Blöschl et al., 2017).

Así, Blöschl et al. (2017) ha encontrado que en España la fecha de ocurrencia de las inundaciones ha cambiado significativamente desde 1960 hasta 2010. Concretamente se

pueden apreciar dos sentidos de cambio en función de la zona de influencia: un adelanto de las inundaciones en la zona de influencia atlántica y un retraso en la zona de influencia mediterránea, llegando a ser estos cambios de más de 10 días por década en cada una de las zonas. Por ejemplo, las inundaciones que ocurren en la vertiente o zona atlántica, que suelen ser a finales de otoño e invierno, se han adelantado en el tiempo, ocurriendo más a menudo en otoño.

Sin embargo, tal y como concluyen Mediero et al. (2014), estas tendencias negativas en la magnitud de las avenidas, así como las diferentes tendencias en la fecha de ocurrencia pueden ser debidas a los periodos de estudio establecidos. En España se ha podido encontrar un periodo inusualmente rico en avenidas desde el inicio de las series estudiadas en 1940 hasta finales de 1980, seguido de un periodo inusualmente pobre en inundaciones a finales de siglo y comienzos de la primera década del siglo XXI. Por lo tanto, todas estas tendencias podrían ser fruto de la ventana de estudio escogida.

Cabe destacar que los resultados de este estudio proceden mayoritariamente de cuencas del norte de España, debido a la falta de disponibilidad de series de datos largas en el sur peninsular, por lo que esta conclusión podría no ser válida para otras cuencas más pequeñas u otras partes del territorio, como en el sur, en donde no se han podido evaluar estos periodos ricos o pobres en inundaciones. Por ejemplo, en las citadas cuencas pequeñas, donde los procesos convectivos son extremadamente importantes, un ambiente más húmedo y cálido, como se prevé en situación de cambio climático, podría provocar un incremento de este tipo de eventos y, por lo tanto, un aumento de las inundaciones en el futuro.

2.1.2. Generadores de cambio en las avenidas

Para entender las variaciones que se pueden producir en las inundaciones primero es necesario entender cuáles son las causas que producen dichos eventos extremos. Este razonamiento se basa en que no todas las inundaciones o eventos extremos tienen un mismo origen y, por lo tanto, cambios en diferentes causas pueden producir consecuencias completamente diferentes. Por ejemplo, no es lo mismo que haya una inundación en un punto de la cuenca porque en la cabecera de la cuenca ha habido una deforestación o un aumento de la urbanización que ha provocado un aumento de la fracción de la precipitación que se convierte en escorrentía, a que el cambio climático haya alterado los patrones atmosféricos y por lo tanto las lluvias sean más intensas que antes.

Estadísticamente hablando, esta distinción se puede expresar como que no todas las inundaciones corresponden a la misma población, por lo que analizar de forma conjunta muestras de poblaciones diferentes no es adecuado y puede provocar sobreestimaciones, o lo que es peor, subestimaciones a la hora de presentar unos resultados predictivos. Merz et al. (2012) definió los tres principales grupos de conductores del cambio ('drivers') en los procesos de avenidas o inundaciones, los cuales pueden haber producido cambios en las inundaciones, el pasado o producir cambios en el futuro:

- **Ríos.** En este grupo están incluidas todas las modificaciones que un río puede sufrir en su cauce y riberas. Es uno de los conductores más obvios, generalmente modificado o deteriorado por el ser humano, mediante la canalización del río (para navegación o protección de avenidas), estructuras hidráulicas (como presas o azudes) o cambios en el lecho del cauce (vegetación, erosión, sedimentación). Estas modificaciones en los ríos pueden modificar la onda de propagación de la avenida y cambiar el pico o la forma del hidrograma de avenida en el cauce aguas abajo (Hall et al., 2014).
- **Cuencas.** La acción del ser humano en las cuencas también puede provocar modificaciones en las inundaciones. Aunque en principio sea menos aparente, muchos autores lo definen como uno de los conductores más importantes de cambio en las avenidas (Mediero et al., 2014; Piras et al., 2014; Piras et al., 2016), ya que procesos tan importantes como la infiltración y la generación de escorrentía dependen directamente de las características de la cuenca. La principal causa de cambios en las avenidas debidos a cambios en la cuenca es por la transformación de los usos del suelo o su composición, siendo algunos de los ejemplos la deforestación, la urbanización, o los incendios forestales. El efecto principal que provoca este conductor es la variación de la proporción de agua precipitada que se transforma en escorrentía, así como la velocidad de la escorrentía en la cuenca, modificando los procesos de concentración y difusión en la cuenca y, por tanto, provocando cambios en el volumen de hidrograma o el caudal punta.
- **Atmósfera.** Cualquier alteración en las condiciones atmosféricas/climáticas puede transformar la magnitud de las inundaciones. Cambios en la lluvia o en la nieve induce variaciones en la magnitud y la distribución de las avenidas (Hall et al., 2014), ya que la precipitación es el principal generador de las inundaciones. Incluso un cambio en la distribución estacional de la lluvia puede provocar cambios bruscos en las avenidas. Los efectos que este conductor tiene sobre las avenidas son completos, es decir, dado que la precipitación es el principal elemento de

generación de avenidas, un cambio sobre este puede desembocar cambios totales sobre las mismas.

Figura 4 – Efectos hipotéticos del impacto de los tres tipos de conductores: (a) Río, (b) Cuenca y (c) Atmósfera, sobre los caudales pico de las avenidas según el tamaño de la cuenca (Fuente: Hall et al., 2014, basado en Blöschl et al., 2007).

Para evaluar el impacto que producen cambios en los tres conductores sobre las inundaciones, se selecciona el caudal pico o caudal máximo del hidrograma de avenida como variable de estudio, ya que es la variable que generalmente se suele usar para estudiar cambios en las inundaciones (Hall et al., 2014). En la Figura 4, se pueden encontrar un esquema de los efectos que tendrían los tres conductores descritos anteriormente sobre el caudal pico de una avenida. Los cambios en el río provocan un aumento del caudal punta, principalmente en cuencas grandes. Los cambios en la cuenca producen un aumento de los caudales punta en cuencas de menor tamaño, reduciéndose los incrementos en cuencas grandes. Finalmente, los cambios en la atmósfera pueden producir incrementos o reducciones del caudal punta, tanto en cuencas grandes como en cuencas pequeñas.

Dado que la principal cuestión de esta tesis es el impacto del cambio climático sobre las inundaciones, a continuación se hace hincapié en establecer qué posibles cambios y sus consecuencias puede provocar el cambio climático sobre estos conductores.

2.1.2.1. Generadores de cambio en ríos

No se puede considerar que la influencia del cambio climático en los ríos tenga un efecto directo, ya que los cambios atmosféricos difícilmente pueden modificar la red de drenaje o la composición de la misma. En un caso extremo, un evento catastrófico podría cambiar el cauce de un río, como un movimiento de tierras o los procesos de erosión en el cauce. Sin embargo, los cambios en los ríos o cauces suelen estar ligados a acciones antrópicas,

consistentes en la construcción de estructuras hidráulicas como diques, presas, canalizaciones o balsas de retención, que permiten proteger a la población aledaña de sufrir inundaciones. Lammersen et al. (2002) y Bronstert et al. (2007) sugieren que para ríos largos, dichas actuaciones antrópicas sobre el río pueden afectar a las inundaciones a un nivel similar a los cambios en el uso del suelo.

La canalización de los cauces reduce la capacidad de laminación de los mismos, al prescindir del volumen de almacenamiento en las llanuras de inundación, y aumenta la velocidad del flujo, por lo que en lugar de reducir la magnitud de las avenidas, lo que provoca es un aumento de la misma hacia aguas abajo (Wyzga et al., 2018). El encauzamiento del río Rhin, ha provocado que los caudales punta de avenida se incrementen en un 10% (Vorogushyn and Merz, 2013). El aumento de las protecciones frente a inundaciones también tiene efectos en el río Po en Italia (Di Baldassare et al., 2009). Al encauzar el río, el pico de caudal y por lo tanto el nivel del agua aumentan provocando un desbordamiento. Para solucionar este problema, se aumenta la altura de estos diques de encauzamiento y a lo largo de mayor extensión, lo que provoca a su vez un incremento del pico de la avenida, y así sucesivamente. Además, las canalizaciones provocan un aumento de la cota del suelo en las llanuras de inundación y los procesos de sedimentación reducen la capacidad de transporte de los canales con el tiempo (Radecki-Pawlik et al., 2016). Como consecuencia, en la actualidad se promueven las actuaciones de restauración de cauces frente a las actuaciones de canalización para dar más espacio al río (Chen et al., 2016).

Las actuaciones de reconexión del cauce con la llanura de inundación permiten dar más espacio al río, aumentando la capacidad de laminación, gracias al mayor volumen de almacenamiento en las llanuras de inundación, reduciendo los riesgos de avenida aguas abajo (Guida et al., 2015; Jacobson et al., 2015). Por ejemplo, el retranqueo de motas permite utilizar zonas de la llanura de inundación que quedaban fuera de las motas para almacenar parte del volumen del hidrograma de avenida (Dierauer et al., 2012). Otra solución es la reforestación de las llanuras de inundación con vegetación de ribera en ciertas zonas del cauce, de tal forma que se aumente la rugosidad de las riberas en dichas zonas, reduciendo la velocidad del flujo y aumentando la capacidad de retención del cauce (Valentová et al., 2010). El efecto que produce es un aumento del nivel del agua en el tramo de río donde se realiza la actuación, pero permite reducir el caudal pico de la avenida aguas abajo.

2.1.2.2. Generadores de cambio en la cuenca

En los generadores de cambio en las cuencas, el cambio que producen las modificaciones en los usos del suelo sobre el caudal pico depende del tipo de modificación que se ha llevado a cabo. La tendencia general en España es a la deforestación, lo que conllevará aumentos del caudal pico dado, ya que la retención de escorrentía se reduce. Sin embargo, el proceso contrario, la reforestación de la cuenca, produciría un descenso en el pico de avenida. Estos efectos son más visibles en cuencas pequeñas, dado que el tiempo de concentración de la avenida es menor.

Por su parte, la influencia del cambio climático sobre la cuenca puede ser más directa, dado que los cambios atmosféricos sí que pueden afectar directamente a las características de la cuenca. Los efectos que tiene la cuenca sobre las inundaciones provienen principalmente de las características del terreno, dentro de la cual se incluye diferentes componentes como los usos del suelo, la cobertura superficial y la composición o la estructura del subsuelo, entre otros. De hecho, estos componentes se pueden estudiar como si de una estructura hidráulica se tratara. Estos componentes se ven afectados igualmente por el tiempo y las condiciones de contorno que sufren, es decir, conforme pasa el tiempo las características del terreno pueden cambiar debidos a agentes antropogénicos (como el aumento de las zonas a cultivo, la urbanización de terrenos, etc.) o naturales (incendios forestales, especies invasoras, etc.).

El cambio climático trae consigo un aumento de las temperaturas, además de otros efectos como cambios en los patrones de lluvia o de nieve. Estos cambios pueden suponer un estrés hacia la vegetación que provoque la pérdida de los hábitats, produciendo un cambio en el uso del suelo, su cobertura y como se ha comentado antes, la composición del subsuelo. Según el programa de acción nacional para combatir la desertificación (MIMAM, 2008), cerca del 30% del área nacional está severamente afectada por la desertificación y los efectos del cambio climático puede suponer un agravante de estos procesos en España (Vargas-Amelin y Pinado, 2013). Las causas de la desertificación son diversas y complejas, y pueden ser tanto naturales como antrópicas, siendo los principales agentes los incendios forestales, la pérdida de vegetación de cubierta, la erosión o la pérdida de zonas de cultivo y los procesos de salinización (Millenium Ecosystem Assessment, 2005). Estos problemas es previsible que se aceleren e incrementen especialmente en áreas semiáridas como las zonas mediterráneas, ya que como bien indica su nombre, son zonas donde ya existe un inicio de desirtificación.

A la desertificación hay que sumarle otro componente como es la pérdida de suelo agrícola. La agricultura en España ocupa aproximadamente el 50% del territorio nacional (INE, 2008), reflejando su gran impacto e influencia en el ciclo hidrológico y la respuesta de las cuencas. En las últimas décadas parte de esta extensión se ha ido abandonando, especialmente en zonas montañosas. En concreto en el Pirineo, el 90% del suelo agrícola en las montañas ha sido abandonado (Lasanta, 1988; López Moreno et al., 2008). Este cambio en los usos del suelo puede ser perjudicial, dado que las buenas prácticas de conservación de las zonas cultivadas reducen la erosión debida al cambio climático (Rodríguez-Lloveras et al., 2016; Boellstorff and Benito, 2005). Sin embargo, este proceso también puede provocar un efecto en sentido contrario, dado que se han comenzado a revegetar dichos terrenos, previniendo igualmente la erosión (Lasanta, 1988; Lopez Moreno et al., 2008).

Otro efecto posible efecto del cambio climático en las cuencas es el incremento de la erosión del suelo, como consecuencia de un aumento de la frecuencia de precipitaciones intensas (Döll et al., 2015; Kundzewicz et al., 2014). Los procesos de erosión pueden verse agravados por la desertificación y los incendios forestales, o por prácticas humanas como las malas prácticas en la agricultura, la deforestación, o la construcción (Boellstorff and Benito, 2005; Garcia-Ruiz, 2010; Puigdefábregas and Mendizabal, 1998). A su vez, la producción excedente de sedimentos debido a esta erosión puede suponer a su vez cambios en los ríos.

Los procesos de urbanización en la cuenca reducen la capacidad de infiltración del suelo, aumentando los cuadales punta y volúmenes de hidrograma de las avenidas, principalmente para tormentas de corta duración y grandes intensidades (Suriya y Mudgal, 2012). En una cuenca urbana, el 90 % del agua de lluvia en una tormenta se puede transformar en escorrentía, cuando en una cuenca rural, solo el 25 % del agua de lluvia de la tormenta se convierte en escorrentía (Sheng and Wilson, 2009).

Los procesos de deforestación provocan un cambio brusco en la cobertura vegetal del suelo y, por tanto, cambios en los procesos de infiltración y retención en la cuenca. Una reducción del 10 % en la cobertura vegetal natural en una cuenca, puede provocar un aumento del caudal punta del 4-28 % y un aumento del 4-8 % en la duración del hidrograma de avenida (Bradshaw et al., 2007). Los incendios forestales también provocan cambios bruscos en las características del suelo en la cuenca. Por ejemplo, en una cuenca Mediterránea de 5000 km², los incendios forestales pueden provocar un incremento de los

caudales punta de hasta el 40 %, un incremento de los coeficientes de escorrentía de hasta el 30 % y una reducción de los tiempos de punta de hasta 20 minutos (Versini et al., 2013).

El efecto de la reforestación reduce el caudal pico en cuencas de tamaño medio, tras el análisis de resultados en países tan dispares climáticamente como Alemania, Suiza y España (Salazar et al., 2012). López-Moreno et al. (2014) también muestra el efecto de la revegetación, provocando una reducción de la escorrentía anual de una cuenca de montaña en torno al 16 %. Sin embargo, los efectos de la revegetación sobre el caudal punta de avenida dependerán de las características de la misma, como el tipo de vegetación, la edad de la vegetación, o su variabilidad espacial (Bunte y MacDonald, 1995; Andrssian, 2004; Calder, 2007). Finalmente, hay que considerar la influencia del estado antecedente de humedad en el suelo sobre las inundaciones. Salazar et al. (2012) destacan que el cambio en los usos del suelo afecta a las inundaciones en mayor medida para estados antecedentes secos que para hmedos. Milln et al. (2005) tambin muestra que la prdida de humedad del suelo provocado por la desertificacin, por ejemplo, provoca cambios en la recirculacin vertical del agua en regiones mediterrneas, lo que a su vez provoca cambios en las tormentas, incrementndose las llamadas tormentas relmpago.

2.1.2.3. Generadores de cambio en la atmsfera

Finalmente, el impacto del cambio climtico es ms directo en el conductor atmsfera, ya que es en la propia atmsfera donde ocurre este cambio. Considerando la precipitacin y la nieve como los principales conductores de las inundaciones, cualquier cambio en ellos es determinante para un cambio en las inundaciones. Estos cambios pueden provocar modificaciones en la intensidad de la precipitacin, su duracin o tambin en la estacionalidad de la misma.

Respecto a la nieve, la influencia del cambio climtico tiene su origen principalmente en el aumento de la temperatura. Al preverse un ambiente ms clido, la generacin de precipitacin en forma de nieve se espera que se reduzca, lo que provoca una reduccin de la extensin de nieve en el territorio por todo el planeta (Lpez-Moreno, 2005). La menor acumulacin de nieve tambin tiene efectos sobre la respuesta hidrolgica de las cuencas. Adems, el aumento de las temperaturas est provocando una reduccin de los picos de avenida en el deshielo de verano y los est adelantando (Lpez-Moreno y Garca Ruiz, 2004; Christensen y Lettenmaier, 2007; Barnett et al., 2008; Dawadi y Ahmad, 2012). Estudios sobre un deshielo ms temprano tambin se pueden encontrar en Lpez-Moreno y Garca-Ruiz (2004) y Senatore et al. (2010).

Por supuesto, la influencia del cambio climático sobre las precipitaciones es clara. El aumento de las temperaturas en la atmósfera provocará que se aumente la transferencia de agua desde el suelo o el océano a la atmósfera como consecuencia de un aumento de la evaporación. Además, la presión de vapor de agua de saturación en la atmósfera es una función de la temperatura y aumenta una tasa de 6–7% por grado de calentamiento de la superficie según la relación Clausius-Clapeyron (Ban et al., 2015). Esta mayor acumulación de agua en la atmósfera provocará que el ciclo hidrológico se intensifique (IPCC, 2013). Los estudios teóricos sugieren que los eventos extremos de precipitación pueden aumentar a esta tasa, mientras que la precipitación global promedio aumenta a una tasa más lenta de 1 a 3% por grado, debido a restricciones de energía (Allen e Ingram, 2002; O'Gorman y Schneider, 2008). Estos cambios, junto a la modificación de los patrones atmosféricos, pueden conducir a un cambio en la frecuencia o intensidad de las precipitaciones máximas o extremas, y por ende de las posibles inundaciones derivadas de estas. Puede darse el caso también de un cambio a nivel espacial, reduciendo la precipitación de una zona e incrementando la posibilidad de desertificación, o por el contrario, aumentando los frentes o ciclones que llegan a una zona, incrementando el riesgo de eventos extremos.

Todos estos posibles cambios influyen, como es lógico, en la forma y magnitud de las avenidas sea cual sea la escala de la cuenca. Esta variación puede ser tanto en incremento como en reducción. Un aumento de las precipitaciones, de su intensidad o frecuencia provocará un aumento en el pico de las inundaciones. Por ejemplo, para precipitaciones convectivas mayores puede dar un aumento del caudal punta sobretudo en cuencas pequeñas, produciendo mayores inundaciones relámpago. También como se ha comentado ya, un cambio en los patrones y la estacionalidad de las precipitaciones puede provocar cambios igualmente en la estacionalidad de las inundaciones.

2.2. Cambio climático

2.2.1. Introducción al cambio climático

¿Qué es el cambio climático? ¿Es un proceso natural o está provocado por el ser humano? ¿Nos afecta en nuestras vidas? ¿Es un proceso controlable o por el contrario es imparable? Estas son algunas de las preguntas que muchas personas se hacen en referencia a este tema. La comunidad científica internacional ha contestado satisfactoriamente la mayoría de estas cuestiones, sin embargo, todavía hay gran parte de la población mundial que rechaza o no considera relevante la amenaza del cambio climático (Pew Reserch, 2018). Esto contrasta con la opinión científica general, pues la mayor parte de los investigadores y científicos coinciden en afirmar que la actividad humana es un factor que contribuye significativamente al cambio de las temperaturas a nivel global (Doran and Zimmerman, 2009), y por consiguiente al cambio climático. En concreto, el 97,5 % de los científicos que estudian el clima y publican con frecuencia investigaciones sobre el cambio climático coinciden en esta afirmación (Figura 5). Como ejemplo de esta opinión positiva sobre el efecto del cambio climático, Oreskes (2004) analiza 938 artículos científicos revisados por pares recogidos de la base de datos Web of Science y publicados entre 1993 y 2003, manifestando que ninguno de los artículos científicos revisados desmentía el consenso oficial de que el calentamiento global en los últimos 50 años es predominantemente antropogénico.

Figura 5 – Respuestas a la pregunta: “¿Cree que la actividad humana es un factor que contribuye significativamente en el cambio de la temperatura media global?” (Doran and Zimmerman, 2009).

La siguiente pregunta sería, ¿qué es el cambio climático, y qué relación tiene con el calentamiento global? Según la Convención Marco sobre el Cambio Climático de las Naciones Unidas (CMCC-UN), el cambio climático se puede definir como: *“El cambio del clima atribuido directa o indirectamente a las actividades humanas que alteran la composición de la atmósfera mundial, y que vienen a añadirse a la variabilidad natural del clima observada durante periodos de tiempo comparables”* (IPCC, 2014). Por lo tanto, tal y como indica la propia definición, es necesario hacer una distinción entre dos posibles cambios: el cambio provocado por un efecto antropogénico sobre el sistema, y el cambio provocado por la variabilidad natural del clima, donde también se englobarían procesos terrestres y extraterrestres que afectan de igual manera al sistema.

Para interpretar los cambios en el sistema climático terrestre, se utiliza el concepto Forzamiento Radiativo (FR). Este cuantifica los flujos de energía causados por un conductor, o forzamiento, en la tropopausa o en el extremo exterior de la atmósfera, y está medido en watios por metro cuadrado (W/m^2). En el caso de que el valor del FR sea negativo, significa que el sistema terrestre se enfría. Si es positivo, el sistema se calienta. Este indicador se puede aplicar no solo al sistema climático terrestre en general, sino a cada uno de los forzamientos en particular. De tal forma que, por ejemplo, una irradiación solar mayor supone un valor positivo del FR, mientras que un aumento de la masa nubosa supone por el contrario un valor negativo del FR, ya que las propias nubes reflejan parte de la irradiación solar que llega a la tierra, y por lo tanto no se integra dentro del sistema climático.

La composición de la atmósfera es, por lo tanto, la pieza fundamental para entender cómo se modifica el sistema climático terrestre. La atmósfera es la capa gaseosa que rodea a la Tierra, y está compuesta principalmente por nitrógeno y oxígeno en forma de gas, (78,1 % y 20,9 % del volumen total, respectivamente), junto con trazas de otros gases como el argón y el helio. Estos gases no tienen propiedades radiativas, y por lo tanto no tienen efecto sobre el FR del sistema. Sin embargo, existen otros componentes que sí tienen estas propiedades, como el vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2), el óxido de nitrógeno (N_2O), el metano (CH_4) o el ozono (O_3) entre otros, los cuales son llamados como Gases de Efecto Invernadero (GEI), y se llaman así precisamente porque son los que propician el efecto invernadero. Este proceso, el efecto invernadero, es un proceso natural por el cual los gases que están presentes en la atmósfera atrapan la radiación infrarroja que emite la superficie terrestre hacia el espacio, de tal forma que la atmósfera se calienta debido a esa radiación absorbida y mantiene una temperatura adecuada para hacer

posible la vida entre otros procesos. Un esquema sobre los flujos de energía conocidos del sistema climático global, bajo las condiciones climáticas actuales y el proceso que sigue esta radiación solar hasta convertirse en radiación infrarroja que absorbe la atmósfera se puede ver en la Figura 6.

Figura 6 – Balance energético medio global bajo las condiciones climáticas actuales. Los números en grande de la imagen indican el forzamiento individual de cada flujo, y los números en paréntesis indican el rango en el que se mueven dichos valores de forzamiento individual en línea con las medidas observacionales (Fuente: IPCC, 2014).

Los conceptos científicos básicos del efecto invernadero y el calentamiento de la atmósfera se conocen bien desde hace décadas. Fue ya en 1827, cuando el matemático francés J. Fourier propuso por primera vez la idea de que la atmósfera de la Tierra tenía propiedades para atrapar el calor. Fourier estaba tratando de calcular cuál debería ser la temperatura de un planeta a la distancia a la que está la Tierra del Sol, y sus conclusiones fueron que la temperatura media de la Tierra debería ser 33 °C más fría que la que había en el planeta.

Para que sus cifras fueran correctas, especuló que los gases en nuestra atmósfera deben tener "propiedades radiativas" con la capacidad de absorber y reemitir energía térmica. Cuando la radiación solar atraviesa la atmósfera, calienta la superficie terrestre que, posteriormente, emite de nuevo, esta vez hacia arriba, radiación infrarroja. Sin embargo fue J. Tyndall, 40 años más tarde, el que confirmó las sospechas de Fourier, mediante

distintos experimentos, de que el vapor de agua y el dióxido de carbono eran importantes agentes que retenían el calor.

Posteriormente, a finales del siglo XIX, S. Arrhenius, científico sueco, aventuró el primer cálculo del posible cambio de la temperatura del planeta asociado al efecto de duplicar las concentraciones de dióxido de carbono, que resultó en torno a 6 °C. Posteriormente en 1938, el ingeniero inglés G. Callendar (Callendar, 1938), se planteó por primera vez la atribución humana de los cambios observados en el clima, y los ligó a las emisiones antropogénicas de GEI, en concreto un aumento del 10% en las concentraciones del CO₂ en la atmósfera, debidas a la utilización masiva de combustibles fósiles, y al consiguiente cambio, excepcionalmente rápido desde una perspectiva geológica, en la composición de la atmósfera (Francés et al., 2017). Fue finalmente en 1958, cuando se comenzaron a registrar mediciones del CO₂ en el observatorio astronómico de Mauna Loa, en Hawai, y se pudieron empezar a contrastar todas las afirmaciones hechas hasta ese momento. Los datos indican que, desde entonces, la concentración de los GEI en la atmosfera no ha dejado de aumentar a lo largo del tiempo. Es más, este aumento de la concentración de los GEI comienza incluso antes, coincidiendo bastante bien con el inicio de la Revolución Industrial, en la segunda mitad del siglo XVIII.

Figura 7 – Cambios observados en las concentraciones de GEI. La concentración de CO₂ se muestra en verde, las del metano (CH₄) en naranja y las del oxido nitroso (N₂O) en rojo. Los datos de los testigos de hielo se muestran como un punto, mientras que las medidas directas se muestran superpuestas en forma de línea (IPCC, 2014).

En la Figura 7 se pueden apreciar los registros de las concentraciones de los tres principales GEI antropogénicos, es decir aquellos gases que se originan principalmente por actividades humanas, desde 1750 hasta la actualidad. Estos registros proceden bien de mediciones directas en observatorios, como el de Mauna Loa, o bien de testigos de hielo recogidos en los polos. Estos últimos se obtienen mediante el análisis de la composición del aire contenido en pequeñas burbujas dentro del testigo de hielo. De esta forma, se pueden obtener la composición de la atmosfera en distintos momentos de la historia.

Como se puede apreciar, las concentraciones de GEI no han dejado de crecer entre el periodo 1970 – 2010, con el incremento absoluto más grande entre los años 2000 y 2010, a pesar de las políticas de mitigación del cambio climático establecidas. En la Figura 8, se puede observar la aportación a las emisiones anuales de CO₂ antropogénico procedentes de distintas fuentes, incluyendo los combustibles fósiles (gas, crudo, carbón) y de la producción de cemento, a lo largo del mismo periodo de la Figura 7. Las emisiones de CO₂ se miden en GtCO₂/año, es decir, en Gigatoneladas de CO₂ por año. Para poner en contexto esta unidad de medida, 1 GtCO₂ equivale a 10¹⁵ gramos, o lo que es lo mismo 1.000 millones de toneladas. Para volver a poner en contexto este dato, utilizando una medida poco convencional pero muy visual, 1 GtCO₂ equivaldría al peso del agua de 400 millones de piscinas olímpicas, considerando claro que el peso de 1 litro de agua equivale a 1 kg. Es decir, según los últimos datos recogidos en 2011 mostrados en la Figura 8, anualmente se estarían incorporando a la atmosfera, por acción antropogénica, casi 40.000 millones de toneladas de CO₂ a la atmosfera, o el peso de 16.000 millones de piscinas olímpicas.

Figura 8 – Emisiones anuales de CO₂ procedentes de distintos procesos como combustibles fósiles (gas, crudo y carbón) o producción de cemento, así como distintos cambios en los usos del suelo. En la derecha se muestra otro gráfico con las emisiones acumuladas desde 1750 hasta 1970 y 2011, con la incertidumbre de dichas cifras marcada como barras alrededor del dato (Fuente: IPCC, 2014).

Estas emisiones de CO₂ procedentes de la combustión de combustibles fósiles y de procesos industriales son aproximadamente del 78 % del total de emisiones de GEI entre los años 1970 – 2010. Este aumento de concentraciones de GEI, y en concreto de CO₂, son principalmente derivados del aumento de la población, la actividad económica, el cambio de usos del suelo (por ejemplo en ganadería o agricultura), o las políticas climáticas, entre otros, y se espera que continúe en los próximos años debido al crecimiento de la economía y la población mundial (IPCC, 2014).

Sin embargo, ¿qué hay de otros factores que también provocan un cambio en el valor total de FR, como la irradiación del Sol que es el principal desencadenante de este proceso? ¿No influye principalmente este forzamiento al calentamiento del sistema terrestre? Lo que indican los datos es que la variabilidad solar puede haber tenido una contribución alta en los cambios en la temperatura de la superficie terrestre en las primeras décadas del siglo XX. Sin embargo, esta variabilidad no puede explicar el gran aumento posterior que ha tenido la temperatura. Las medidas directas de la irradiación solar comenzaron en la década de 1970 mientras que las medidas de irradiación previas a esta fecha se han deducido a partir de manchas solares o de mediciones de radioisótopos creados en la atmósfera y almacenados en el hielo polar. No obstante, es en las últimas décadas donde se aprecia este aumento de las temperaturas tan brusco, precisamente cuando se conoce con certeza el efecto solar en el sistema climático.

En la Figura 9, se puede apreciar en su gráfica (a) la temperatura media global de la tierra en su superficie entre los años 1870 y 2010. Se incluye asimismo la variación a lo largo del tiempo de las anomalías térmicas que producen distintos factores: naturales (b – radiación solar, c – erupciones volcánicas, d – variabilidad interna del sistema climático) y antropogénicos (e – emisiones de GEI). Como se ha explicado anteriormente, los distintos agentes que influyen el sistema climático se computan en función del FR que producen. Por ello, la radiación solar, Figura 9.b, al tener un FR positivo calienta el sistema, y por lo tanto la anomalía térmica que produce es positiva, mientras que una erupción volcánica, que emite partículas a la atmosfera, produce un FR negativo ya que obstaculiza que la radiación solar entre en el sistema, y por lo tanto la anomalía térmica que produce es negativa.

Considerando lo explicado anteriormente, se puede observar claramente que la influencia del Sol en el sistema climático no se corresponde con el aumento de las temperaturas durante las últimas décadas. Asimismo, la influencia de erupciones volcánicas, aunque

influyen enormemente en el comportamiento del sistema climático, tampoco se corresponden con la tendencia alcista de la temperatura. Por el contrario, la acción antropogénica sí que sigue esta tendencia de aumento de las temperaturas, en unas proporciones similares. De hecho, la radiación solar está dominada por una fluctuación en su intensidad en forma de ciclos de 11 años de duración, pero que únicamente influyen en las anomalías térmicas con aproximadamente $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, entre el mínimo y el máximo de dicho ciclo.

Figura 9 – Anomalías de la temperatura de la superficie global desde 1870 hasta 2010, y los factores naturales (solares, volcánicos e internos) y antropogénicos que influyen en ellas (IPCC, 2014).

Tras la revisión de diferentes factores que modifican el FR del planeta, cabe preguntarse cuál es el efecto absoluto en el sistema, es decir, si el FR total del planeta ha aumentado durante estas últimas décadas, provocando un aumento del calentamiento del planeta, o no lo ha hecho. Para contestar a esta cuestión, la Figura 10 muestra el valor de FR de diferentes componentes del sistema climático global en relación al año 1750, donde previsiblemente todavía la influencia humana era mínima. Como se puede observar, el componente que más afecta al valor de FR total del sistema es el CO₂, con un FR positivo de 1.68 calculado con un nivel de confianza muy alto. No todos los componentes tienen un FR positivo, algunos como los aerosoles, tales como el polvo mineral que circula por el aire o el sulfato, tienen un FR negativo. Cabe destacar el FR positivo del Sol, que resulta en un cambio muy pequeño en comparación con otros. El forzamiento volcánico no está incluido ya que su naturaleza episódica hace que sea difícil de comparar con otros mecanismos de forzamiento.

Figura 10 – Estimación del FR total del sistema climático en desagregados en varios de sus componentes, del año 2011 en relación al año 1750. Cada componente tiene unas barras de incertidumbre que acompañan al valor del FR resultante. La columna de la derecha muestra el nivel de confianza que hay sobre el cálculo de dicho forzamiento. El FR antropogénico total se proporciona durante tres años diferentes con respecto a 1750 en la parte inferior de la gráfica (IPCC, 2014).

Lo que se puede observar, a modo de conclusión, es que el FR total del sistema en el año 2011 respecto al año 1750, es positivo y con un valor de 2.29 calculado con un nivel de confianza alto. Es también destacable que el FR ha ido aumentando conforme ha transcurrido el tiempo, por ejemplo, de 0.57 en el año 1950 a 1.25 en el año 1980.

Por lo tanto, la influencia humana en el sistema climático es clara, y ha contribuido de manera inequívoca al calentamiento del planeta. Sin embargo, estos cambios no solo contribuyen al aumento de la temperatura, sino que producen un cambio en el sistema al completo, modificando a su vez el océano, la capacidad de almacenamiento de humedad del aire o los propios ecosistemas, que dependen de unas condiciones muy específicas para seguir existiendo. Estos cambios a su vez provocan alteraciones en el clima mundial tales como cambios en los regímenes de precipitación, aumento de la desertificación, derretimiento de los casquetes polares, o alteraciones en los ciclos agrícolas.

Ahora bien, ¿qué alteraciones o cambios produce este FR positivo, este aumento de las temperaturas, en el sistema climático? La Figura 11 muestra un compendio de los principales cambios producidos en distintos componentes del sistema climático global como causa directa o indirecta de este aumento de las temperaturas a nivel global. Como se puede observar, salvo la extensión de zonas de hielo que muestra un descenso precisamente por la influencia del aumento de temperatura en el deshielo de dichas zonas, el resto de gráficas muestra una tendencia alcista incontestable, incrementándose dicha tendencia precisamente en los últimos años. Nótese en la gráfica de anomalías térmicas por década, que en las tres últimas décadas el incremento está tomando una curva casi exponencial, al contrario de lo que ocurría anteriormente, donde tal vez podría considerarse que la influencia de la variabilidad del clima era más patente creando esos ciclos alcistas y bajistas. También es evidente, el deshielo producido en el Ártico, donde desde 1980 se ha reducido la extensión de hielo en aproximadamente 2 millones de km² y donde la tendencia negativa continúa más acuciante si cabe, no así en la masa de hielo Antártica donde por el momento se mantiene una tendencia plana.

Además de la pérdida de hielo provocado por el aumento de las temperaturas, el cambio climático tiene otros efectos más indirectos pero igualmente patentes a lo largo del tiempo en otro componente del sistema climático: los océanos. En concreto, en la composición de estos (temperatura, salinidad y acidez) y en la altura promedio del océano en el planeta.

Figura 11 – Múltiples indicadores observados del cambio del sistema climático global. (a) Anomalías térmicas medias globales observadas en la superficie terrestre y el océano relativas a la media entre 1986 y 2005, en forma de variaciones anuales y decadales. (b) Mapa del cambio de temperaturas en la superficie terrestre desde 1901 hasta 2012. (c) Extensión del hielo Ártico y Antártico desde 1900 hasta 2012. (d) Cambio en el nivel del mar medio global entre los años 1900 hasta 2012. (e) Mapa de cambios observados en las precipitaciones medias anuales desde 1951 hasta 2010 (IPCC, 2014).

El océano es, junto a la atmósfera, el gran actor del sistema climático terrestre. Este regula los flujos térmicos de todo el planeta, ya que el agua es un gran transmisor del calor. Esto ha hecho que el océano sea el agente que ha absorbido la mayor parte de este calentamiento, en concreto más del 90 % del total desde el año 1971 hasta 2010, mientras que la propia atmósfera únicamente ha absorbido el 1% de la misma (IPCC, 2014). En concreto, los 75 m superiores del océano se han calentado 0.11 °C por década durante este tiempo, disminuyendo este aumento conforme se profundiza. Este aumento de las temperaturas se ha dado principalmente desde el año 1990 hasta la actualidad y sus efectos se localizan principalmente entre las latitudes 20°S y 40°N, destacando un pico

bastante pronunciado y profundo en la latitud 60°N (Figura 12). Además, aunque la tendencia al incremento de las temperaturas en el océano se da de forma global, hay zonas donde el aumento es claro, como es el norte del Océano Atlántico, o el noroeste del Océano Pacífico, donde hay un alto tráfico marítimo.

Figura 12 – Cambios en la temperatura del océano. (a) Mapa global de cambios de la temperatura media entre 0 y 700 m de profundidad entre los años 1971–2000 (b) Tendencias en la temperatura (en grados Celsius) según latitud vs profundidad entre 1971–2000 (c) Anomalías térmicas a lo largo de los años relativas a la temperatura media entre 1971–2000, según tiempo vs profundidad (d) Diferencias de temperatura entre la temperatura en superficie y la temperatura a 200 m de profundidad para el mismo periodo temporal que la gráfica (c) (IPCC, 2014).

Además del aumento de la temperatura, hay otras propiedades del océano que son importantes para entender su cambio, y son la salinidad y la acidez. En aquellas zonas donde la evapotranspiración domina, se han vuelto más salinas, ya que al evaporarse el

agua hacia la atmósfera el mismo volumen de sal se encuentra en un menor volumen de agua, por lo que la concentración de esta aumenta, mientras que aquellas zonas donde domina la precipitación se han vuelto más frescas desde 1950 (IPCC, 2014). Estos cambios en la salinidad muestran evidencias indirectas del impacto del cambio climático en el ciclo hidrológico. Por otro lado, desde el inicio de la era industrial, el océano ha venido absorbiendo parte del CO₂ que se emitía a la atmósfera, produciendo una acidificación del océano. El pH de la superficie del océano ha descendido en 0.1, correspondiendo con un aumento de la acidificación de un 26%, medido como la concentración de iones de hidrógeno (IPCC, 2014).

Otro componente con un cambio muy evidente es la criosfera, que es aquella parte de la superficie de la Tierra donde el agua está en estado sólido, bien en el hielo del mar, el hielo de los lagos o ríos, o los glaciares, así como aquellas zonas donde las temperaturas mantienen el suelo en un estado de congelación como el permafrost. Concretamente, en el norte del globo, en la isla de Groenlandia y en el hielo ártico, se ha perdido extensión de hielo (Figura 11) durante las últimas dos décadas, lo que ha contribuido al aumento del nivel del mar a lo largo del siglo XX. El ratio de esta pérdida de extensión es de entorno al 4% por década, aunque el ratio de pérdida de masa de hielo en el mínimo anual, que se da en verano, el ratio de descenso alcanza el 13% (IPCC, 2014).

También hay una alta confianza en que la temperatura del permafrost se ha incrementado en muchas regiones del hemisferio norte desde la década de 1980, con una reducción de su profundidad y área total. Este aumento de las temperaturas del permafrost se debe al aumento de las temperaturas en el planeta y también a la reducción de la cobertura de nieve en dichas zonas, que actúa como capa aislante. De hecho, el permafrost es uno de los componentes que más preocupan a los científicos, ya que contiene una gran cantidad de CO₂ en su interior. En concreto el suelo del permafrost contiene aproximadamente 1600 billones de toneladas de CO₂ (Schuur et al., 2015), es decir, unas 800 veces el acumulado total de CO₂ emitido hasta el momento por el ser humano. Además este problema no se centra únicamente en el CO₂, sino que muchos lagos y zonas pantanosas incluidos en el permafrost tienen grandes cantidades de metano, el cual es un GEI mucho más potente, por lo que el problema puede ser mucho mayor. Se espera que para el año 2300, el permafrost libere entre 60 y 100 billones de toneladas de CO₂ a la atmósfera (Turetsky et al., 2019), aunque estos datos pueden estar gravemente subestimados ya que en torno a un 20% de la superficie de permafrost corre el riesgo de una ruptura abrupta que permita la salida de GEI de forma masiva.

Volviendo al océano, y en relación con el efecto del deshielo de la criosfera, el nivel del mar es otra de las características que más se ha visto afectada por el calentamiento global. Durante el periodo comprendido entre los años 1901–2010, el nivel del mar medio global se ha visto aumentado en casi 20 cm (Figura 11), con un aumento promedio de 1.7 mm por año, pero con un crecimiento de aproximadamente 3 mm por año entre 1993 y 2010 (IPCC, 2014). El 75% de este incremento se debe principalmente a la pérdida de masa de hielo y a la expansión térmica del agua del océano debida al calentamiento global.

Hasta el momento, se ha podido comprobar el efecto que tiene la intensificación del efecto invernadero y su consiguiente aumento de las temperaturas en el sistema climático. Sin embargo, todavía no se ha contestado la pregunta ¿cómo afectan estos cambios al ser humano? En cierto modo, estos cambios afectan al ser humano de manera indirecta, ya que, por ejemplo, la acidificación de los océanos provoca una alteración de los ecosistemas marinos, reduciendo la población de masa pesquera y modificando las zonas de pesca en todo el mundo (FAO, 2012). Así mismo, el calentamiento del océano afecta a la población de corales, ya que provoca su decoloración y debilita su sistema inmunitario (Gardner et al., 2003; Sweatman et al., 2011; Wilkinson, 2004). Pero, más allá de estos cambios indirectos, el calentamiento global también tiene repercusiones en la vida diaria.

A este respecto hay que aclarar que los cambios que se han advertido o que pueden existir en nuestro entorno no tienen necesariamente que corresponder con la influencia antropogénica en el clima. Por ello, la investigación de dichos cambios se puede dividir en dos partes. Por un lado está la detección del cambio, la cual indaga si un sistema, bien natural o humano, se ha visto afectado por el clima en un sentido estadístico. Por otro lado, la atribución del cambio evalúa si dichos cambios tienen una relación con alguno de los inductores del cambio, como la actividad humana o las fuerzas de la naturaleza. Es decir, en primer lugar es necesario establecer que existe un cambio, generalmente comparando las observaciones con los registros históricos, y en segundo lugar hay que establecer una relación entre dicho cambio y algún factor, bien humano o natural. No se puede otorgar arbitrariamente que cualquier cambio habido en los últimos años sea necesariamente consecuencia de la influencia humana en el sistema climático. Por ello, atribuir el cambio de un sistema a un efecto antropogénico requiere de una demostración de que el cambio detectado es consistente con simulaciones climáticas en escenarios de aumento de gases de efecto invernadero y también de una demostración de que los cambios detectados no son compatibles con otros mecanismos físicos relativamente

conocidos (actividad solar y volcánica, variabilidad interna océano-atmósfera, etc.) y no relacionadas con la actividad humana (AEMET, 2006).

Los impactos en los sistemas humanos son generalmente geográficamente heterogéneos porque no solo dependen de los cambios en las variables climáticas, sino también de factores sociales y económicos. Por ello, aunque la detección de los cambios es fácilmente observable a una escala local, la atribución de ellos a un cambio en el sistema climático es difícil. En la Figura 13 se puede observar una recopilación de impactos observados atribuibles al cambio climático, separado por continentes o regiones concretas, junto con el nivel de confianza que presenta la atribución de dichos impactos al cambio climático.

Figura 13 – Mapa de impactos atribuibles al cambio climático a lo largo del mundo. Los números en círculos en las esquinas inferiores de cada región considerada indican el número de estudios realizados entre 2001 y 2010 a este respecto (IPCC, 2014).

Con una alta probabilidad, muchas especies terrestres o de agua dulce o marinas han cambiado sus extensiones geográficas, actividades estacionales o patrones de migración en respuesta al cambio climático en todo el mundo, especialmente en América, Europa y

África. Por poner un ejemplo, se están expandiendo las zonas con poco oxígeno en los Océanos Pacífico, Atlántico o Índico, debido a la baja ventilación y la baja solubilidad del oxígeno en un agua más cálida, produciendo una estratificación del océano en capas muy marcadas y constriñendo el hábitat de los peces (IPCC, 2014). Estos cambios se han podido cuantificar y atribuir con una alta confianza al cambio climático principalmente en América del Norte y Europa (Figura 13). Probablemente, la afección de los hábitats marinos se dé de una manera globalizada, sin embargo, el mayor número de estudios realizados en estas dos regiones proporcionan una base más sólida para cuantificar y atribuir estos cambios.

Otro impacto que repercute directamente al ser humano es la producción de comida. Numerosos estudios han identificado que los efectos del cambio del clima afectan de manera más negativa que positiva los cultivos. En concreto, el cambio climático ha afectado negativamente el cultivo de trigo y de maíz en numerosas regiones, mientras que los efectos positivos se centran exclusivamente en zonas de latitudes altas, ya que experimentan un clima más cálido más beneficioso para los cultivos (IPCC, 2014). A este problema del calentamiento de la atmosfera se suman otros problemas indirectos como es el cambio de los patrones de precipitación o el aumento de eventos extremos climatológicos que afectan enormemente a los cultivos. Precisamente, este cambio en los patrones de precipitación influye de manera directa en el acceso de la población a agua potable y de calidad. Además de la precipitación, un descenso en el agua contenida en forma de nieve o hielo, provoca que el flujo de agua a lo largo del año disminuya. Estos casos se dan principalmente en regiones de Asia y Sudamérica (Figura 13), sin embargo, estos impactos pueden deberse más a la falta de recursos o falta de infraestructuras que al cambio climático.

Por último, como se ha anticipado en el impacto sobre la producción de alimentos, un cambio en los eventos extremos también puede provocar graves daños. Estos eventos son estudiados con frecuencia dado el desproporcionado impacto que tienen en la sociedad o los ecosistemas comparados con cambios a largo plazo en valores medios. Sin embargo, dado lo extraordinario de estos eventos, es difícil no solo atribuir un cambio, sino también detectarlo debido al corto registro disponible con el que comparar estos datos extremos. Una compilación de estudios que investigan estos cambios en eventos extremos y la tendencia del cambio se pueden encontrar en la Tabla 1. Junto con el cambio se muestra la confianza que hay en que ocurran estos cambios. La recopilación está basada en una serie de estudios globales (Groisman et al., 2005; Alexander et al., 2006; Caesar et al., 2006;

Sheffield and Wood, 2008; Dai, 2011a, 2011b, 2013; Seneviratne et al., 2012; Sheffield et al., 2012; Donat et al., 2013a, 2013c; van der Schrier et al., 2013).

Tabla 1. Cambios observados en índices de caracterización de eventos extremos, desde la segunda mitad del siglo XX hasta la actualidad (IPCC, 2014).

Region	Warm Days (e.g., TX90p ^a)	Cold Days (e.g., TX10p ^a)	Warm Nights (e.g., TN90p ^a , TR ^a)	Cold Nights/Frosts (e.g., TN10p ^a , FD ^a)	Heat Waves / Warm Spells ^a	Extreme Precipitation (e.g., RX1day ^a , R95p ^a , R99p ^a)	Dryness (e.g., CDD ^a) / Drought ^b
North America and Central America	<i>High confidence:</i> <i>Likely overall</i> <i>increase but spatially</i> <i>varying trends</i> ^{1,2}	<i>High confidence:</i> <i>Likely overall</i> <i>decrease but</i> <i>with spatially</i> <i>varying trends</i> ^{1,2}	<i>High confidence:</i> <i>Likely overall</i> <i>increase</i> ^{1,2}	<i>High confidence:</i> <i>Likely overall</i> <i>decrease</i> ^{1,2}	<i>Medium confidence:</i> <i>increases in more</i> <i>regions than</i> <i>decreases</i> ^{1,3} but 1930s dominates longer term trends in the USA ⁴	<i>High confidence:</i> <i>Likely overall</i> <i>increase</i> ^{1,2,5} but some spatial variation <i>High confidence:</i> <i>Very likely increase</i> <i>central North</i> <i>America</i> ^{6,7}	<i>Medium confidence:</i> <i>decrease</i> ¹ but <i>spatially varying</i> <i>trends</i> <i>High confidence^b:</i> <i>Likely decrease</i> <i>central North</i> <i>America</i> ⁴
South America	<i>Medium confidence^b:</i> <i>Overall increase</i> ⁸	<i>Medium confidence^b:</i> <i>Overall decrease</i> ⁸	<i>Medium confidence^b:</i> <i>Overall increase</i> ⁸	<i>Medium confidence^b:</i> <i>Overall decrease</i> ⁸	<i>Low confidence:</i> <i>insufficient evidence</i> <i>(lack of literature)</i> <i>and spatially varying</i> <i>trends but some</i> <i>evidence of increases</i> <i>in more areas</i> <i>than decreases</i> ⁹	<i>Medium confidence^b:</i> <i>Increases in</i> <i>more regions</i> <i>than decreases</i> ^{8,9} <i>but spatially</i> <i>varying trends</i>	<i>Low confidence:</i> <i>limited literature</i> <i>and spatially</i> <i>varying trends</i> ⁸
Europe and Mediterranean	<i>High confidence:</i> <i>Likely overall</i> <i>increase</i> ^{10,11,12}	<i>High confidence:</i> <i>Likely overall</i> <i>decrease</i> ^{11,12}	<i>High confidence:</i> <i>Likely overall</i> <i>increase</i> ^{11,12}	<i>High confidence:</i> <i>Likely overall</i> <i>decrease</i> ^{10,11,12}	<i>High confidence^b:</i> <i>Likely increases in</i> <i>most regions</i> ^{3,13}	<i>High confidence^{a,b,c}:</i> <i>Likely increases</i> <i>in more regions</i> <i>than decreases</i> ^{5,15,16} <i>but regional and</i> <i>seasonal</i> <i>variation</i>	<i>Medium confidence:</i> <i>spatially varying</i> <i>trends</i> <i>High confidence^b:</i> <i>Likely increase in</i> <i>Mediterranean</i> ^{17,18}
Africa and Middle East	<i>Low to medium</i> <i>confidence^{a,b}:</i> <i>limited data in</i> <i>many regions but</i> <i>increases in most</i> <i>regions assessed</i> <i>Medium</i> <i>confidence^b:</i> <i>increase North</i> <i>Africa and</i> <i>Middle East</i> ^{19,20} <i>High confidence^b:</i> <i>Likely increase</i> <i>southern</i> <i>Africa</i> ^{21,22,23}	<i>Low to medium</i> <i>confidence^{a,b}:</i> <i>limited data in</i> <i>many regions but</i> <i>decreases in most</i> <i>regions assessed</i> <i>Medium</i> <i>confidence^b:</i> <i>decrease North</i> <i>Africa and</i> <i>Middle East</i> ^{19,20} <i>High confidence^b:</i> <i>Likely decrease</i> <i>southern</i> <i>Africa</i> ^{21,22,23}	<i>Medium</i> <i>confidence^{a,b}:</i> <i>limited data in</i> <i>many regions but</i> <i>increases in most</i> <i>regions assessed</i> <i>Medium</i> <i>confidence^b:</i> <i>increase North</i> <i>Africa and</i> <i>Middle East</i> ^{19,20} <i>High confidence^b:</i> <i>Likely increase</i> <i>southern</i> <i>Africa</i> ^{21,22,23}	<i>Medium</i> <i>confidence^{a,b}:</i> <i>limited data in</i> <i>many regions but</i> <i>decreases in most</i> <i>regions assessed</i> <i>Medium</i> <i>confidence^b:</i> <i>decrease North</i> <i>Africa and</i> <i>Middle East</i> ^{19,20} <i>High confidence^b:</i> <i>Likely decrease</i> <i>southern</i> <i>Africa</i> ^{21,22,23}	<i>Low confidence^a:</i> <i>insufficient evidence</i> <i>(lack of literature)</i> <i>Medium confidence:</i> <i>increase in North</i> <i>Africa and</i> <i>Middle East and</i> <i>southern</i> <i>Africa</i> ^{3,19,21,22}	<i>Low confidence^a:</i> <i>insufficient evidence</i> <i>and spatially</i> <i>varying trends</i> <i>Medium</i> <i>confidence^b:</i> <i>increases in more</i> <i>regions than</i> <i>decreases in</i> <i>southern Africa but</i> <i>spatially varying</i> <i>trends depending</i> <i>on index</i> ^{5,21,22}	<i>Medium confidence^b:</i> <i>increase</i> ^{19,22,24} <i>High confidence^b:</i> <i>Likely increase in</i> <i>West Africa</i> ^{25,26} <i>although 1970s</i> <i>Sahel drought</i> <i>dominates</i> <i>the trend</i>
Asia (excluding South-east Asia)	<i>High confidence^{a,b}:</i> <i>Likely overall</i> <i>increase</i> ^{27,28,29,30,31,32}	<i>High confidence^{a,b}:</i> <i>Likely overall</i> <i>decrease</i> ^{27,28,29,30,31,32}	<i>High confidence^{a,b}:</i> <i>Likely overall</i> <i>increase</i> ^{27,28,29,30,31,32}	<i>High confidence^{a,b}:</i> <i>Likely overall</i> <i>increase</i> ^{27,28,29,30,31,32}	<i>Medium</i> <i>confidence^{a,b}:</i> <i>Spatially varying</i> <i>trends and</i> <i>insufficient data</i> <i>in some regions</i> <i>High confidence^{a,b,c}:</i> <i>Likely more areas</i> <i>of increases than</i> <i>decreases</i> ^{3,28,33}	<i>Low to medium</i> <i>confidence^{a,b}:</i> <i>Low confidence</i> <i>due to insufficient</i> <i>evidence or spatially</i> <i>varying trends.</i> <i>Medium confidence:</i> <i>increases in more</i> <i>regions than</i> <i>decreases</i> ^{5,34,35,36}	<i>Low to medium</i> <i>confidence^{a,b}:</i> <i>Medium</i> <i>confidence:</i> <i>Increase in</i> <i>eastern Asia</i> ^{36,37}
South-east Asia and Oceania	<i>High confidence^{a,b}:</i> <i>Likely overall</i> <i>increase</i> ^{27,38,39,40}	<i>High confidence^{a,b}:</i> <i>Likely overall</i> <i>decrease</i> ^{27,38,39}	<i>High confidence^{a,b}:</i> <i>Likely overall</i> <i>increase</i> ^{27,38,39,40}	<i>High confidence^{a,b}:</i> <i>Likely overall</i> <i>decrease</i> ^{27,38,39}	<i>Low confidence (due</i> <i>lack of literature)</i> <i>to high confidence^{a,b}</i> <i>depending on region</i> <i>High confidence^b:</i> <i>Likely overall</i> <i>increase in</i> <i>Australia</i> ^{3,14,41}	<i>Low confidence</i> <i>(lack of literature)</i> <i>to high confidence^{a,b}</i> <i>High confidence:</i> <i>Likely decrease in</i> <i>southern Australia</i> ^{42,43} <i>but index and</i> <i>season dependent</i>	<i>Low to medium</i> <i>confidence^{a,b}:</i> <i>Inconsistent trends</i> <i>between studies</i> <i>in SE Asia. Overall</i> <i>increase in dryness</i> <i>in southern and</i> <i>eastern Australia</i> <i>High confidence^b:</i> <i>Likely decrease</i> <i>northwest</i> <i>Australia</i> ^{25,36,44}

Un listado de los estudios regionales utilizados en la Tabla 1, referenciados mediante números en forma de superíndices, se pueden encontrar a continuación:

1 Kunkel et al. (2008)	16 Zolina et al. (2009)	31 You et al. (2010)
2 Peterson et al. (2008)	17 Sousa et al. (2011)	32 Zhou and Ren (2011)
3 Perkins et al. (2012)	18 Hoerling et al. (2012)	33 Ding et al. (2010)
4 Peterson et al. (2013)	19 Donat et al. (2013b)	34 Krishna Moorthy et al. (2009)
5 Westra et al. (2013)	20 Zhang et al. (2005)	35 Pattanaik and Rajeevan (2010)
6 Groisman et al. (2012)	21 Kruger and Sekele (2013)	36 Wang et al. (2012)
7 Villarini et al. (2013)	22 New et al. (2006)	37 Fischer et al. (2011)
8 Skansi et al. (2013)	23 Vincent et al. (2011)	38 Caesar et al. (2011)
9 Haylock et al. (2006)	24 Aguilar et al. (2009)	39 Chambers and Griffiths (2008)
10 Andrade et al. (2012)	25 Dai (2013)	40 Wang et al. (2013)
11 Efthymiadis et al. (2011)	26 Sheffield et al. (2012)	41 Tryhorn and Risbey (2006)
12 Moberg et al. (2006)	27 Choi et al. (2009)	42 Gallant et al. (2007)
13 Della-Marta et al. (2007)	28 Rahimzadeh et al. (2009)	43 King et al. (2013)
14 Perkins and Alexander (2012)	29 Revadekar et al. (2012)	44 Jones et al. (2009)
15 Van den Besselaar et al. (2012)	30 Tank et al. (2006)	

Ahora bien, hasta el momento se han expuesto los cambios ocurridos hasta el presente, observando o comprobando que el cambio climático ha afectado y sigue afectando tanto los sistemas naturales como humanos. Pero, ¿qué ocurrirá en el futuro? ¿Seguirá habiendo estos cambios? ¿Irán a mejor o a peor? Para contestar estas y otras preguntas sobre el futuro, se han venido desarrollando desde hace décadas, modelos climáticos que, simulando el sistema climático terrestre bajo una serie de suposiciones y condiciones de contorno, son capaces de proveer datos del futuro. Estas proyecciones de datos a futuro son los llamados escenarios climáticos, que se definen como una representación plausible y a menudo simplificada del sistema climático en el futuro, basada en un conjunto de relaciones climatológicas consistentes que se construyen explícitamente para su uso en la investigación de las posibles consecuencias del cambio climático antropogénico (IPCC, 2014). En otras palabras, un escenario climático es una simulación del clima del futuro con los conocimientos que tenemos del clima pasado y utilizando un factor modificador de dicho sistema.

Nótese que se indica en la propia definición que el cambio que evalúan los modelos climáticos es el cambio climático antropogénico, es decir, que no solo se trata de simular el sistema climático en el futuro, sino también la influencia que distintos factores, como la emisión de GEI, tienen sobre el mismo. Por ello, para la generación de los escenarios climáticos, son necesarios dos componentes: un modelo climático que simule de manera correcta el comportamiento del sistema climático actual observado, y un escenario de

emisiones que suministre al modelo climático los forzamientos que se espera que el ser humano produzca sobre el sistema en el futuro (cambio antropogénico). Por un lado, los modelos climáticos son conceptualizaciones del sistema climático terrestre, simplificaciones del mismo, que ofrecen la oportunidad de ver el desarrollo del propio sistema climático bajo unas condiciones de contorno (por ejemplo la radiación extraterrestre) y unas condiciones iniciales que marquen el desarrollo del sistema en el futuro dado que el sistema climático es un proceso caótico. Una explicación más detallada de los modelos climáticos y sus características, se presentarán más adelante en el Capítulo 2.2.3. Por otro lado, los escenarios de emisiones se pueden entender como la evolución futura hipotética en el tiempo que tendrán los distintos forzamientos que generan los seres humanos, tales como la emisión de GEI, aerosoles y otros gases con efectos nocivos sobre la atmósfera. Este último punto se explica a continuación, en el Capítulo 2.2.2.

2.2.2. Escenarios de emisiones

Antes de introducir los escenarios de emisiones actuales, es conveniente hacer una revisión de sus inicios y el desarrollo que han tenido en el tiempo, ya que, conforme ha ido mejorando el conocimiento, los escenarios se han ido corrigiendo o directamente cambiando.

Hacia finales de la década de los ochenta, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA), y la Organización Meteorológica Mundial (OMM) crearon el IPCC, el cual tiene como objetivo compilar el estado del conocimiento sobre el cambio climático, incluyendo sus aspectos técnicos, económicos, científicos, así como sus estrategias de respuesta. Esta revisión del estado del conocimiento se viene plasmando en forma de informes de evaluación, los cuales se van renovando a lo largo del tiempo, desde el primero de ellos, el Primer Informe de Evaluación (FAR, por sus siglas en inglés) en 1990 (IPCC, 1990a), hasta el quinto y último por el momento, el Quinto Informe de Evaluación de 2013, vigente en la actualidad (IPCC, 2013). El objetivo no es solo recopilar información, sino que, en base a la misma, poder facilitar a los gobiernos las bases suficientes para establecer o desarrollar políticas climáticas que puedan prevenir el cambio climático. Por ello, no solo es suficiente detallar qué cambios han ocurrido en el pasado, sino también qué cambios podrían ocurrir en el futuro.

Los escenarios de emisiones son las bases sobre las que trabajar para evaluar el impacto del cambio climático en el futuro. La definición de escenario de emisiones, según el propio IPCC, es: *“la plausible representación del desarrollo futuro de emisiones de sustancias que*

son potencialmente activas radiativamente hablando (como los GEI o los aerosoles), basadas hipótesis coherentes, e internamente consistentes, de una serie de factores (como la demografía o el desarrollo socioeconómico de los países) que influyen directa o indirectamente en el clima” (IPCC, 2014). La definición de estos escenarios de emisiones, no solo supone una conjetura sobre las posibles emisiones de GEI que se podrían producir en el futuro según la posible evolución de la sociedad humana, sino que establece las bases sobre las que los diferentes modelos climáticos deben simularán las variaciones en el comportamiento atmosférico en el futuro. Por lo tanto, los escenarios climáticos sirven para crear un marco de referencia y que los resultados de distintos modelos climáticos puedan compararse entre sí.

La construcción de estos escenarios puede realizarse desde distintos objetivos o desarrollos, desde estructuras simples e idealizadas que sirvan para entender el proceso de cambio futuro de la sociedad y el sistema climático, hasta escenarios integrales resultado de conjuntos de suposiciones internamente consistentes sobre las emisiones y los factores socioeconómicos. Un ejemplo de escenarios de emisiones idealizados es el caso de un incremento del 1% por año en la concentración de CO₂ atmosférico hasta doblar o cuadruplicar las tasas iniciales. Sin embargo, si se quiere desarrollar escenarios que consideren múltiples factores, es necesario el uso de herramientas más sofisticadas, como los Modelos Integrados de Evaluación (IAM, por sus siglas en inglés). Estos modelos son herramientas muy elaboradas y complejas (Figura 14), desarrolladas para describir los procesos clave en la interacción del desarrollo humano y el medio ambiente natural. Los métodos de los IAM se basan en relaciones funcionales entre actividades, como el suministro de alimentos, agua y energía, y los impactos asociados (PBL-NL, 2020). De esta forma, los IAM proporcionan información sobre cómo los factores impulsores inducen una variedad de impactos, teniendo en cuenta algunos de los mecanismos clave de retroalimentación.

Desde la década de 1990, el IPCC publica los escenarios de emisiones seleccionados, o creados, asociados a sus informes de evaluación del estado del cambio climático. Concretamente, en 1990 con el FAR (IPCC 1990a), se publican los primeros escenarios de emisiones, los Escenarios A (SA90) que tienen cuatro posibles desarrollos, un desarrollo de no intervención (SA90A) y tres de políticas cada vez más restrictivas (SA90B, C y D). Sin embargo, estos escenarios únicamente variaban en lo que respecta a las emisiones de GEI, y consideraban un crecimiento de la población y la economía fijo (Figura 15). Un detalle

importante es que estos escenarios estaban considerados predicciones, término que cambiará a proyecciones en los siguientes informes.

Figura 14 – Diagrama de flujo del modelo IMAGE, los componentes del modelo, controladores, variables y flujos de datos (PBL-NL, 2020).

Posteriormente, estos cuatro primeros escenarios (SA90) se transformaron y aumentaron hasta seis escenarios (IS92) en 1992 en el Informe Suplementario del FAR. Estos escenarios incorporaron una amplia gama de hipótesis que afectaban a la evolución futura de las emisiones de GEI en ausencia de políticas climáticas más allá de las ya adoptadas, y fueron los que se utilizaron en el Segundo Informe de Evaluación (SAR), publicado posteriormente en 1995 (IPCC, 1996). Los diferentes escenarios, en términos de condiciones económicas, sociales y ambientales, varían mucho entre si y el rango resultante de evoluciones futuras de GEI es bastante amplio.

Figura 15 – Suposiciones de inicio de los diferentes escenarios de emisiones: SA90, IS92, SRES, relacionando el cambio en los ingresos per cápita y las emisiones de carbono (CO₂) según el producto interior bruto, ambos ejes medidos como porcentaje de cambio en US\$ de 1990 (Girod et al., 2009).

De los seis escenarios, el IS92a ha sido el más ampliamente adoptado como un escenario estándar para su uso en evaluaciones de impacto, aunque, según el IPCC, la recomendación inicial fue que los seis escenarios de emisiones IS92 se usaran para representar el rango de incertidumbre en las emisiones. Este escenario es, junto con el IS92b el que más se asemeja con el escenario base de la anterior propuesta, el SA90A (Figura 15). En estos escenarios, la población aumenta a 11.3 mil millones para 2100 y el crecimiento económico promedio es 2.3% anual entre 1990 y 2100, con una combinación de fuentes de energía convencionales y renovables. Otro escenario a destacar es el más

pesimista, el IS92e, que considera las emisiones más altas de GEI, y combina, entre otros supuestos, un crecimiento moderado de la población, un alto crecimiento económico, alta disponibilidad de combustibles fósiles y eventual eliminación de la energía nuclear. En el otro extremo, IS92c tiene una ruta de emisiones de CO₂ que finalmente cae por debajo de su nivel inicial de 1990. Supone que la población crece primero, luego disminuye a mediados del próximo siglo, que el crecimiento económico es bajo y que existen limitaciones severas en el suministro de combustibles fósiles (Leggett et al., 1992; Pepper et al., 1992).

Ya en el año 2000, el IPCC publicó una nueva serie de escenarios en un informe específico, el Special Report on Emission Scenarios (SRES; Nakicenovic et al., 2000), para su uso en el Tercer Informe de Evaluación (TAR), publicado un año más tarde en 2001 (IPCC, 2001). Estos mismos escenarios, con pequeñas modificaciones, se utilizarían posteriormente también en el AR4, publicado en 2007 (IPCC, 2007). Los escenarios SRES continúan ampliando la consideración de factores externos y no únicamente las emisiones de GEI, como la producción y el uso de energía, la tecnología la agricultura, silvicultura o el uso de la tierra (IPCC, 2001). Ya no solo se van a producir escenarios con unas características muy definidas de emisiones de GEI, crecimiento de la población o políticas medioambientales, sino que se desarrollan grupos o familias de escenarios con unas características comunes entre ellos, habiendo multitud de variantes en cada una de estas familias. Así, nacen cuatro líneas evolutivas cualitativas: A1, A2, B1 y B2. En términos simples, las cuatro historias combinan dos conjuntos de tendencias divergentes: un conjunto que varía entre valores económicos fuertes y valores ambientales fuertes, el otro conjunto entre la globalización creciente y la regionalización creciente (Figura 16). Los argumentos se resumen de la siguiente manera (Nakicenovic et al., 2000):

- **Familia de escenarios A1:** un mundo futuro de crecimiento económico muy rápido, población global que alcanza su punto máximo a mediados de siglo y declina a partir de entonces, y la rápida introducción de tecnologías nuevas y más eficientes.
- **Familia de escenarios A2:** un mundo muy heterogéneo con una población mundial en continuo crecimiento y un crecimiento económico orientado a la región que está más fragmentado y es más lento que en otros casos.
- **Familia de escenarios B1:** un mundo convergente con la misma población global que en el escenario A1 pero con cambios rápidos en las estructuras económicas hacia

una economía de servicios e información, con reducciones en la intensidad de los materiales y la introducción de tecnologías limpias y eficientes en recursos.

- **Familia de escenarios B2:** un mundo en el que se hace hincapié en las soluciones locales para la sostenibilidad económica, social y ambiental, con una población en constante aumento (inferior a A2) y un desarrollo económico intermedio.

Figura 16 – Ilustración esquemática de las cuatro familias de escenarios según se enfoquen hacia una tendencia u otra, bien más económica o más medioambiental y más global o más regional (IPCC, 2020).

Después de determinar las características básicas de cada una de las cuatro familias, incluidas las proyecciones cuantitativas de las principales variables impulsoras, como la población y el desarrollo económico, las historias se cuantifican mediante el uso de IAM, lo que resulta en distintos escenarios para cada familia. En total, 40 escenarios fueron desarrollados. Todos son igualmente válidos, sin probabilidades asignadas de ocurrencia. De entre todos los escenarios disponibles, se seleccionaron un total de seis escenarios de emisiones de las cuatro familias: un escenario representativo de cada una de las familias A2, B1 y B2, y tres de la familia A1, que caracterizan desarrollos alternativos de tecnologías energéticas: A1FI (intensivo en fósiles), A1T (predominantemente no fósil) y A1B (equilibrado entre fuentes de energía). En la Figura 15 se puede realizar la comparación de algunas características de estos escenarios con sus antecesores, comprobándose las enormes diferencias que existen entre ellos.

Sin embargo, dada la dificultad en controlar todas las variables del ciclo de carbono y las diferencias entre los esquemas químicos de los distintos modelos climáticos, estos escenarios indicaban diferencias en el largo plazo en las concentraciones de GEI y aerosoles para un mismo escenario de emisiones, por lo que se desarrollaron escenarios revisados para el siguiente informe, el AR5, para permitir la comparación entre distintos modelos climáticos, ya que algunos usan concentraciones como datos de partida mientras que otros usan emisiones para luego calcular las concentraciones (IPCC, 2013).

Es por ello, que para el AR5 (IPCC, 2013), el vigente informe del IPCC, los escenarios se centraron en establecer las concentraciones de gases que influyen en el comportamiento de la atmósfera, y sus emisiones asociadas, que podrían producirse en el futuro lejano (2100) en base a diferentes realidades, pero sin estar directamente basados en líneas temporales socioeconómicas. Por ello se llamaron Trayectorias de Concentración Representativas (RCP, por sus siglas en inglés). Los RCP, son escenarios que proveen las series temporales de emisiones y concentraciones de GEI, aerosoles y otros gases que producen un forzamiento radiativo, así como los posibles cambios en los usos del suelo, en el futuro (Moss et al., 2008). Se han llamado representativos ya que un RCP representa solo uno de los múltiples posibles escenarios que llevan a una concentración de GEI determinada. Además al indicar que es una trayectoria, se incide en que no solo es importante la concentración última sobre la que se definen, sino también el recorrido que tienen a lo largo del tiempo hasta llegar a esa concentración. Estos nuevos escenarios consideran de una manera más directa el ciclo de vida de los gases y hacen especial hincapié en los usos del suelo. Sin embargo, es necesario aclarar que estos nuevos escenarios no son más capaces de representar el futuro que los SRES, son simplemente otra forma de enfocar el mismo problema.

En el AR5, se seleccionaron cuatro RCP de toda la literatura disponible (Fujino et al., 2006; Smith and Wigley, 2006; Riahi et al., 2007; van Vuuren et al., 2007; Hijioka et al., 2008; Wise et al., 2009). Estos cuatro escenarios se identificaron con el valor del FR (medido en W/m^2) que tendrían en el año 2100 (Figura 17), aunque no todos siguen un patrón creciente hasta dicha fecha. Las características de cada uno son las siguientes:

- **RCP2.6.** Trayectoria en la que el forzamiento radiativo alcanza el valor máximo de aproximadamente $3 W/m^2$ antes de 2100 y posteriormente disminuye (la correspondiente trayectoria de concentración ampliada en el supuesto de que las emisiones sean constantes después de 2100). Esta trayectoria se asocia a unas

concentraciones equivalentes de CO₂ entre 430 y 480 ppm (van Vuuren et al., 2011).

- **RCP4.5.** Trayectoria de estabilización baja, en la cual el forzamiento radiativo se estabiliza en 4,5 W/m² después de 2100 (la correspondiente trayectoria de concentración ampliada en el supuesto de que las concentraciones sean constantes después de 2150). Esta trayectoria se asocia a unas concentraciones equivalentes de CO₂ de entre 580 y 720 ppm (Thomson et al., 2011).
- **RCP6.0.** Trayectoria de estabilización intermedia en la cual el forzamiento radiativo se estabiliza cuando se alcanza aproximadamente 6,0 W/m² después de 2100 (la correspondiente trayectoria de concentración ampliada en el supuesto de que las concentraciones sean constantes después de 2150). Esta trayectoria se asocia a unas concentraciones equivalentes de CO₂ de entre 720 a 1000 ppm (Fujino et al., 2006).
- **RCP8.5.** Trayectoria alta para la cual el forzamiento radiativo alcanza valores de 8,5 W/m² en 2100 y sigue aumentando durante un lapso de tiempo (la correspondiente trayectoria de concentración ampliada en el supuesto de que las emisiones sean constantes después de 2100 y las concentraciones sean constantes después de 2250). Se corresponde a una concentración equivalente de CO₂ mayor de 1000 ppm (Riahi et al., 2011).

Además de los RCP, también se plantearon Trayectorias de Concentración Extendidas (ECP), que son las continuaciones o extensiones de los cuatro RCP desde el año 2100 hasta el año 2300. Estos escenarios han sido calculados sin tener en cuenta proyecciones socioeconómicas, utilizando únicamente reglas simples de comportamiento climático establecidas en consenso por los distintos grupos de trabajo.

Por lo tanto, los ECP no representan escenarios completamente consistentes, y únicamente se utilizan como base en experimentos que quieran explorar la respuesta climática en el largo plazo (van Vuuren et al., 2011).

En la Figura 18, se pueden observar la evolución de los ECP, junto con sus respectivos RCP, y sus desarrollos de emisiones y concentraciones equivalentes de CO₂ en el tiempo. Además, a modo de comparación, se incluyen los escenarios SRES, los cuales, como se puede ver en la Figura 18.b, solo alcanzan el año 2100.

Figura 17 – RF total de los cuatro RCP a lo largo del tiempo. En negro los registros históricos simulados de RF y en colores cada uno de los RCP y sus ECP (IPCC, 2013).

Figura 18 – (a) Concentraciones equivalentes de CO₂ y (b) emisiones (excepto las emisiones procedentes de usos de suelo) a lo largo del tiempo, de los cuatro RCP y algunos de los SRES (IPCC, 2013).

Estos nuevos escenarios, al igual que ocurría con los escenarios SRES, no se deben interpretar como predicciones o valores o límites absolutos, sino que son unas guías para desarrollar estudios de impacto en base a las concentraciones o valores de RF descritos en cada RCP. Además, los escenarios socioeconómicos subyacentes a cada RCP no deben ser considerados como únicos (van Vuuren et al., 2011). Es decir, el escenario socioeconómico considerado podría ser uno entre muchos que podrían ser consistentes con la trayectoria descrita por ese RCP. Es decir, y este es el punto principal de los RCP, cada uno de ellos es simplemente un ejemplar de entre muchos otros que describen un camino para llegar a una determinada concentración de CO₂ equivalente en el año 2100. Por último cabe destacar la gran incertidumbre que estos escenarios presentan, pues no hay una relación directa entre emisiones, concentraciones y FR (van Vuuren et al., 2011).

2.2.3. Modelos climáticos

Como se ha comentado en el Capítulo 2.2.1, el otro componente esencial necesario para crear proyecciones climáticas, además de los propios escenarios de emisiones, son los modelos climáticos. Un modelo climático es una representación numérica del sistema climático basada en las propiedades físicas, químicas y biológicas de sus componentes, sus interacciones y procesos de retroalimentación (IPCC, 2013). El sistema climático es complejo y generalmente se considera como un sistema caótico, por lo que representarlo de manera precisa es prácticamente imposible. El desarrollo de estos modelos climáticos implica varios pasos fundamentales (IPCC, 2013):

- Los modelos requieren expresar las leyes físicas del sistema climático en términos matemáticos. Esto requiere un trabajo teórico y de observación del sistema para derivar y simplificar expresiones matemáticas que describan adecuadamente el sistema.
- Implementar estas expresiones matemáticas en un código informático. Esto requiere del desarrollo de métodos numéricos que permitan la solución de expresiones matemáticas discretizadas, generalmente implementadas en alguna forma de cuadrícula.
- Construir e implementar modelos conceptuales (generalmente conocidos como parametrizaciones) para aquellos procesos que no pueden representarse explícitamente, bien sea por su complejidad o porque las escalas espaciales o temporales en las que ocurren no puedan ser resueltas por el modelo discretizado.

Por lo tanto, el desarrollo de un modelo climático es una tarea ardua y compleja (Jakob, 2010). Además, este desarrollo se ve limitado por varias causas: las limitaciones de computación actuales, la falta de observaciones de numerosos procesos y las limitaciones en el conocimiento actual del propio sistema (Randall et al., 2007). Por ello, se entiende que los modelos son una representación simplificada del sistema.

Este sistema está principalmente compuesto por cinco componentes fundamentales: atmósfera, hidrosfera, criosfera, litosfera y biosfera (Peixoto y Oort, 1992). Entre ellos se producen enormes intercambios de materia y calor, así como multitudes de procesos físicos químicos y biológicos. De esta forma, los modelos climáticos, generalmente considerados como Modelos Climáticos Globales (MCG), varían en cuanto a la complejidad que desarrollen para simular el sistema climático, como por ejemplo en el número de dimensiones espaciales y la resolución de las mismas, y también en el número de componentes de este sistema climático que consideren, pudiendo diferir incluso en el detalle de dichos componentes, como la medida en que los procesos químicos o biológicos están explícitamente representados o el nivel en el que están involucradas las parametrizaciones empíricas.

La atmósfera es el componente que más influye en el sistema, por lo que los modelos climáticos atmosféricos fueron los primeros que se desarrollaron. Estos modelos primigenios resuelven su dinámica en términos de ecuaciones diferenciales sobre una rejilla tridimensional, considerando las ecuaciones de movimiento de los fluidos (Navier-Stokes), la conservación de la masa y energía y las interacciones de la atmósfera (Randall et al., 2007). Esta dinámica atmosférica queda resuelta en función de variables como la presión atmosférica, la temperatura, el contenido de gases o la velocidad del viento (Barranco, 2011). El conjunto de ecuaciones no tiene una solución explícita por lo que ha de resolverse mediante métodos numéricos tal y como se ha comentado previamente.

Posteriormente, se acoplaron los océanos, ya que aunque hasta menos de una década su función se subestimaba, ahora se reconoce que su importancia es del mismo orden de magnitud que la atmósfera (González Zeas, 2012). De igual forma a los modelos atmosféricos, los modelos oceánicos, acoplados o no a los atmosféricos, se establecen en base a un conjunto de ecuaciones diferenciales que tienen en cuenta las leyes de conservación de los fluidos, incorporando otras variables como la salinidad (Barranco, 2011). Las propiedades de estos dos componentes del sistema climático son muy distintas, ya que el agua es mucho más densa que el aire. Esta diferencia también hace que la

interfase entre ambos componentes sea muy estable y que por lo tanto ambas componentes no se mezclen significativamente y su interacción se produzca a través de la misma. Los dos fenómenos más significativos de interacción entre ambos componentes son la transferencia del calor del océano a la atmósfera y la transferencia de momento de la atmósfera al océano, a través de la interacción del viento con la superficie del mar (Barranco, 2011).

Conforme ha ido pasando el tiempo, además de estos dos componentes y el componente terrestre, por lógica dada la introducción del océano, se ha ido dando valor e introduciendo otros componentes del sistema climático, como la criosfera, la hidrosfera, la litosfera, la biosfera o los componentes químicos de la atmósfera, aerosoles, etc. (Figura 19). En concreto, desde el AR4, las representaciones de los procesos del sistema terrestre son mucho más extensas, particularmente las interacciones de la atmósfera con la radiación solar, el entorno de la criosfera o los aerosoles. Cabe destacar también que actualmente la mayor parte de los modelos ha incluido una zona de estratosfera de alta resolución, la cual no se incluye en la Figura 19, dado que se puede considerar parte de la atmósfera. Actualmente, y de cara al siguiente informe de evaluación, hay grandes esfuerzos en desarrollar parametrizaciones avanzadas para los procesos que afectan a la capa de hielo, mejorar la hidrología superficial, incluir los efectos de la agricultura y los entornos urbanos o mejorar la representación de los efectos del nitrógeno en el ciclo del carbono (IPCC, 2013).

A los modelos que integran la atmósfera y el océano de forma acoplada se les conoce como modelos acoplados atmósfera-océano (MCGAO). Estos modelos fueron los utilizados tanto para el TAR como para el AR4 y más recientemente para el AR5. De hecho, actualmente se siguen utilizando versiones de ellos, y en particular se ejecutan para aplicaciones de predicción climática a una escala temporal más pequeña, en las que las retroalimentaciones biogeoquímicas no son importantes, o en estudios de procesos con un enfoque regional en particular (IPCC, 2013), por ejemplo, el estudio de El Niño/La Niña en Asia.

Figura 19 – Desarrollo de los modelos climáticos a lo largo de los últimos 35 años, mostrando aproximadamente el momento de incorporación de diferentes componentes en los modelos coincidiendo con los informes de evaluación del IPCC (IPCC, 2013).

Consecutivamente y de forma paralela a los MCGAO, se han elaborado los Modelos del Sistema Terrestre (ESM, por sus siglas en inglés). Estos modelos son MCGAO en los que se incluyen la representación de varios ciclos biogeoquímicos como el ciclo del carbono, el ciclo del azufre o el del ozono (Flato, 2011). Estos ciclos bioquímicos juegan una importante función en la realimentación interna del sistema. Este tipo de modelos proporcionan las herramientas más completas disponibles actualmente para simular la respuesta del sistema climático, lo que permite el cálculo interactivo del CO₂ atmosférico. Además, también se pueden incluir componentes adicionales como la química atmosférica, capas de hielo, vegetación dinámica, o modelos urbanos o de cultivos como ya se ha comentado anteriormente. Los ESM se han utilizado ya en el AR5, siendo el principal tipo de modelo climático que se utilizará en el siguiente informe.

También de manera paralela, se han comenzado a desarrollar los Modelos del Sistema Terrestre de Complejidad Intermedia (EMIC, por sus siglas en inglés). Este tipo de modelos intenta incluir todos los procesos más importantes del sistema terrestre, antes citados, como en los ESM, pero a una resolución más baja o de una manera más simple e idealizada. Estos modelos se aplican para resolver ciertas preguntas científicas, como la comprensión de las retroalimentaciones climáticas en escalas de tiempo milenarias o a la exploración de sensibilidades en las que se requieren integraciones de modelos largo o

conjuntos grandes (Claussen et al., 2002; Petoukhov et al., 2005). Esta clase de modelos a menudo incluyen componentes del sistema de la Tierra que aún no se incluyen en todos los ESM. Los avances más significativos en las capacidades de los EMIC frente a los ESM son la inclusión de capas de hielo o modelos de sedimentos oceánicos. Estos componentes interactivos adicionales proporcionan retroalimentaciones críticas involucradas en las estimaciones del aumento del nivel del mar y la respuesta del ciclo del carbono en escalas de tiempo milenarias (Zickfeld et al., 2013). Además, la flexibilidad y la eficiencia de los EMIC permiten la calibración a eventos específicos de cambio climático para eliminar posibles sesgos.

Como se ha comentado anteriormente y poniendo como ejemplo a los EMIC, el sistema climático es muy complejo y contiene muchos procesos y subprocesos que se retroalimentan entre sí. Además, la importancia relativa de estos procesos varía con la escala de tiempo de interés (por ejemplo, el ciclo del carbono, la interfase aire-océano, o la generación de nubes). Dadas las capacidades actuales, no siempre es posible realizar el mejor desarrollo de un modelo, aun sabiendo por ejemplo que la inclusión de un proceso concreto podría proporcionar mejores resultados, por lo que en muchos casos se deben hacer compromisos para incluir o excluir ciertos procesos o componentes en el modelo, ya que un aumento en la complejidad generalmente conduce a un aumento en el costo computacional (Hurrell et al., 2009).

Por otro lado, en el desarrollo de las implementaciones numéricas se puede decidir el espaciado de la cuadrícula en la cual se resuelven las ecuaciones que rigen los procesos y el paso de tiempo que utilice un modelo a la hora de resolver dichas ecuaciones (días, meses, años, etc.). Al igual que en el caso de toma de decisiones sobre qué componentes o de qué forma incluirlos en el modelo, una resolución de modelo más alta (bien espacial o temporalmente hablando) generalmente conduce a modelos matemáticamente más precisos, aunque no necesariamente simulaciones más fiables, pero también provoca que los costes computacionales sean más altos. En la Figura 20 se puede apreciar el gran efecto que tiene la resolución espacial del modelo sobre la representación de la superficie entre dos valores del tamaño de celda. Actualmente, la resolución espacial, en forma de retícula, de la parte atmosférica de un modelo varía entre los 100 y 300 km en horizontal, y aproximadamente del doble (es decir de unos 50 km) para los océanos. Por su parte, la resolución espacial vertical está dividida en unos 20 niveles, es decir, 20 capas de la misma malla horizontal.

En cuanto al paso temporal de los modelos, las ecuaciones que rigen los componentes del sistema se resuelven aproximadamente cada media hora, sin perjuicio de otros posibles pasos a una escala menor (más tiempo, por ejemplo 1 hora), como es el caso de los EMIC. Sin embargo, hay una serie de procesos que necesitan resolverse a una escala mayor (en un paso de tiempo menor como por ejemplo 15 minutos), como los procesos de cambio de fase (evaporación, condensación, formación de nubes), el intercambio radiativo (absorción, emisión y reflexión de radiación solar), procesos de intercambio de calor sensible y latente en superficie a través del suelo o la vegetación, etc., (Barranco, 2011). Es por ello, como se ha comentado al inicio de este punto, que los modelos necesitan implementar modelos conceptuales que simplifiquen estos procesos, simplificando a su vez su variabilidad real o modificando algunas señales que pueden influir en otros subprocesos del sistema.

Figura 20 – Vista del detalle mostrado en la orografía terrestre y marina para dos resoluciones espaciales horizontales diferentes: (a) celdas de 87.5 km de lado y (b) celdas de 30 km de lado (IPCC, 2013).

El comportamiento de un modelo climático dependerá no solo de las parametrizaciones del sistema o de la resolución espacial o temporal que tenga, sino también hay que tener en cuenta las condiciones iniciales que se le impongan. No es lo mismo comenzar a simular el sistema climático con unas condiciones u otras, de temperatura, concentraciones de GEI o incluso se podría hablar de la disposición de los océanos y la tierra. En una simulación con un MCG, la atmósfera y masa de hielo se inician con valores disponibles, y el océano parte de un estado de reposo. Con estas premisas sobre los valores de partida, se pone en funcionamiento el modelo a lo largo de un periodo no inferior a 1000 años, con unos niveles de GEI y aerosoles correspondientes a la era preindustrial. Este periodo tan largo es necesario para que en el modelo se alcance un acoplamiento adecuado entre la atmósfera y los océanos (Barranco, 2011). Al final de este periodo, el estado del clima presenta unas

condiciones similares a las del año 1860, por lo que desde ese momento hasta el presente, el modelo es forzado con emisiones crecientes de GEI y aerosoles registrados deducidos de las observaciones disponibles. A partir de ese momento, la simulación del modelo dependerá de las proyecciones de los forzamientos del sistema climático que se quieran estudiar.

En general los MCG, considerando como tal los MCGAO y los ESM, simulan bien las características de la circulación atmosférica global, por lo que simulan bien valores medios climáticos. De hecho, las ejecuciones de los modelos climáticos reproducen bastante bien la evolución experimentada por la temperatura global a lo largo de los últimos 150 años. Tanto es así que los ensayos realizados con diferentes evoluciones de GEI han permitido discriminar la contribución de las actividades humanas en el cambio experimentado por el clima, con un grado de confianza aceptable (Stott et al., 2001). Sin embargo, a escala regional, los modelos muestran diferencias con los valores observados, especialmente en los fenómenos extremos, que suelen producirse en duraciones cortas y a escalas espaciales pequeñas.

Estas diferencias o errores varían enormemente de una región a otra y de un modelo a otro. Además, aún existen incertidumbres en numerosos procesos debido a las deficiencias en las parametrizaciones de algunos procesos físicos determinantes para el clima, como la formación de nubes, la circulación termohalina, o la dinámica de los hielos marinos. De hecho, existe una gran confianza en cuanto a que las incertidumbres en los procesos de generación de nubes explican gran parte de la sensibilidad climática modelada. Por ello, los MCG que se utilizan para cuantificar la respuesta futura del clima han de ser previamente evaluados.

El análisis de la fiabilidad de los MCG para reproducir los principales procesos del sistema climático se realiza mediante la comparación sistemática de las simulaciones con condiciones de clima actual y los datos climatológicos disponibles observados. Las simulaciones de clima actual con MCG se llevan a cabo considerando la evolución de valores observados de concentraciones atmosféricas de GEI. Cuando es posible, se comparan los promedios durante el mismo período de tiempo tanto en los modelos como en las observaciones. Sin embargo, el registro de observaciones es bastante corto en varias variables, o solo están disponibles estimaciones basadas en observaciones puntuales. En los casos en los que faltan observaciones, se puede recurrir a la intercomparación de los resultados del modelo para proporcionar al menos alguna cuantificación de la

incertidumbre del modelo a través de la propagación entre modelos. Los modelos también pueden evaluarse considerando condiciones paleoclimáticas, por ejemplo la pasada era glacial. De hecho, desde el AR4, las simulaciones paleoclimáticas ha permitido la incorporación de este tipo de información de hace miles de años en las parametrizaciones del sistema climático.

El desarrollo que han sufrido los modelos en las últimas décadas ha sido enorme, gracias al esfuerzo de la comunidad científica y los proyectos de colaboración e investigación científica. Un ejemplo de este desarrollo se puede ver en el número de modelos utilizados en los informes de evaluación. Por ejemplo, en el primer informe del IPCC, en 1990, se presentaron únicamente los resultados de dos modelos climáticos, mientras que en este último informe, el AR5, se presentan más de una treintena de ellos (Figura 21). Además, la difusión de los resultados de los modelos ha posibilitado su comparación, y de esta forma ver posibles fallos o mejores técnicas para su refinamiento y mejora. También como ya se ha comentado, la incorporación de nuevas parametrizaciones y componentes climáticos, así como una mayor resolución espacio-temporal ha facilitado la inclusión de procesos concretos. En concreto, por poner un ejemplo, desde el AR4 la simulación de patrones de precipitación a gran escala ha mejorado. Aunque los modelos continúan teniendo un rendimiento menor para la precipitación que para la temperatura de la superficie. La correlación del patrón espacial entre la precipitación media anual modelada y observada ha aumentado de 0.77 para los modelos disponibles en el momento del AR4 a 0.82 para los modelos actuales (IPCC, 2013). También se ha mejorado considerablemente la capacidad de los MCG de simular las temperaturas extremas, pero la intensidad, frecuencia y distribución de las precipitaciones extremas no están tan bien simuladas por los MCG (Randall et al., 2007).

Es importante destacar que ningún modelo puede considerarse “el mejor”, no existe un único modelo o subconjunto de modelos que sobresalga. Además, los modelos generalmente difieren en su ajuste para distintas zonas o regiones del planeta. Así, según donde haya sido creado el modelo y con qué finalidad, un modelo simulará mejor las condiciones climáticas de una zona en particular. Por ello, es importante utilizar los resultados de una serie o conjunto de modelos para analizar los efectos de las distintas formulaciones. Así nacen las técnicas de conjunto, o ‘ensembles’, que son agrupaciones de realizaciones de modelos climáticos que sirven para aumentar la muestra estadística, para tener en cuenta la variabilidad natural y para tener en cuenta la incertidumbre en las formulaciones de modelos, así como para corregir o comparar parametrizaciones. De esta

forma se han establecido proyectos coordinados para generar y distribuir grandes muestras de proyecciones a futuro.

Figura 21 – Principales características de los MCG (MCGAO y ESM) participantes del CMIP5, utilizados en el último informe de evaluación del IPCC (AR5) en comparación con los utilizados en el CMIP3. Se incluyen los componentes y su resolución espacial en colores para cada modelo y componente (cuanto más oscuro sea el color, mayor resolución tendrá) (IPCC, 2013).

En particular, en los informes del IPCC, se utiliza el Proyecto de Intercomparación de Modelos de Clima Acoplados (CMIP, por sus siglas en inglés) promovido por el Programa de Investigación del Clima Mundial (WCRP, por sus siglas en inglés), que aúna los esfuerzos de los MCG actuales en pos de ofrecer un marco de comparación para el estudio del cambio climático. Este proyecto ha sido desarrollado en varias fases sucesivas, comenzando con la fase 1, CMIP1 (Meehl et al., 1997), en 1995 y contando con hasta 18 MCG (Covey et al., 2000), pasando por la fase 3, CMIP3 (Meehl et al., 2007) utilizada en el AR4 y la fase 5, CMIP5 (Taylor et al., 2012) utilizada en el AR5 hasta la fase actual, la fase 6, que será la utilizada para el siguiente informe del IPCC, y que tenía una fecha límite de entrega en 2020. No solo existe este proyecto, sino que a lo largo del tiempo se han ido formando conjunto de modelos que permitan el estudio de las variables climáticas en estudios de impacto (Tabla 2), aunque hay que destacar que la mayoría de estos conjuntos de modelos son modelos climáticos regionales (ver Capítulo 2.2.4.1).

Tabla 2. Proyectos y características de conjuntos de modelos para distintas regiones del mundo (Elaboración propia, Fuente: USAID, 2014).

Proyecto	Años	Región	Informe del IPCC	Ensemble	Referencia
<i>PRUDENCE</i>					
(Prediction of Regional Scenarios and Uncertainties for Defining European Climate Change Risks and Effects)	2001–2004	Europa	TAR	8 MCRs	Christensen y Christensen, 2007
<i>STARDEX</i>					
(Statistical and Regional Dynamical Downscaling of Extremes for European Regions)	2002–2005	Europa	TAR	Varios	Goodess, 2003
<i>ENSEMBLES</i>					
(ENSEMBLE-Based Predictions of Climate Change and their Impacts)	2004–2009	Europa	TAR -AR4	Varios	van der Linden y Mitchell, 2009
<i>CLARIS</i>					
(Climate Change Assessment and Impact Studies)	2008–presente	Sudamérica	AR4-AR5	5 MCRs	Boulanger et al., 2016; Solman et al., 2013
<i>NARCCAP</i>					
(North American Regional Climate Change Assessment Program)	2006–presente	Norteamérica	AR4 -AR5	6 MCRs	Mearns et al., 2009
<i>AMMA</i>					
(African Monsoon Multidisciplinary Analyses)	2009–presente	Africa	AR4 - AR5	Varios	Boone et al., 2009
<i>CORDEX</i>					
(Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment)	2009–presente	Mundo	AR5	Varios	Giorgi et al., 2009; Jones et al., 2011

Por último cabe destacar que no todos los modelos climáticos simulan todos los escenarios de emisiones descritos en el capítulo anterior, sino que según los requerimientos o los objetivos que cada centro de investigación tenga, se deciden realizar unas simulaciones u otras. Un ejemplo de ello son los modelos utilizados para evaluar los cambios en el futuro en el AR5. En la Tabla 3, se pueden apreciar una lista de estos modelos y los escenarios donde cada modelo ha realizado simulaciones. Algunos de ellos, realizando varias para un mismo escenario.

Tabla 3. Modelos del proyecto CMIP5 usados para elaborar el atlas climático global de cambios en el AR5 (IPCC, 2013).

CMIP5 Model Name	piControl	Historical	RCP2.6	RCP4.5	RCP6.0	RCP8.5
ACCESS1-0	tas/pr	1		1		1
ACCESS1-3	tas/pr	1		1		1
bcc-csm1-1	tas/pr	1	1	1	1	1
bcc-csm1-1-m		1	1	1	1	
BNU-ESM	tas/pr	1	1	1		1
CanESM2	tas/pr	1	1	1		1
CCSM4	tas/pr	1	1	1	1	1
CESM1-BGC	tas/pr	1		1		1
CESM1-CAM5		1	1	1	1	1
CMCC-CM		1		1		1
CMCC-CMS	tas/pr	1		1		1
CNRM-CM5	tas/pr	1	1	1		1
CSIRO-Mk3-6-0	tas/pr	1	1	1	1	1
EC-EARTH		8	8	8		8
FGOALS-g2	tas/pr	1	1	1		1
FIO-ESM	tas/pr	1	1	1	1	1
GFDL-CM3	tas/pr	1	1	1	1	1
GFDL-ESM2G	tas/pr	1	1	1	1	1
GFDL-ESM2M	tas/pr	1	1	1	1	1
GISS-E2-H p1		1	1	1	1	1
GISS-E2-H p2	tas/pr	1	1	1	1	1
GISS-E2-H p3	tas/pr	1	1	1	1	1
GISS-E2-H-CC		1		1		
GISS-E2-R p1		1	1	1	1	1
GISS-E2-R p2	pr	1	1	1	1	1
GISS-E2-R p3	pr	1	1	1	1	1
GISS-E2-R-CC		1		1		
HadGEM2-AO		1	1	1	1	1
HadGEM2-CC		1		1		1
HadGEM2-ES		2	2	2	2	2
inmcm4	tas/pr	1		1		1
IPSL-CM5A-LR	tas/pr	1	1	1	1	1
IPSL-CM5A-MR		1	1	1	1	1
IPSL-CM5B-LR		1		1		1
MIROC5	tas/pr	1	1	1	1	1
MIROC-ESM	tas/pr	1	1	1	1	1
MIROC-ESM-CHEM		1	1	1	1	1
MPI-ESM-LR	tas/pr	1	1	1		1
MPI-ESM-MR	tas/pr	1	1	1		1
MPI-ESM-P	tas/pr					
MRI-CGCM3	tas/pr	1	1	1	1	1
NorESM1-M	tas/pr	1	1	1	1	1
NorESM1-ME		1	1	1	1	1
Number of models		42	32	42	25	39

2.2.4. Técnicas de regionalización

Los MCG son las herramientas indispensables a la hora de estudiar la evolución del clima, tanto pasado como futuro bajo unas determinadas proyecciones. Pero, en definitiva, la habilidad de los modelos reside en su capacidad para simular de manera adecuada y precisa el sistema climático. A pesar de que los MCG suministran buenos resultados en cuanto a valores medios de las zonas estudiadas, su baja resolución, cercana a los 100 km de ancho de malla, provoca diferencias razonables a una escala más regional o local.

Los climas regionales representan el resultado de la interacción del clima a gran escala con los detalles a escala regional (Brunet et al., 2009) y no siempre siguen los mismos patrones o tendencias. Cambios a nivel local pueden cambiar drásticamente las características climáticas de una región. Por ello, se puede simular razonablemente bien el clima a escala global aunque no se acierte a captar en la simulación los detalles del clima a escala regional. Estas diferencias se deben principalmente a dos razones: la insuficiente resolución espacial, que supone una distorsión de las líneas de costa y una suavización de la topografía, y la simplificación de procesos climáticos regionales de menores dimensiones como por ejemplo, los fenómenos convectivos de precipitación (Xu, 1999).

La cuestión principal de este problema es la necesidad de disponer de información para la realización de estudios de impacto con la necesaria resolución espacial y temporal. La información suministrada por los MCG no es capaz o no tiene la suficiente precisión, para realizar tales estudios de impacto, como por ejemplo los estudios hidrológicos, ya que requieren información a una escala mucho menor, casi local. En este contexto es donde surgen las técnicas de regionalización (downscaling), o de reducción de la escala. La regionalización trata de establecer la conexión entre la gran escala y la pequeña escala, siendo las primeras las que condicionan a las segundas. Estas técnicas además pueden aplicarse tanto espacial como temporalmente, siendo más comunes las primeras. Todas las técnicas de regionalización utilizadas para proyecciones de cambio climático parten de las proyecciones suministradas por los MCG a los que aportan los detalles de la región, de escala más pequeña, asociados con información adicional de orografía, usos del suelo, vegetación, etc. Sin embargo, es importante señalar que las proyecciones regionalizadas heredan los defectos y debilidades de los MCG de partida. Si el modelo climático simula incorrectamente aspectos de la variabilidad climática a gran escala relevantes para el clima regional o local, esta regionalización carecerá de sentido al ser errónea de partida (Brunet et al., 2009). Sin perjuicio de lo anteriormente explicado, cabe destacar que también se

han realizado estudios de impacto de cambio climático utilizando directamente los resultados de los MCG, sin aplicar técnicas de regionalización, debido, entre otras razones, a que la zona de estudio no tenía una pronunciada orografía (Boyer et al., 2010).

Existen dos maneras o grupos principales para afrontar el problema de la regionalización, los cuales se explicarán en detalle en los subcapítulos siguientes:

- **Técnicas dinámicas:** Se basan en modelos climáticos pero a una escala mucho menor que recogen más detalles que los MCG.
- **Técnicas estadístico-empíricas:** Se centran en establecer relaciones estadísticas entre las variables climáticas a escala global con otras a escala local.

Las aproximaciones dinámicas cuentan con una base física más fuerte (aunque también utilizan relaciones estadísticas en las parametrizaciones). Sin embargo, las técnicas estadísticas son mucho más sencillas, pudiéndose aplicar casi en cualquier equipo informático y sin unos conocimientos extensos sobre el sistema climático. No existe una prueba concluyente que demuestre que un enfoque (dinámico) sea superior al otro (estadístico), en términos de reproducir la variabilidad observada de las variables climáticas locales. Sin embargo, el gasto computacional en las técnicas de regionalización dinámicas es la razón del mayor uso de la regionalización estadística (Tryhorn y DeGaetano, 2011). Cabe destacar que las técnicas estadísticas pueden utilizarse igualmente a los resultados de las técnicas dinámicas, realizándose de esta forma una doble regionalización, bien para afinar los datos resultantes o bien para realizar estudios a una escala aún más local.

2.2.4.1. Técnicas dinámicas

La regionalización dinámica permite explorar de una manera dinámica, es decir, a base de simulaciones temporales en las cuales los valores de las variables climáticas cambian con el tiempo, las relaciones que hay entre el clima a gran escala y los procesos que ocurren a pequeña escala. Esto puede hacerse, bien aumentando directamente la resolución de los modelos en el área de interés, o bien anidando un modelo climático con un área limitada y de alta resolución configurado para dicho área en el MCG. Estos últimos, modelos climáticos desarrollados expresamente para reproducir una zona concreta y anidados en un MCG son los llamados Modelos Climáticos Regionales (MCR).

Los MCR son modelos climáticos que toman como condiciones de contorno los resultados de un MCG, en otras palabras, se anidan dentro de un MCG (Figura 22). De esta manera, los valores iniciales de las variables simuladas y su evolución temporal se derivan de los resultados previos de los MCG. Sin embargo, su resolución espacial es mucho mayor, rondando entre los 20 y 50 km de lado en cada celda, aunque en algunos casos pueden llegar hasta los 10 km o incluso menos. Se espera que para la próxima década, haya MCR con una resolución de 1 km de lado de celda (Hall et al., 2014).

Figura 22 – Descripción esquemática del anidamiento del MCR en la región de Europa. En la figura se muestra el refinamiento orográfico y de línea de costa. La malla exterior al MCR representa la zona lateral donde se incluyen los inputs del MCG para las condiciones de contorno (Giorgi y Gutowski Jr, 2015).

Esta mayor resolución espacial permite a los MCR representar de una manera más ajustada algunos procesos atmosféricos de mesoescala como el forzamiento radiativo de las nubes, los procesos convectivos nubosos (Rauscher et al., 2010), procesos en superficie como los usos del suelo o la dinámica de la vegetación biogeoquímica del ecosistema (Smith et al., 2011), temperatura cercana a la superficie (Feser, 2006; Kanamaru y Kanamitsu, 2007), temperatura y precipitación (Lucas-Picher et al., 2012), precipitación extrema (Kanada et al., 2008), características climáticas costeras (Winterfeldt y Weisse, 2009; Winterfeldt et al., 2011; Kawazoe y Gutowski, 2013; Vautard et al., 2013), huracanes atlánticos (Bender et al., 2010), o representando mejor las realimentaciones localizadas en respuesta al aumento de las concentraciones de los GEI y el calentamiento global (Erler et

al., 2015). El proceso que lleva a la creación de estos modelos incluyendo diversos de estos componentes se puede ver en la Figura 23. Además, el punto clave de estas técnicas, es que las variables climáticas mantienen la coherencia física y espacial, característica que no se consigue con otras técnicas de regionalización. Por todo ello, los MCR son considerados como la técnica más prometedora para realizar proyecciones de cambio climático a una escala menor (Giorgi et al., 2001; Christensen et al., 2007).

Figura 23 – Representación gráfica del mecanismo de regionalización adaptando las salidas de los MCG a las características fisiográficas de una región (CYII, 2018).

Las ventajas de los MCR pueden incluso implementarse en sentido contrario. En los pocos casos en los que los MCR se han acoplado de forma interactiva a modelos globales (es decir, acoplamiento bidireccional), los efectos de escalas pequeñas mejoradas se propagan a escalas más grandes y se ha encontrado que esto mejora la simulación de fenómenos a mayor escala (Lorenz y Jacob, 2005; Inatsu y Kimoto, 2009; Inatsu et al., 2012).

La habilidad de regionalización varía según la ubicación, la estación, el parámetro y las condiciones de contorno (Schmidli et al., 2007; Maurer e Hidalgo, 2008). Aunque hay indicios de que la habilidad del modelo aumenta con una resolución más alta, no lo hace linealmente. Por ejemplo, Rojas (2006) encontró más mejoras al aumentar la resolución de 135 km a 45 km que de 45 km a 15 km. Walther et al. (2013) también encontraron que el ciclo de precipitación diurna y la precipitación ligera mejoraron más al pasar de una resolución de 12 km a 6 km que al pasar de 50 km a 25 km o de 25 km a 12 km.

Por su parte, una resolución más alta también permite una mejor simulación de extremos (Seneviratne et al., 2012). Kawazoe y Gutowski (2013) compararon seis MCR y los dos MCG con observaciones de alta resolución, concluyendo que los extremos de precipitación eran más representativos en los MCR que en los MCG. Vautard et al. (2013) encontraron que los extremos cálidos en Europa generalmente se simulaban mejor en MCR con una resolución de 12 km en comparación con 50 km.

A pesar de todas estas ventajas, y aunque el dominio de aplicación de los MCR es una pequeña parte del planeta, el tiempo de computación es muy superior al que requiere un MCG para simular un mismo periodo, dada la cantidad de procesos regionales y la alta resolución que tienen dichos modelos. Por este motivo, los MCR suelen simular periodos de pocas decenas de años, habitualmente 30 años (González Zeas, 2012). Además, es importante destacar que al igual que los MCG, los MCR también necesitan recurrir a parametrizaciones de algunos componentes del sistema climático regional, los cuales son ajustados a las características de la zona de interés. En consecuencia, se añade una nueva fuente de incertidumbre, similar a la que tienen los MCG. Cabe recordar que los MCR no son modelos que corrigen las variables producidas en los MCG, sino que al contrario, se basan en ellas para producir nuevas variables a una escala menor. Por ello, es conveniente elegir un MCG validado que represente de forma realista los rasgos de la circulación global que afecten a la región de interés.

En resumen, a pesar de sus inconvenientes, existe una gran confianza en que la reducción de escala agrega valor a la simulación de los detalles del clima espacial en regiones con topografía muy variable (por ejemplo, orografía distinta, costas) y para fenómenos extremos (IPCC, 2013).

2.2.4.2. Técnicas estadístico-empíricas

Por su parte las técnicas estadístico-empíricas, o técnicas estadísticas de regionalización, tratan de establecer una serie de relaciones empíricas y/o estadísticas entre variables locales de interés en la zona de estudio (predictandos) y aquellas variables mejor simuladas (geopotencial, temperatura o parámetros derivados) por los modelos climáticos en baja resolución (predictores). La idea que subyace en este tipo de técnica de regionalización es que el clima regional está condicionado, por una parte, por el estado climático a gran escala y, por otro, por las características fisiográficas regionales/locales (Wilby et al., 2004). De tal forma que dichas relaciones, se usan para inferir la correspondiente información climática en una escala mayor a partir de valores simulados por el MCG a una resolución mucho menor (Sailor y Li, 1999; Von Storch et al., 1993).

Este tipo de regionalización tiene una doble ventaja, ya que, por una parte tiene un coste computacional mucho menor que la regionalización dinámica, y por otro lado, tiene mayor movilidad, pudiéndose ajustar a escalas locales o variables distintas, por lo que hace más fácil la generación de escenarios climáticos regionalizados. Sin embargo, una de las limitaciones principales de este tipo de regionalización radica en la hipótesis de que las relaciones estadísticas establecidas entre los predictores y los predictandos en el clima actual continuarán siendo válidas en las condiciones futuras del clima. Esta hipótesis es difícil de verificar en el futuro, más aun considerando que se está analizando escenarios de cambio climático. Adicionalmente, los métodos de regionalización estadística tienden a subestimar la varianza y, con frecuencia, no representan bien los sucesos extremos (Fowler et al., 2007). Por ello, los resultados que se obtienen con los métodos estadísticos deben analizarse con prudencia, no solo temporal sino espacialmente.

Además de la hipótesis indicada, existen una serie de condicionantes que se deben tener en cuenta a la hora de establecer estas relaciones estadísticas. En primer lugar, los predictores a utilizar (datos procedentes de los MCG) deben ser relevantes para un determinado predictando, existiendo algún tipo de relación entre ellos, y estos deben estar adecuadamente reproducidos por los modelos climáticos. Por otro lado, los predictandos también deben ser de una calidad adecuada, pues también influyen en el proceso de regionalización. Por ello, es importante eliminar de la serie de datos cualquier proceso que no sea climático y que sea debido a otros factores. Los resultados de la regionalización dependen críticamente de los predictores que se elijan (Huth, 2004). Es decir, en cuanto a la primera condición, no sirve cualquier tipo de relación como por ejemplo la relación

entre el nivel del mar y la precipitación extrema. En cuanto a la segunda condición, no es posible o recomendable relacionar variables con pocos datos observados, como por ejemplo las mismas precipitaciones extremas. Por ello, para este tipo de relaciones se suelen utilizar valores medios o variables climáticas muy bien estudiadas.

Así, la consideración de unas u otras variables, aspectos o periodos temporales, dan lugar a diferentes técnicas de regionalización estadística. La regionalización estadística se puede dividir en tres tipos o grupos (Wilby et al., 2004; Sunyer et al., 2012; USAID, 2014; Francés et al., 2017):

- a) **Modelos de regresión.** Este tipo de técnicas o modelos son un medio conceptual simple de establecer relaciones directas, con algún tipo de proporcionalidad, entre los valores locales (predictandos) y los globales (predictores). Algunos de los métodos de regresión comúnmente utilizados incluyen las técnicas de regresión (lineales, no lineales, múltiples, temporal, espacial, etc.) dentro de las cuales destaca el método denominado SDSM ya que es el utilizado por AEMET para su regionalización como se verá más adelante (Wilby et al., 2002, Brunet et al., 2009), el análisis de correlación canónica (von Storch et al., 1993) o las redes neuronales artificiales, similares a la regresión no lineal (Crane y Hewitson, 1998). Este tipo de modelos tienen como ventaja que son muy fáciles de implementar y pueden emplear casi todo el espectro de variables climáticas disponibles. Sin embargo, como contrapartida, habitualmente las variables climáticas necesitan variables muy controladas, generalmente distribuidas normalmente, por lo que no son adecuadas para ajustar o regionalizar valores extremos.
- b) **Generadores estocásticos de clima.** Los generadores de clima son modelos que replican los atributos estadísticos de un clima local (como la media y la varianza), y que por lo tanto son capaces de simular datos climáticos basándose en dichas características estadísticas (Burton et al., 2008; Kilsby et al., 2007; Semenov y Stratonocitch, 2010). Esto no quiere decir que simulen los eventos observados (Wilks y Wilby, 1999), sino que crean un clima ficticio similar al real basado en las características del clima real. Como ejemplo, en la Figura 24 se puede observar la salida de un evento de precipitación, representada espacialmente, que ha sido generado sintéticamente por el modelo HiReS-WG. Las ventajas de este tipo de métodos radican en la capacidad de generar grandes series sintéticas de datos, permitiendo de esta forma estudiar la varianza y la incertidumbre de las variables.

De la misma manera, estos métodos son capaces de producir nuevos escenarios de estudio. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la modificación de parámetros para futuros escenarios climáticos puede conducir a resultados inesperados (Wilks, 1992). Algunos de los generadores estocásticos de clima son: LARS-WG, MarkSim GCM, NHMM o el ya citado HiReS-WG.

Figura 24 – Representación gráfica de la salida de la precipitación procedente de un generador estocástico de clima (HiReS-WG) (Peleg y Morin, 2014).

- c) **Esquemas tipo de clima.** Los esquemas tipo, o métodos de clasificación del clima, agrupan los días en un número finito de tipos de clima discretos, o estados según su similitud sinóptica (Wilby et al., 2004). Estos estados se pueden extraer mediante un análisis cluster (Corte-Real et al., 1999; Huth, 2000; Kidson, 2000; Hewitson and Crane, 2002) o mediante esquemas clasificatorios de circulación climática (Bardossy and Caspary, 1990; Jones et al., 1993). Una técnica a destacar, también utilizada por AEMET para regionalizar datos como se verá más adelante, es el método de análogos, el cual obtiene modelos locales de predicción basándose en un conjunto de situaciones pasadas similares a las que se desea predecir (Barranco, 2011). Este método tiene la limitación de que precisa conjuntos de análogos suficientemente grandes, que se adapten a las características de la región, por lo que, debido a las limitaciones de registro de las variables (Timbal et al., 2003) o a una gran cantidad de predictores (van den Dool, 1989), no siempre es fácil

encontrar estos análogos para las situaciones requeridas. Este es el caso de los eventos extremos.

Finalmente, En la siguiente tabla (Tabla 4), se puede encontrar un resumen de las ventajas y desventajas de los principales métodos de regionalización estadística, así como algunas de las técnicas disponibles en cada uno de los grupos. Para una revisión en profundidad, véase Wilby et al. (2004), Sunyer et al. (2012), USAID (2014) y Hewitson et al. (2014).

Tabla 4. Clasificación de los principales métodos de regionalización estadística, sus ventajas y desventajas (Fuente: Wilby et al., 2004).

Grupo	Métodos disponibles	Ventajas	Desventajas
Modelos de regresión	<ul style="list-style-type: none"> Regresión lineal Redes neuronales Correlación canónica Métodos kriging 	<ul style="list-style-type: none"> Facilidad de aplicación Empleado de diversas variables predictoras Soluciones listas para usar y software disponible 	<ul style="list-style-type: none"> Mala representación de la varianza Asunción de linealidad o normalidad de los datos Mala representación de eventos extremos
Generadores estocásticos de clima	<ul style="list-style-type: none"> Cadenas de Markov Modelos estocásticos Modelización mixta 	<ul style="list-style-type: none"> Producción de grandes conjuntos para análisis de incertidumbre Interpolación espacial del modelo Información subdiaria 	<ul style="list-style-type: none"> Posible influencia de variables secundarias Características climáticas cambiantes Ajuste arbitrario de parámetros
Esquemas tipo de clima	<ul style="list-style-type: none"> Método de análogos Clasificación difusa Mapas autoorganizados Métodos de Monte Carlo 	<ul style="list-style-type: none"> Resultados físicamente interpretables Versatilidad Análisis de extremos 	<ul style="list-style-type: none"> Clasificación previa del clima Interpretaciones inestables en el futuro Dificultad para estudiar variaciones del clima

2.2.5. Errores sistemáticos de los modelos

Como se ha comentado anteriormente, los modelos no son una representación perfecta del sistema climático, sino que se basan en muchos casos en parametrizaciones que tratan de simular, de manera más o menos fiable y adecuada a las propias características del modelo, los procesos del sistema climático. Esto provoca que haya diferencias entre los valores estadísticos de los datos observados y los datos procedentes de la simulación de los modelos climáticos, tanto de MCG como de MCR. Estas diferencias o errores, también llamados en la literatura como ‘biases’ (aunque este término también se aplique para otras situaciones), debe ser corregidos previamente a ser utilizados en estudios de impacto (Wood et al., 2004; Graham et al., 2007a), especialmente en el caso de la precipitación o la escorrentía (Varis et al., 2004), ya que podrían invalidar los resultados conseguidos en

dichos estudios de impacto (Wood et al., 2004). Por poner un ejemplo, en el contexto europeo, se han identificado que los modelos climáticos tienden a sobreestimar la temperatura del verano, haciéndolos más cálidos en el sureste, y a sobrevalorar la precipitación en invierno, simulando precipitaciones más abundantes en el norte de Europa (Rojas et al., 2011).

Para poder corregir los posibles errores, es necesario realizar en primer lugar un control de calidad de los datos resultantes de los modelos climáticos. Para ello se deben utilizar una serie de pruebas estadísticas sobre las series que garantice que los datos son coherentes y consistentes con las observaciones. Tales pruebas deben ser diseñadas exprofeso, de tal manera que sean capaces de capturar los errores en distintas variables climáticas o en distintas zonas de estudio. La climatología local juega un importante papel en las variables climáticas, y lo que es aplicable en una región o variable puede que no lo sea para otra. Por poner un ejemplo, el caso de la precipitación es un fenómeno muy aleatorio y heterogéneo espacial y temporalmente. Puede darse el caso de que la simulación simulada por un modelo tiene la misma media que la precipitación observada. Sin embargo, investigando sus distribuciones, resulta que la precipitación simulada puede tener un coeficiente de variación mucho menor. Este resultado indicaría que el modelo por lo general simula una precipitación más similar a la media, pudiendo no representar adecuadamente la variabilidad de la precipitación natural. Como se ha comentado, si la prueba inicial fue la de investigar la media, probablemente se hubiera dado por válido el resultado del modelo, mientras que si analizamos otras características estadísticas, se puede ver que no lo es.

Siguiendo el ejemplo anterior, lo que indicaban los análisis es que el modelo, por regla general, simula una precipitación con una variabilidad inferior a la natural del proceso. Si este comportamiento se extiende a otras zonas o intervalos de tiempo, se podría considerar dicho error como un error sistemático del modelo. Es decir, una deficiencia del modelo intrínseco en él, que probablemente se corregirá tras dichos análisis. Sin embargo, de cara a los estudios de impacto, este tipo de errores sistemáticos es necesario eliminarlos. Esto es posible gracias a que es un proceso identificado. Otro tipo de errores como un error al conceptualizar un proceso o incluso en el lado opuesto, un error en las observaciones, quedan fuera del alcance de este tipo de estudios.

Para corregir estos errores sistemáticos o 'biases', existen numerosas metodologías (Leander et al., 2008, Berg et al., 2012, Teutschbein y Seibert, 2012) que permiten,

centrándose en unas u otras características, corregir dicho error y asemejar las variables a los datos observados. Para ello, se suelen comparar los datos ofrecidos por los modelos climáticos en un periodo de tiempo pasado y presente, llamado periodo control, con los datos observados recogidos durante el mismo periodo de tiempo. Una recopilación de distintas técnicas puede ser encontrada en Rojas et al. (2011), Piani et al. (2010), Teutschbein y Seibert (2012) o Teutschbein et al. (2015). Sin entrar en una enumeración de los incontables métodos existentes, cada uno propuesto para una determinada variable o región, siguiendo el trabajo de Rojas et al. (2011), una posible clasificación que permite agrupar estas técnicas puede ser la siguiente:

- Factores de corrección basados en el ratio entre los datos simulados en el presente y los datos observados.
- Funciones de transformación lineales o no lineales que consideran cambios en la medida y la varianza.
- Funciones de transferencia de distribuciones probabilísticas, derivadas de las funciones de distribución de datos observados y datos de los modelos climáticos.
- Factores empíricos que adapten las salidas de los modelos, teniendo en cuenta la normalización, la desviación típica y los residuos de los datos.

En concreto, dos de los métodos se pueden identificar como los más usados en la literatura: el método del ‘distribution mapping’ (Teutschbein et al., 2015) y el método de delta (González Zeas, 2012). Por una parte, la idea que subyace al método ‘distribution mapping’ es corregir la función de distribución de las salidas de los modelos climáticos de acuerdo con la función de distribución de los datos observados. Esta tarea puede ser realizada creando una función de transferencia que ajuste ambas distribuciones. Este enfoque tiene numerosos nombres en la literatura, como ‘probability mapping’ (Block et al., 2009; Ines y Hansen, 2006), ‘quantile mapping’ (Boe et al., 2007; Déqué et al., 2007; Johnson y Sharma, 2012; Sun et al., 2011) o ‘histogram equalization’ (Rojas et al., 2011; Sennikovs y Bethers, 2009). Este método es el que muestra una mejor conducta para valores extremos de precipitación (Teutschbein et al., 2015; Soriano et al., 2018). Por su parte, el método delta (Andréasson et al., 2004; Bosshard et al., 2011; Gellends y Roulin, 1998; Graham et al., 2007a y b; Lettenmaier et al., 1999; Middelkoop et al., 2001; Shabalova et al., 2003), consiste en usar las señales de cambio de los modelos climáticos (anomalías) en lugar de usar directamente los datos procedentes de los modelos

climáticos. La simulación en control sirve de esta forma como dato observado, derivando los ratios o factores de cambio a futuro en base a dicha simulación en control en vez de en los datos observados.

La utilización de técnicas de corrección del sesgo se ha revelado muy útil para estudios de impacto del cambio climático. Por ejemplo, Rojas et al. (2011) estudió el comportamiento de los datos, con corrección y sin corrección de 'biases' en datos de precipitación, en 554 estaciones para valores medios y extremos en el caudal y consiguió mejorar el coeficiente de determinación de 0.93 a 0.99 en valores medios y de 0.87 a 0.92 en máximos anuales. Además no solo tienen la capacidad de corregir las salidas de los modelos sino que en ciertas técnicas permite obtener un rango de variación de las incertidumbres (Quintana Seguí et al., 2010). Se puede comprobar claramente que la corrección de 'biases' en los datos supone una mejora notable en las simulaciones posteriores del modelo hidrológico. Sin embargo hay que destacar que incluso con esta mejora, los valores extremos quedan subestimados (Garijo y Mediero, 2018).

2.2.6. Incertidumbre en los estudios de impacto del cambio climático

Los estudios de impacto del cambio climático se enfrentan no solo a posibles errores o sesgos de los modelos climáticos, tal y como se ha visto en el capítulo anterior, sino también a incertidumbres a lo largo del desarrollo del estudio y sus resultados. La incertidumbre se puede definir como el estado de conocimiento incompleto que puede resultar en la falta de información o del desacuerdo sobre lo que se sabe o incluso sobre lo que se puede llegar a saber (IPCC, 2013). Las fuentes de la incertidumbre pueden provenir de diversas fuentes, desde la imprecisión en los datos utilizados o recogidos hasta errores en la representación de los diferentes procesos utilizados a lo largo del estudio.

En el caso de los estudios de cambio climático, las fuentes de incertidumbre afectan a todas las etapas del proceso, desde la concepción de los escenarios de emisiones, o los escenarios futuros de la sociedad, hasta las herramientas utilizadas en última instancia para estudiar los impactos a nivel local o en un ámbito determinado. El gran problema al que se enfrentan estos estudios es la complejidad y variabilidad del sistema climático terrestre, el cual está regido por una innumerable cantidad de procesos físicos que se interrelacionan entre sí y en muchos casos se retroalimentan, y que dependen de una gran variedad de factores, desde algunos muy determinantes como la radiación solar o la orografía, hasta otros que simplemente incluyen perturbaciones en la atmósfera como puede ser una emisión puntual de GEI. Si se conocieran todos los factores y principios por

los que se rige el sistema climático, así como el estado completo del sistema (atmósfera, océano, orografía, criosfera, biosfera, etc.) en cada momento, se podría conocer el clima y por lo tanto determinar de una manera fiable la evolución del mismo. Sin embargo, esto no es así y se recurre a modelos climáticos que se basan en observaciones y que de manera simplificada tratan de reproducir el sistema, generando una incertidumbre en sus resultados. No obstante, en estudios a futuro, esta no es la principal fuente de incertidumbre como se verá más adelante.

Además, las incertidumbres inherentes a los estudios de cambio climático se van solapando, de tal forma que cada paso o etapa hereda todas las incertidumbres de los pasos anteriores, en forma jerárquica o de cascada (Mitchell y Hulme, 1999; Webster et al., 2003). El resultado final de un estudio de impacto, por lo tanto, puede quedar en entredicho dada la enorme incertidumbre que lleva asociada. Por ello, el análisis de la incertidumbre desempeña un papel principal en cualquier estudio de impacto (Boé et al., 2007). La cuantificación de las incertidumbres constituye, por tanto, una necesidad para que las evaluaciones de impactos puedan ser realmente útiles en las decisiones a tomar por los gestores y políticos.

A pesar de su ubicuidad, las incertidumbres en este tipo de estudios varían según dónde, cuándo y el qué se esté estudiando. La importancia relativa de las diferentes fuentes de incertidumbre depende de la variable de interés, las escalas de espacio y tiempo involucradas (Meehl et al., 2007) y el tiempo de entrega de la proyección. Los desafíos al considerar las incertidumbres asociadas a eventos raros, como los fenómenos extremos, o a escalas temporales largas no son los mismos que al evaluar fenómenos medios o cercanos en el tiempo, ya que generalmente, los registros de observación a menudo son demasiado cortos para proporcionar estimaciones sólidas.

La Figura 25 proporciona una visión de la evolución de las incertidumbres en el tiempo. La incertidumbre en las proyecciones a corto plazo está dominada por la variabilidad interna y la propagación del modelo. Esta variabilidad interna es más importante en escalas de espacio y tiempo pequeñas, y se ha demostrado en algunos estudios específicos que permanece aproximadamente constante en todo el horizonte de pronóstico (Hu et al., 2012). Sin embargo, conforme se avanza en el tiempo, es decir, cuando se tratan de calcular proyecciones a largo plazo, la variabilidad interna del sistema queda empujada por la incertidumbre derivada de los modelos climáticos y sobretodo de los escenarios de emisiones.

Las fuentes de incertidumbre se pueden agrupar de diferentes formas o en un orden concreto. Por ejemplo, el IPCC (2013) hace mención únicamente a las incertidumbres asociadas a los escenarios de emisiones y las proyecciones a medio y largo plazo, considerando modelos climáticos y variabilidad natural o interna del sistema climático, mientras que Brunet et al. (2009) realiza una identificación de las fuentes de incertidumbre orientada a los estudios sobre el cambio climático incluyendo todas las posibles etapas o fuentes que influyen en el mismo, sin entrar en los estudios locales o de variables concretas.

Figura 25 – Fuentes de incertidumbres asociadas a los escenarios climáticos a lo largo del tiempo en la estimación del cambio de la temperatura media global (IPCC, 2013).

Por lo general, se pueden dividir las fuentes de incertidumbre en tres grupos distintos: i) incertidumbres asociadas al sistema climático, ii) incertidumbres asociadas al forzamiento del sistema climático, tanto pasado como presente y futuro por agentes forzantes naturales y antropogénicos como los GEI, los aerosoles, el forzamiento solar y el cambio de uso del suelo y iii) incertidumbres asociadas a la modelización del sistema climático-terrestre, considerando este último como la modelización de cualquier sistema o subsistema que forme parte del sistema climático global, desde la circulación oceánica hasta el ciclo hidrológico de una cuenca.

2.2.6.1. Incertidumbres asociadas al sistema climático

Dentro de este grupo, se pueden encontrar diferentes fuentes que forman en su totalidad la incertidumbre asociada al propio sistema climático terrestre. Como regla general, esta incertidumbre del sistema climático está referida a la propia variabilidad natural. Esta variabilidad natural es intrínseca al propio sistema climático, e incluye fenómenos como la variabilidad en las tormentas, el estado de El Niño/Oscilación del Sur (ENSO), entre muchos otros. La existencia de la variabilidad interna del sistema pone límites a la precisión con la que se pueden proyectar las variables climáticas futuras. Así, la variabilidad natural puede reforzar el cambio del clima en un periodo futuro provocado por el forzamiento antropogénico o puede contrarrestarlo. Por ello, es importante considerar la variabilidad en los estudios de impacto y adaptación al cambio climático. Además, como se ha comentado anteriormente, esta variabilidad es más importante para periodos cercanos y escalas temporales pequeñas como años o décadas.

Además, también se puede incluir en este grupo un tipo de incertidumbre llamada incertidumbre estructural, bajo la cual se incluyen las incertidumbres asociadas a la absoluta falta de conocimiento sobre algún proceso que afecte al sistema climático. A modo de ejemplo, se puede mencionar el relativamente reciente papel de la circulación de aguas profundas como posible agente de cambio climático abrupto (Brunet et al., 2009).

2.2.6.2. Incertidumbres asociadas al forzamiento del sistema climático

Los forzamientos son todos aquellos efectos, eventos o sucesos que pueden afectar al normal funcionamiento del sistema climático. Estos forzamientos pueden ser tanto naturales como antropogénicos, siendo generalmente más importantes los primeros.

Respecto a los forzamientos naturales, la incertidumbre derivada de ellos es una de las más importantes dado su potencial influencia en el sistema climático. Entre ellos se pueden mencionar los cambios en la radiación solar que llega a la atmósfera, la interrupción de la circulación termohalina que actúa como reguladora del clima, o las emisiones de aerosoles sulfurosos procedentes de las grandes erupciones volcánicas. Este último efecto, por ejemplo, se manifiesta principalmente como un aumento de la reflexión de la radiación solar incidente y, por lo tanto, constituye un forzamiento radiativo negativo.

Si bien, por lo general, estos forzamientos naturales están estudiados y en muchos casos considerados dentro de las proyecciones futuras en estudios de cambio climático, como por ejemplo el forzamiento solar, el cual está incluido dentro de las simulaciones del clima a futuro en base al ciclo solar dado entre 1985–2005 (IPCC, 2013), hay una serie de forzamientos que no lo están, por su desconocimiento o impredecibilidad. Estos se llaman cambios abruptos del clima. El sistema tiende a responder a los cambios de una forma gradual hasta que roza algún umbral o límite. En el caso de que se cruce ese umbral, generalmente se habla de cambio abrupto, el cual provoca en el sistema una respuesta en el sistema que está amplificada respecto al cambio en el forzamiento y, por lo tanto, pueden llevar a un nuevo estado climático global (NRC, 2002). La Figura 26 muestra una recopilación de estos procesos imprevisibles y catastróficos y las áreas donde se ubican que pueden desencadenar cambios bruscos. Entre estos procesos se puede mencionar de forma excepcional la liberación masiva de metano por la fusión del permafrost situado en las regiones árticas del globo, pues podría incrementar las emisiones de GEI de una manera tal que superase las emisiones de GEI antrópicas en toda la historia. Otros fenómenos también importantes son el colapso de los bosques amazónicos o el agujero de la capa de ozono.

Figura 26 – Fenómenos locales a escala global que pueden dar lugar a cambios abruptos de gran escala en las condiciones climáticas regionales o globales (Chellnhuber y Held, 2002. Fuente: Brunet et al., 2009).

Respecto a los forzamientos antropogénicos, estos pueden dividirse en dos grupos. Por un lado, están los forzamientos pasados y presentes, cuya incertidumbre surge de la falta de observaciones directas o indirectas, y de errores de observación. Esta incertidumbre puede influir en las proyecciones futuras de algunas variables (particularmente variables oceánicas a gran escala) durante años o incluso décadas por delante (Meehl y Hu, 2006; Stenchikov et al., 2009; Gregory, 2010). Por otro lado, la incertidumbre procedente de los forzamientos futuros surge de la incapacidad de predecir las futuras emisiones antropogénicas y el cambio en los usos del suelo, así como de las incertidumbres sobre el ciclo del carbono y otras reacciones biogeoquímicas. Las futuras emisiones antropogénicas de GEI, partículas de aerosol y otros agentes de forzamiento, como el cambio en el uso del suelo, dependen de factores socioeconómicos, incluidos los acuerdos geopolíticos mundiales para controlar esas emisiones, de la marcha de la economía, del desarrollo tecnológico, de las fuentes energéticas disponibles y del patrón de consumo de energía, de la demografía, o incluso de una pandemia como la que se ha vivido recientemente. Como esta evolución no es predecible, al menos según los modelos físico-matemáticos que simulan los procesos del sistema climático, se recurre a utilizar un enfoque de escenarios de vías diferentes pero plausibles, en el sentido de ser técnicamente factibles, que conducen al concepto de incertidumbre del escenario.

La incertidumbre de los escenarios surge del rango de posibles, pero también desconocidas, concentraciones futuras de los GEI y aerosoles en la atmósfera, debido a los ritmos de emisión por las actividades humanas y a sus complejas interacciones con la biosfera y la hidrosfera, pues no se conoce exactamente cómo afectan estas sobre la atmósfera. Hasta aproximadamente mediados del siglo XXI, las concentraciones de los GEI en los RCP difieren solo marginalmente y, en consecuencia, la incertidumbre del escenario es pequeña (Figura 25). Su contribución relativa a la incertidumbre total se incrementa en las décadas futuras, convirtiéndose en la fuente dominante de incertidumbre para la temperatura para el final del siglo XXI (Francés et al., 2017).

2.2.6.3. Incertidumbres asociadas a la modelización del sistema climático

En cuanto a las incertidumbres provocadas o asociadas a la modelización del sistema climático, el proceso de modelización no es único, sino que dependiendo de lo que se quiera estudiar o la escala a la que se quiera estudiar, se utilizará una herramienta u otra. Estructuradas de una manera lineal de mayor a menor extensión, y teniendo en cuenta el carácter de esta tesis, se pueden encontrarlas siguientes fuentes de incertidumbre: las

incertidumbres asociadas a los MCG, las incertidumbres asociadas a las técnicas de regionalización o MCR y las incertidumbres asociadas a los modelos hidrológicos.

a) Incertidumbre en los MCG

Para proyectar la respuesta climática a los agentes de forzamiento bien naturales o antropogénicos, se requiere de modelos climáticos. El término incertidumbre del modelo climático (tanto MCG como MCR) describe la incertidumbre sobre la medida en que cualquier modelo climático en particular proporciona una representación precisa del sistema climático real. Esta incertidumbre surge de las aproximaciones requeridas en el desarrollo de modelos, pues como se ha comentado anteriormente si se conociera el sistema climático en su conjunto de manera completa, se podría simular el clima de manera fiable y exacta, sin embargo, al no disponer de dicho conocimiento se requieren de aproximaciones o simplificaciones para realizar dichas simulaciones. Además, los modelos actuales pueden excluir algunos procesos que podrían resultar importantes para las proyecciones (por ejemplo, la liberación de hidrato de metano) o producir un error común en la representación de un proceso en particular (IPCC, 2013). Estas aproximaciones afectan a la representación de todos los aspectos del clima, incluida la variabilidad interna natural o la respuesta a los forzamientos externos. Además, no todos los modelos climáticos pueden considerarse independientes entre sí (Knutti et al., 2013), pues muchos de ellos comparten parte de las parametrizaciones creadas para simular ciertos componentes del sistema climático.

Cabe destacar que a veces se utiliza el término incertidumbre del modelo climático en un sentido más restringido para describir la distribución entre proyecciones generadas usando diferentes modelos o versiones de modelos. Sin embargo, dicha medida no es del todo útil, ya que no tiene en cuenta factores como la calidad del modelo o la independencia del mismo.

b) Incertidumbre en las técnicas de regionalización

Las diferentes técnicas de regionalización, bien estadísticas o bien dinámicas (MCR) contribuyen a la incertidumbre con fuentes de error adicionales (Alexandru et al., 2007). Por una parte, los métodos estadístico-empíricos pierden en su capacidad predictiva, ya que se basan en establecer relaciones entre las variables a gran escala y las variables locales, las cuales no tienen porqué mantenerse fijas en el tiempo, más aun frente a un cambio en el clima. De hecho, las relaciones entre las variables se establecen en base a las

observaciones disponibles, las cuales están disponibles durante un periodo de tiempo relativamente corto, mientras que las situaciones futuras que se investigan pueden distar bastante en el tiempo. Por otra parte, las técnicas dinámicas, también llamados MCR, añaden fuentes de error similares a los MCG con los que son forzados, además de algunas específicas de la región que se está simulando. Esas características especiales de cada región producen fuentes de incertidumbre propias, que cada modelo trata de la mejor forma posible, pero que provocan importantes variaciones en los resultados. Por lo que diferentes MCR aplicados al mismo MCG pueden dar resultados completamente diferentes. Otro aspecto que incide de forma importante en estas escalas son las variaciones en los usos del suelo. La evaluación de incertidumbres a escala regional se complica adicionalmente por la baja relación de la señal de respuesta frente a la variabilidad climática interna. Este es especialmente el caso de las variables, como la precipitación, no directamente relacionadas con el forzamiento externo, y cuya estimación en sí misma posee ya unas incertidumbres que dependen de otros factores meteorológicos.

c) Incertidumbre en los modelos hidrológicos

A un nivel más local, las herramientas para simular el comportamiento del ciclo hidrológico en el futuro, los modelos hidrológicos, generan igualmente una fuente de incertidumbre adicional. Al igual que ocurría con los modelos climáticos, un modelo hidrológico no deja de ser una simplificación de la realidad, por lo que la incertidumbre es intrínseca a la concepción del propio modelo y a los cambios en las condiciones naturales que pueden modificar los parámetros calibrados. Al igual que ocurría con los modelos climáticos, las incertidumbres aumentan conforme aumenta la distancia temporal para la que se esté simulando el ciclo hidrológico.

2.2.6.4. Metodologías de estudio de la incertidumbre

La cuantificación y estudio de las incertidumbres no es una tarea fácil y generalmente, se evalúan a través de métodos indirectos. Como norma general, la coincidencia de resultados o tendencias obtenidos por los diferentes escenarios, modelos y regionalizaciones es considerada como un índice de robustez y fiabilidad de las estimaciones de las proyecciones. Por el contrario, la falta de coincidencia se asocia con una alta incertidumbre y, por lo tanto, con estimaciones de poca fiabilidad.

La magnitud de la variabilidad climática, y por ende su incertidumbre, puede estimarse a partir de observaciones del sistema climático real. Con una serie suficientemente larga de datos, puede incorporarse al análisis de resultados fenómenos como ciclos decadales (ciclos de precipitación) o incluso seculares (ciclos del sol). Sin embargo, como se ha comentado, en algunos casos el registro no es suficientemente largo, especialmente en fenómenos extremos tales como la precipitación máxima. Por ello, se pueden compensar esta falta de registros con simulaciones a pasado del sistema climático, generando de esta forma series sintéticas de datos que suplan la falta de datos. Por ejemplo, Minville et al. (2008) tratan las incertidumbres generando series sintéticas con las mismas propiedades estadísticas que las series observadas y proyectadas, lo que permite crear funciones de densidad de cada variable analizada.

Las incertidumbres en el forzamiento antropogénico futuro generalmente se investigan mediante el desarrollo de escenarios específicos. Diferentes escenarios dan lugar a diferentes proyecciones climáticas, y la difusión de tales proyecciones se describe comúnmente como incertidumbre de escenarios.

Por otra parte, en las incertidumbres relativas a la modelización del sistema climático, la principal manera de cuantificar dicha incertidumbre consiste en comparar los datos climáticos resultantes con los datos observados. Para ello, se utiliza el periodo de control, que es un periodo donde los modelos climáticos simulan las condiciones pasadas y presentes con el fin de evaluar el ajuste de los mismos. Una segunda manera es calcular la dispersión de los resultados obtenidos al aplicar diferentes proyecciones climáticas, ya que a mayor dispersión se supone una mayor incertidumbre. Tal y como se ha comentado, al principio de este punto, una coincidencia en los resultados supone una mayor consistencia y fiabilidad. Así, se puede considerar que el cambio en el clima es el resultado medio de las diferentes proyecciones y que la incertidumbre sería el rango de estos resultados (Boé et al., 2009). Finalmente una tercera opción supone la utilización de un conjunto numeroso de proyecciones, de tal forma que el resultado de ese conjunto de proyecciones se puede utilizar como una función de distribución de probabilidad (Jones, 2000; Ekström et al., 2007; Hingray et al., 2007; Manning et al., 2009; Harris et al., 2010).

Por su parte, las incertidumbres introducidas por los MCR son, en principio, menores que los inherentes a los MCG (Jenkins y Lowe, 2003). Sin embargo, algunos estudios indican que la regionalización puede introducir mayores incertidumbres, dada la cantidad de sistemas que afectan al clima de forma local (Wilby, 2005; Wilby y Harris, 2006).

Finalmente, las incertidumbres aportadas por el modelo hidrológico son las que menos contribuyen a la incertidumbre total de los resultados obtenidos en los estudios de impacto (Jones et al., 2006), y son de otro orden de magnitud que las incertidumbres ligadas a la modelización climática (Barranco, 2011).

2.3. Antecedentes del estudio del cambio climático en España

2.3.1. Introducción a los estudios sobre cambio climático realizados en España

En el año 1992 se creó la Comisión Nacional del Clima con el principal objetivo de promover la investigación sobre el cambio climático. Posteriormente, en 1998, se crearía el Consejo Nacional del Clima. Este mismo año, la Unión Europea firmó el Protocolo de Kioto, que entró en vigor en 2005. Como consecuencia de ello, se aprobó la ley 1/2005, que regula el régimen del comercio de derechos de emisión de los GEI, y, en ella, se crea la Comisión de Coordinación de Políticas de Cambio Climático. Esta Comisión está dirigida a la aplicación del comercio de emisiones y al cumplimiento de las obligaciones internacionales y comunitarias de información inherentes a este. Entre los ámbitos específicos, se encuentra el seguimiento del cambio climático y adaptación a sus efectos (Francés et al., 2017). En base a estos antecedentes, en el año 2006, se puso en marcha en España el PNACC con el fin de promover iniciativas de anticipación y respuesta al cambio climático (MIMAM, 2006). Es a partir de la aprobación del Plan, en respuesta a los objetivos marcados, cuando se han elaborado la mayor parte de los estudios oficiales sobre el cambio climático realizados en España. EL PNACC constituye así el marco de referencia para la generación de conocimiento y la construcción de respuestas adaptativas frente al cambio climático en España, proporcionando una estructura donde se puedan acoplar las diferentes evaluaciones de los sectores, sistemas y regiones (MIMAM, 2006).

Sin embargo, con anterioridad a esa fecha, se habían comenzado a realizar estudios sobre el impacto del cambio climático en España. En los años noventa, (Sanchez-Rodrigo, 1994; Iglesias, 1995). En los años posteriores, se amplían los campos en los que se realizan estudios acerca del cambio climático, como recursos hídricos (Fernandez-Carrasco, 2002; Rodriguez-Medina, 2004), cultivos (Mestres-Sanchís, 2004; García-Flecha, 2004), o vegetación y cambios de usos del suelo (Boada-Junca, 2001; Sanchez-Sanchez, 2001). Con el tiempo, los temas de estudio englobados dentro del cambio climático se amplían y no solamente se tienen en cuenta aspectos medioambientales.

Dado que el tema de estudio de esta tesis es el ciclo hidrológico, el análisis aquí detallado se centrará únicamente en aquellos temas relacionados con el ciclo del agua, considerándolos dentro del tema de los recursos hídricos, precipitaciones e inundaciones.

A nivel oficial, el Instituto Nacional de Meteorología (INM) publica en 1995 un estudio sobre recursos hídricos, utilizando las proyecciones de MCG HadCM2, forzado con el escenario de emisiones IS92a (INM, 1995). Los resultados con esa única proyección muestran para el año horizonte 2060 una disminución de los recursos hídricos en España de un 17%, como consecuencia de un aumento de la temperatura media anual de 2.5 °C y un descenso de la precipitación media anual de 8%. Posteriormente, el CEDEX lleva a cabo unas estimaciones del impacto que causaría el cambio climático en los recursos hídricos (CEDEX, 1998) que servirían de base para el Libro Blanco del Agua en España (LBA) (MIMAM, 2000). El LBA es un documento que trataba de recoger toda la información disponible sobre el agua en España, pero que también tenía como objetivo fundar las bases para, una vez descrita la situación actual, estimar su evolución previsible en el futuro. Esto último, incluye en última instancia la influencia del cambio climático. En el documento, se hizo un primer acercamiento al estudio de la influencia del cambio climático sobre los recursos hídricos, en el cual se utiliza una ley regional, la ley de Budyko, que relaciona la escurrentía con la precipitación y la evapotranspiración potencial. Esta ley había sido previamente calibrada en 130 puntos de control distribuidos por toda España, y utilizada con anterioridad en un análisis experimental realizado en cuencas de distintas características por toda España (Estrella et al., 1995). Se consideraron tres escenarios futuros, bajo la hipótesis de duplicación del CO₂ para el 2030: 1) aumento de 1 °C en la temperatura media anual, 2) disminución de un 5% en la precipitación media anual y aumento de 1 °C en la temperatura y 3) disminución de un 15% en la precipitación media anual y un aumento de 4 °C en la temperatura. Los resultados arrojan unos descensos en la escurrentía desde el 5% para el escenario 1 hasta el 50% en el escenario 3, de media en toda España, siendo las zonas más afectadas el valle del Ebro, la cuenca del Guadiana y el sureste peninsular (Figura 27). Esta disminución vendría acompañada de una mayor variabilidad anual, interanual y estacional.

Con el objetivo de integrar y revisar todos los estudios previos y poner al día el estado de conocimiento que existía sobre el cambio climático, la Oficina Española de Cambio Climático (OECC), nacida en 2001, promovió el proyecto ECCE (Efectos del Cambio Climático en España). El informe resultante, publicado en 2005 y titulado “Evaluación Preliminar General de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático” (MIMAM, 2005), resume las previsiones de cambio climático para los próximos 100 años, conjuntamente con los distintos efectos e impactos sobre diversos sectores, tanto en el ámbito natural (sistemas acuáticos, marinos, biodiversidad vegetal o animal) como en los sectores productivos o económicos (sector pesquero, turístico, salud o energético).

Figura 27 – Porcentaje de cambio en la escorrentía media anual para los escenarios climáticos 1 (izquierda) y 2 (derecha) (MIMAM, 2000).

A nivel de clima, en este informe se resumen las conclusiones del IPCC para España, además de estudiar algunas variables climáticas mediante el MCR PROMES para el horizonte temporal de final del siglo XXI. Algunas conclusiones que recogen son que la temperatura aumentará entre 3 y 7 °C, dependiendo de la estación del año, y este aumento será mayor en las zonas del interior que en las zonas costeras. También destaca que la frecuencia de anomalías térmicas y días con temperaturas máximas aumentará. Por otro lado, respecto a las precipitaciones, se recogió que cabría esperar un descenso en la precipitación media anual, con un marcado gradiente noreste-sureste (más precipitación en el noreste y menos en el sureste), y que este cambio es mayor en escenarios de emisiones más elevadas. En base a estos datos, en el informe también se realiza un acercamiento a otros sectores, dentro de los cuales destacan el de recursos hídricos y el riesgo de crecidas fluviales. Como se puede apreciar, la idea detrás de este proyecto ya no es la de suponer unas tasas de cambio fijas en las variables climáticas, como ocurría en el LBA, sino que con la nueva experiencia y en base a los trabajos realizados por el IPCC, ya se evalúan de forma individualizada las propias variables climáticas previamente al estudio del impacto de las mismas. Este cambio se debe principalmente gracias al desarrollo de los MCR que permiten transformar unos valores globales a unos datos regionales o locales.

De esta forma, los resultados del informe anterior realizado por la OECC, proporcionan las bases para el desarrollo del citado PNACC. La OECC es igualmente el encargado de coordinar y promover la consecución de los objetivos marcados en el Plan, creando y manteniendo una base de datos con toda la información que vaya generándose en el desarrollo del Plan. Los objetivos del mismo son, en primer lugar, facilitar y proporcionar

asistencia a administraciones y organizaciones interesadas, para evaluar los impactos del cambio climático en España en los sectores de interés y, en segundo lugar, dar cumplimiento a nivel español de los compromisos adquiridos en el contexto internacional sobre el cambio climático (en las Naciones Unidas y en la Unión Europea).

Uno de los objetivos específicos incluidos dentro de los objetivos generales citados es la generación de escenarios climáticos, pues es un elemento crucial en el desarrollo del Plan, que permite avanzar en los siguientes objetivos, ofreciendo la base para el desarrollo de estudios de impacto en las distintas áreas o sectores de interés. Estos sectores o sistemas ecológicos, económicos y sociales, son los que aparecen a continuación:

Biodiversidad	Zonas de montaña	Industria y Energía
Recursos hídricos	Suelo	Turismo
Bosques	Pesca y ecosistemas marinos	Finanzas - Seguros
Sector agrícola	Transporte	Urbanismo
Zonas costeras	Salud humana	Construcción
Caza y pesca continental		

El Plan apunta, para cada uno de los sectores y sistemas, las actividades y líneas de trabajo que deben desarrollarse en las evaluaciones de impactos, vulnerabilidad y adaptación que se llevarán a cabo (MITECO, 2019). Los trabajos a desarrollar vendrán marcados por las líneas de actuación (definidos en el propio Plan) y por los programas de trabajo para cada sector o sistema. El Primer Programa de Trabajo del PNACC fue aprobado en 2006, conjuntamente con el propio Plan, con el fin de abordar las prioridades inmediatas y los aspectos transversales de la adaptación en España. El Segundo Programa de Trabajo fue adoptado en julio de 2009 y, por último, en diciembre de 2013 se ha aprobado el Tercer Programa de Trabajo, que persigue abordar de forma integral la adaptación al cambio climático (MITECO, 2019).

Los ámbitos de interés de la investigación desarrollada en esta tesis doctoral quedan incluidos dentro de los sectores clima y recursos hídricos, siendo el tema clima el sector o ámbito que desarrolla los escenarios climáticos. Cabe destacar que las inundaciones se pueden abordar desde más sectores, como urbanismo y construcción, transporte o incluso salud humana. Sin embargo, dentro de esta tesis, únicamente interesa la evaluación sobre las propias inundaciones y no los efectos que puedan desarrollar en terceros.

El sector clima tiene como la línea principal de actuación la “Elaboración de un banco de datos de escenarios de cambio climático a escala regional, que posibilite la intercomparación de modelos climáticos a escala global y regional”, es decir, la generación

de escenarios climáticos que posibiliten el resto de acciones de los diferentes sectores. A tal fin, AEMET fue la encargada de realizar dicho trabajo, coordinando los posibles organismos e instituciones que trabajarían en este ámbito. El primer conjunto de proyecciones publicadas por AEMET, fueron realizadas a partir de los modelos utilizados por el IPCC para la elaboración del TAR (IPCC, 2001). Estas proyecciones incluyeron, además de las proyecciones regionalizadas mediante métodos estadísticos, las proyecciones correspondientes a la regionalización dinámica obtenidas por el proyecto PRUDENCE. La publicación de estos resultados se realiza mediante el informe titulado “Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España” (Brunet et al., 2009).

Las proyecciones que ofrece AEMET son en la temperatura máxima, mínima, precipitación y volúmenes de agua. También se analiza la humedad, la evaporación, la velocidad del viento y la nubosidad en base a los resultados del proyecto PRUDENCE, de forma muy limitada. El estudio se basa en el escenario de emisiones el escenario A2 (altas emisiones) y se estudian diferentes periodos de 30 años a lo largo del siglo XXI: 2011–2040, 2041–2070, 2071–2100. De forma resumida, los resultados en las diferentes variables son los siguientes:

- **Temperaturas máximas.** La variación a futuro varía entre 1 y 8 °C de temperatura, dándose los mayores cambios en el interior de la Península, y siendo los mayores cambios hacia final de siglo y en verano y otoño.
- **Temperaturas mínimas.** Tiene la misma situación que para las precipitaciones máximas y especialmente en el sur para final de siglo.
- **Precipitaciones.** Ofrece cambios de hasta el 50% para zonas del sur y oeste de la Península y mayores cambios hacia final de siglo. Las Islas Canarias tienen el mismo comportamiento que en el sur de España.
- **Volumen de agua disponible.** El cambio se estudia por cuencas hidrográficas, y tiene grandes similitudes con el cambio en las precipitaciones, como es lógico. Solo se estudian los valores promedio anuales en el último tercio de siglo, siendo las cuencas más afectadas las del sur, aunque también apuntan cambios bastante importantes en las cuencas atlánticas.

Posteriormente, en el siguiente informe del IPCC, el AR4 (IPCC, 2007), AEMET publica un segundo informe, acompañando a las proyecciones climáticas, titulado “Guía de escenarios regionalizados de cambio climático sobre España a partir de los resultados del IPCC-AR4”

(Morata-Gasca, 2014). Las proyecciones de cambio climático provenían de MCG regionalizados por la AEMET mediante métodos propios procedentes de otros proyectos englobados dentro de línea de actuación desarrollada por el PNACC, como el proyecto ESCENA (generación de escenarios de cambio climático regionalizados con métodos dinámicos) y ESTCENA (generación de escenarios de cambio climático regionalizados con métodos estadísticos). Junto a ellos, se publicaron igualmente los resultados del proyecto a escala europea ENSEMBLES.

En este informe, se analizan resultados de más variables, como el viento a 10 m, la evapotranspiración y la esorrentía y la nubosidad, además de la temperatura máxima, mínima y la precipitación. Los escenarios de emisiones considerados esta vez son el A2 (emisiones altas), A1B (emisiones medias), B1 (emisiones bajas) y un escenario de fuerte mitigación (E1). El periodo temporal futuro que se analiza en el siglo XXI es el completo: 2000–2100. Los resultados mostrados por las diferentes variables son los siguientes:

- **Temperatura máxima.** Indica un aumento de la temperatura máxima de hasta 5 °C para todos los escenarios de emisiones a lo largo de todo el siglo, siendo este aumento más acuciante cuando mayores son las emisiones del escenario. Sin embargo, se aprecia un ligero descenso o estabilización hacia finales de siglo.
- **Temperatura mínima.** El cambio es igualmente ascendente a lo largo de todo el siglo, pero es mucho menor para los escenarios B1 y E1. El cambio puede ser de hasta 4°C.
- **Precipitación.** En este caso, las proyecciones no son tan claras, ya que hay una gran franja de modelos que exponen un aumento de la precipitación. Sin embargo, la tendencia general es la de un descenso de hasta el 15% para finales de siglo.
- **Esorrentía.** La variable se refiere a la esorrentía total, y se obtiene mediante MCR. Los cambios que se reflejan muestra un descenso de la esorrentía total, con cierta variabilidad interdecadal, de hasta un 20% a final de siglo.

Actualmente, el último informe en vigor actualiza estas proyecciones, en base al último informe del IPCC, el AR5 (IPCC, 2013), en el que además se introducen los nuevos escenarios de emisiones. Este informe titulado “Guía de escenarios regionalizados de cambio climático sobre España a partir de los resultados del IPCC-AR5”, se ofrece junto a la actualización de las nuevas proyecciones de cambio climático en base a los nuevos escenarios de emisiones (Francés et al., 2017). En esta última actualización, no se ofrecen nuevos escenarios, en este caso del nuevo proyecto europeo CORDEX, sino que se citan en

el informe un listado de aquellos modelos que tenían las variables requeridas por los métodos cuando se inició el estudio.

Los resultados que ofrece el informe son básicamente sobre las mismas variables analizadas en el informe anterior. Se utilizan esta vez los escenarios del AR5, los RCP 4.5, 6 y 8.5, y se abarca igualmente todo el siglo XXI. Los cambios proyectados en las variables son los siguientes:

- **Temperatura máxima.** muestra un aumento progresivo a lo largo de este siglo bajo todos los escenarios analizados, siendo muy significativo para finales de siglo y bajo el escenario RCP8.5. Estas tendencias alcistas son similares en los tres escenarios hasta mitad de siglo, donde se aprecia claramente un aumento aún mayor del RCP 8.5, que llega hasta los 6°C para finales de siglo.
- **Temperatura mínima.** Se puede observar el mismo comportamiento que para la temperatura máxima, aunque con un cambio un poco menor, llegando hasta los 5 °C en el RCP 8.5 a final de siglo.
- **Precipitación.** Se puede apreciar una disminución a lo largo de todo el siglo, aunque como se mostraba en el anterior informe, las incertidumbres en esta variable son muy altas, habiendo proyecciones con cambios positivos igualmente para finales de siglo. La tendencia general es a la disminución, con una media en las proyecciones que llega hasta el -15 o el -20%
- **Escorrentía.** Se esperan pocos cambios hasta mediados de siglo, siendo para finales cuando se puede apreciar una ligera disminución, algo mayor para el escenario más emisor. Este mismo comportamiento se observa especialmente en la estación de verano, con disminuciones superiores al 40 %.

Es destacable cómo conforme ha ido avanzando el tiempo y se han desarrollado los modelos climáticos se ha podido ir ofreciendo un detalle mayor a la hora de caracterizar los cambios. A pesar de las incertidumbres existentes a la hora de caracterizar variables climáticas en el futuro, especialmente en la precipitación y la escorrentía, existentes a la hora de caracterizar variables climáticas en el futuro, la tendencia de alguno de ellos es muy clara. También son destacables los pocos cambios que se pueden observar en los dos últimos informes, incluso a pesar de que proceden de proyecciones en base a tipos diferentes de escenarios de emisiones. Esto hace que haya una mayor fiabilidad en las proyecciones, y que los resultados sean más consistentes.

En cuanto al sector recursos hídricos, se han desarrollado la mayor parte de las líneas de actuación marcadas. Sin embargo, la línea de actuación donde se engloba el estudio de los eventos extremos, es decir, el “Desarrollo de modelos regionales acoplados clima-hidrología que permitan obtener escenarios fiables de todos los términos y procesos del ciclo hidrológico, incluidos eventos extremos”, únicamente ha considerado las sequías, las cuales se han evaluado junto con los recursos hídricos (CEDEX, 2017), pero no se ha elaborado todavía ningún estudio que considere las inundaciones a escala nacional (MITECO, 2019). En este citado informe o estudio de los recursos hídricos, destacan las proyecciones a futuro de la escorrentía, donde se encuentran disminuciones de hasta el 30% a finales de siglo para el escenario RCP 4.5 o hasta el 40% para el RCP 8.5.

2.3.2. Estudios previos del impacto del cambio climático en las precipitaciones extremas

La creencia actual pronostica una continua, sino mayor, emisión de GEI que causará en el futuro un mayor aumento de la temperatura, afectando a todos los componentes del sistema climático, incrementando la probabilidad de impactos severos e irreversibles para la población y los ecosistemas (IPCC, 2014). La identificación de estos posibles cambios, y su cuantificación es imprescindible para tratar de anticiparnos a sus efectos.

Los estudios indican que existe de manera bastante probable un aumento de la probabilidad de ocurrencia de eventos extremos de precipitación en todo el planeta (IPCC, 2014). Sin embargo, como se ha comentado previamente, la atribución directa de estos cambios al propio cambio climático es menos evidente que en otras variables climáticas dadas las altas incertidumbres que hay sobre el proceso de generación de la precipitación y sobre la propia ocurrencia de los eventos extremos. Los estudios de atribución de los cambios en eventos extremos al cambio climático se basan en identificar variaciones estadísticas en las series simuladas respecto a las observaciones (Barranco, 2011). Por ello, dada la falta de registros largos de eventos extremos de precipitación que permitan evaluar la evolución histórica de los mismos, y tener una muestra lo suficientemente grande para estudiar las variaciones estadísticas, no es posible desagregar las tendencias naturales de las influencias antropogénicas y de esta forma evaluar el impacto del cambio climático sobre las mismas. Además, hay que destacar, que las incertidumbres son mayores en el sur de Europa y el Mediterráneo, debido a la fuerte variabilidad natural de las precipitaciones que existe en estas regiones. Por lo tanto, las tendencias registradas en estas zonas tienen una fiabilidad menor, es decir, no son claras.

Generalmente, los estudios que se han realizado sobre el cambio en las precipitaciones se han centrado principalmente en el análisis de los cambios en la precipitación media anual, precipitación total, su estacionalidad o también en eventos extremos pero de signo contrario, es decir, eventos de sequía o reducción del volumen de precipitación. Estos estudios estaban destinados a cuantificar los cambios en los recursos hídricos o la situación ambiental futura (Iglesias, 1995; Fernandez-Carrasco, 2002; González Zeas, 2012; Barranco, 2011).

Tabla 5. Revisión de los índices de estudio de las precipitaciones extremas más utilizados en diferentes estudios.

Tipo	Explicación	Ejemplos encontrados	Comentario	Referencias
Índices basados en percentiles	Obtenidos a partir un percentil concreto de la distribución de la precipitación diaria.	pXX / pXXD	Percentil XX de la serie de precipitación diaria	Ban et al., 2015; Rajczak et al., 2013; Jacob et al., 2014
		pXXH	Percentil XX de la serie de precipitación horaria	Ban et al., 2015
Media de máximos anuales	Media de la serie de precipitaciones acumuladas en X días	AMDP / RX1D / rx1d	Media de la serie de máximos anuales en precipitación diaria	Rajczak et al., 2013; Barranco et al., 2017; Lorenzo y Alvarez, 2020
		rx5d	Media de la serie de máximos anuales en precipitación acumulada a 5 días	Rajczak et al., 2013
Nº días con un tipo concreto de precipitación	Ratios o números de días con un determinado tipo de precipitación	RXXT	Ratio de una precipitación asociada a un percentil XX en relación de la precipitación total	Barranco et al., 2017
		R10mm / CWD / CDD	Número de días con un determinado tipo de precipitación (>1mm, >10mm, <1mm, etc.)	Lorenzo y Alvarez, 2020
Índices basados en la precipitación asociada a una probabilidad	Precipitación, no necesariamente diaria, asociada a una probabilidad o periodo de retorno	x1d.YY	Precipitación de X días asociada a un periodo de retorno YY	Rajczak et al., 2013

De cara a evaluar los cambios en las precipitaciones máximas o precipitaciones extremas, se suelen utilizar diferentes índices, lo que dificulta su comparación directa. Sin embargo, generalmente todos estos índices se refieren a indicadores de precipitación muy parecidos, que pueden tener su relación estadística como un percentil concreto y un periodo de retorno. Se pueden encontrar dos índices básicos o comunes para la mayor

parte de estudios, el valor medio de la precipitación diaria máxima anual, y la precipitación asociada a un percentil o a una probabilidad determinada.

Sin embargo, hay muchas variantes de ellos, desde el estudio de uno u otro percentil a diferentes periodos de retorno o probabilidades. En la Tabla 5, se muestran los índices más comunes clasificados en tres tipos, así como algunos estudios que los utilizan. La mayor parte de los estudios analizados estudian el futuro lejano (2071-2100), y utilizan un abanico amplio de escenarios de emisiones, por lo que se pueden comparar los resultados en escenarios de bajas emisiones (RCP 2.6, B2), con los escenarios de emisiones intermedias (RCP 4.5, A1B) y altas (RCP 8.4, A2).

La recopilación de estudios se ha centrado en aquellos que hablen directa o indirectamente de España o la península ibérica. Los estudios a escala nacional en otros países no se han analizado en los siguientes capítulos (Gutowski Jr. et al., 2007; Ahn et al., 2016).

2.3.2.1. Estudios a escala global de los cambios en las precipitaciones extremas

En primer lugar, se realiza una revisión de aquellos estudios que analizan las precipitaciones extremas a una escala global. Este tipo de estudios son interesantes para obtener un panorama general de una variable climática, por ejemplo los valores medios de temperatura, precipitación o incluso evapotranspiración. Sin embargo, los mecanismos desarrolladores de precipitaciones extremas se dan a una escala mucho menor, regional o casi local (Llasat et al., 2013; Llasat et al., 2016). Además, dada la extensión del estudio (todo el planeta), encontrar patrones concretos o regionales es muy difícil, por lo que generalmente se hacen hipótesis o simplificaciones que no representan el clima de una región o de un país. Por lo tanto, este tipo de estudios hay que evaluarlos con un cierto sentido crítico, considerando todas sus limitaciones. No por ello su estudio y consideración en una revisión bibliográfica deja de tener sentido, sino que al contrario, es muy útil de cara a observar patrones más generales que pueden servir para entender mejor el funcionamiento del clima.

Algunos estudios que se pueden citar en este ámbito son los de Hirabayashi et al. (2008), Hirabayashi et al. (2013), Teichman et al. (2013), Dankers et al. (2014), Giuntoli et al. (2015) y Arnell y Gosling (2016). La mayor parte de estos estudios están enfocados en el estudio de las inundaciones y, por lo tanto, como paso intermedio estudian las

precipitaciones máximas. Todos ellos se analizarán más adelante en el Capítulo 2.3.3. Sin embargo, de todos ellos, únicamente el estudio de Teichman et al. (2013) muestra un estudio centrado en la precipitación. En él se utiliza una combinación de MCG-MCR para evaluar la precipitación total acumulada anual en diferentes regiones del mundo, para los horizontes temporales: 2036–2065 y 2071–2100 y considerando los escenarios de emisiones RCP 4.5 y RCP 8.5.

Figura 28 – Clasificación climática de Köppen-Trewartha (Teichmann et al., 2013).

El punto interesante de este estudio radica en que en vez de estudiar regiones completas, se estudian los cambios por regiones climáticas. De tal forma que, siguiendo la clasificación de Köppen-Trewartha, han dividido el planeta en 11 regiones climáticas. España está asociada con la clasificación Do (oceánico) y Cs (clima subtropical con verano seco), como se puede ver en la Figura 28, aunque solo se va a considerar la primera de ellas (Do) por la baja extensión del clima Cs. Estos mismos climas se pueden encontrar en el centro de Europa, Norteamérica o algunas regiones de China. En concreto, se puede observar la similitud entre los tipos en España con los tipos en California, o en Australia, regiones similares climáticamente hablando. Una vez realizada esta comparación, el estudio analiza el cambio en la precipitación en cada uno de estos climas (Figura 29).

Se puede observar como en el clima Do, hay una ligera disminución de la precipitación para el horizonte cercano (2036–2065) pero una disminución considerable para el futuro lejano (2071–2100), especialmente para el escenario RCP 8.5. Aunque no es una novedad, esto va en línea con lo que muestran casi todas las proyecciones climáticas: un aumento de la temperatura y una disminución de la precipitación en toda la península ibérica.

Figura 29 – Señales de cambio climático para cada tipo de clima, separada por regiones del mundo (África, Europa, Sudamérica, Oeste de Asia, y todas ellas en conjunto). En la parte superior se muestra el escenario RCP 4.5 y en la parte de abajo el escenario RCP 8.5. En la columna de la izquierda se muestra el horizonte temporal 2036–2065 y en la derecha el 2071–2100. Las celdas en gris muestran aquellos climas no presentes en las regiones estudiadas (Teichmann et al., 2013).

2.3.2.2. Estudios a nivel europeo de los cambios en las precipitaciones extremas

En los estudios a nivel europeo es donde más información se puede obtener del impacto del cambio climático sobre las precipitaciones máximas en España, ya que diferentes autores a lo largo del tiempo han tratado de caracterizar el impacto de las variables climáticas, bien mediante directamente las señales de los MCG o bien mediante algún tipo de regionalización, generalmente dinámica, los MCR.

Es importante destacar que el principal problema, a la hora de recopilar toda esta información, radica en los distintos enfoques que se realizan en cada estudio, ya que cada uno de ellos utiliza unos MCR determinados, unos escenarios de emisiones diferentes o incluso diferentes índices para evaluar las precipitaciones máximas. Otro punto a tener en cuenta es la gran incertidumbre que rodea a este tipo de variables climáticas, pues como se ha comentado, debido al corto registro, es difícil diferenciar cambios sustanciales estadísticamente significativos.

De cara a una evaluación entre diferentes estudios, es importante destacar aquellos puntos comunes entre ellos. Respecto a los índices que se utilizan para estudiar esta variable, existen muchos y en cada estudio se utiliza uno u otro. Algunos de estos índices se incluyen en la Tabla 5, y los más usados tienen que ver con determinados percentiles de la distribución de precipitaciones o valores de precipitación asociados a una probabilidad o periodo de retorno. Respecto a los horizontes temporales futuros de estudio, estos son más o menos fijos, siendo el más común el futuro lejano (2071–2100). En cuanto a los escenarios de emisiones, se ha tratado de realizar una búsqueda bibliográfica extensa considerando no solo los últimos estudios disponibles en los cuales se consideran los nuevos escenarios de emisiones o RCP, sino también los estudios previos que consideraban los antiguos escenarios de emisiones SRES. Además, en muchos casos estudios que utilizan escenarios de emisiones de distintos informes se han solapado en el tiempo. Por ejemplo Rajczak et al. (2013) y Sunyer et al. (2015) utilizan los escenarios SRES, mientras que Jacob et al. (2014) muestra los resultados para Europa con los nuevos escenarios de emisiones RCP.

Comenzando con los estudios previos al AR5, es decir, todos aquellos que no consideran como escenarios de emisiones los RCP, sino los SRES, destacan los estudios de Frei et al. (2006), Kundzewicz et al. (2006), Beniston et al. (2007), Fowler et al. (2007) y Rajczak et al. (2013), que hacen un análisis de todo el continente. Todos los estudios citados indagan en el horizonte temporal 2071-2100 (algunos de ellos consideran un año más o un año menos) y generalmente el escenario de emisiones más duro o intenso en cuanto a emisiones de GEI (A2), aunque algunos como Beniston et al. (2007), Kundzewicz et al. (2006) y Rajczak et al. (2013) también investigan un escenario intermedio como el A1B o el B2.

Las conclusiones de estos estudios no dejan resultados claros, ni espacialmente coherentes. Por un lado, Frei et al. (2006) indican que las precipitaciones extremas aumentan en el norte de Europa, en torno a un 10 y un 20% para un periodo de retorno de 5 años, siendo este aumento más moderado conforme se avanza hacia el sur, concretamente en Europa central los aumentos rondan entre el 0 y el 10%, para finalmente descender en las regiones sur y este de Europa. Estos resultados son similares a los encontrados por Beniston et al. (2007) y Fowler et al. (2007), encontrando este último estudio aumentos para diferentes duraciones de precipitación. Los resultados son más débiles en el escenario de bajas emisiones (B2) que para el de altas (A2)

Sin embargo, Rajczak et al. (2013) no encuentra ninguna señal clara del incremento de la precipitación extrema según diferentes índices utilizados (Tabla 5). Esta falta de patrón claro también se da en Kundzewicz et al. (2006), que muestra una gran variabilidad en sus análisis de precipitaciones extremas, mostrando numeras zonas con efecto seta, es decir, señales en un punto rodeado por señales contrarias en sus alrededores, impidiendo sacar un patrón regional claro (Figura 30).

Figura 30 – Diferencias en las precipitaciones máximas anuales en Europa entre el periodo 2070–2099 y el periodo 1961–1990, para el escenario A2 (Kundzewicz et al., 2006).

En cuanto a España, se puede observar un aumento de las precipitaciones en invierno en el norte y un descenso de las mismas en el sur (Beniston et al., 2007), aunque estas señales de cambio dependen en gran medida del MCG, como señala Fowler et al. (2007) con señales opuestas para diferentes MCG.

A una escala continental, pero dividiendo áreas de estudio definidas por países, Larsen et al. (2009) estudian el impacto del cambio climático en las precipitaciones extremas de 1 hora de duración. Consideran el escenario A2 (intermedio entre RCP 6 y el RCP 8.5 en cuanto a concentraciones de CO₂) y un solo modelo MCR. Los análisis realizados muestran que para el horizonte temporal 2071–2100, la intensidad de precipitación aumentará de

una manera dramática. En la Figura 31 se pueden apreciar las leyes de frecuencia que han obtenido a partir de los datos en periodo control y en el periodo futuro (Scenario).

Figura 31 – Leyes de frecuencia en el periodo control (izquierda) y leyes de frecuencia en el escenario futuro (Larsen et al., 2009).

En este caso, los autores en vez de evaluar los cambios a través de porcentajes o ratios, evalúan a qué probabilidad o periodo de retorno corresponderían los valores de precipitación asociados a periodos de retorno actuales. Así la Tabla 6, muestra las correspondencias entre la precipitación de periodo de retorno de 5, 20 y 100 años cada columna) y el periodo de retorno correspondiente futuro. Por poner un ejemplo, en España, para una precipitación asociada a un periodo de retorno de 100 años (últimas tres columnas), en un futuro correspondería a un periodo de retorno de 39 años. Es decir, las precipitaciones extremas que actualmente son de 100 años en un futuro corresponderían a las de aproximadamente 40 años. Esto supone un incremento de las precipitaciones extremas muy brusco.

Tabla 6. Relación entre la precipitación asociada a un periodo de retorno de 5 (primeras tres columnas), 20 (segundas tres columnas) y 100 (terceras tres columnas) y el periodo de retorno futuro (última columna de cada grupo de tres), para diferentes países europeos. (Larsen et al., 2009).

	Z_5 control (mm/hour)	CF (-)	T escenario (year)	Z_{20} control (mm/hour)	CF (-)	T escenario (year)	Z_{100} control (mm/hour)	CF (-)	T escenario (year)
France	10.79	1.22	2.5	15.12	1.27	8	22.05	1.35	33
UK	8.28	1.16	2.8	11.35	1.20	10	16.21	1.25	41
Sweden	7.61	1.47	1.8	10.80	1.72	4	15.86	2.10	13
Romania	8.71	1.17	2.5	11.30	1.23	8	14.98	1.31	28
Spain	9.71	1.15	2.8	13.07	1.19	10	18.02	1.22	39
Austria	9.11	1.17	2.6	12.44	1.19	10	17.70	1.21	43
Denmark	8.57	1.20	2.9	12.30	1.36	8	18.48	1.60	26

El estudio también calcula el factor climático (interpretable como un ratio) por el que habría que multiplicar las precipitaciones actuales según país y periodo de retorno estudiado. Por ejemplo para España, la precipitación de 1 hora de duración calculada para un periodo de retorno de 10 años, habría que multiplicarla por 1.19.

Por último, considerando una escala continental, también cabe citar los estudios de Giorgi y Lionello, (2008) y Bürger et al. (2007), donde se estudia únicamente la precipitación media, también en el horizonte temporal lejano, con un conjunto de bastantes MCR (17 y 11 respectivamente), procedentes del proyecto PRUDENCE. En ambos estudios se muestra una reducción generalizada de la precipitación, llegando hasta el 70% (Bürger et al., 2007) en verano, y especialmente para la zona mediterránea (Gorgi y Lionello, 2008).

De un modo más local, Sunyer et al. (2015) estudian la precipitación extrema en 11 cuencas europeas, aunque ninguna en España, mediante 15 MCR del proyecto ENSEMBLES. Sus conclusiones muestran un posible aumento de la precipitación extrema en invierno y primavera, siendo la primera estación en la que ocurren los mayores cambios.

En cuanto a los estudios que consideran los nuevos escenarios de emisiones RCP, se ha constatado que con el paso del tiempo se han realizado más estudios acerca de las precipitaciones extremas, algunos de ellos de una complejidad muy alta por la dispersión de análisis y fuentes de información consideradas (Rajczak y Schär, 2017).

La mayoría de los estudios, han utilizado los datos procedentes del proyecto EURO-CORDEX (Jacob et al., 2014), que es una rama o región del proyecto global CORDEX, que reúne las realizaciones de distintos MCR en una región concreta (en este caso Europa), como se explicará más adelante. De esta forma este proyecto, en el cual ya se consideran los nuevos escenarios de emisiones del AR5, permite evaluar las incertidumbres en las proyecciones de cambio derivadas de la comparación entre diferentes simulaciones, ofrecer resultados más consistentes que el derivado de un único modelo climático, o analizar las deficiencias de algunos modelos a la hora de representar el clima en una determinada zona.

Comenzando con el estudio que presenta oficialmente la propia fuente de datos, el proyecto EURO-CORDEX (Jacob et al., 2014), se estudian las proyecciones para dos escenarios de emisiones, el RCP 4.5 y el RCP 8.5. También se realiza una comparación de estos con los resultados del proyecto ENSEMBLES para el escenario pre-AR5, el SRES A1B,

que quedaría enmarcado entre ambos RCP. El horizonte temporal que utilizan, como viene siendo habitual es el 2071-2100, y para estudiar las precipitaciones máximas utilizan el percentil 95 de la serie de precipitación (Tabla 5).

En primer lugar hay que destacar que en lo que respecta a la comparación entre distintos escenarios, a priori, no hay gran diferencia entre los resultados de los MCR del proyecto ENSEMBLES (Figura 32) y los del EURO-CORDEX (Figura 33). Se pueden apreciar cambios similares, especialmente entre los escenarios RCP 8.5 y A1B, como por ejemplo la reducción de la intensidad de precipitación en la cornisa noroccidental en verano o un aumento significativo en la meseta norte de la península ibérica en otoño e invierno, o un aumento bastante pronunciado y generalizado de la intensidad en todo el norte europeo, con valores de cambio rondando el 30% en otoño, invierno y primavera, así como unos valores similares de cambio en todas las estaciones en las Islas Británicas. También hay pequeñas diferencias como las encontradas en el sur de Francia, con cambios no tan pronunciados en verano para el proyecto ENSEMBLES, o distintas señales de cambio también en verano en la región más suroriental de Europa.

Respecto a las proyecciones a futuro en el escenario RCP 4.5, se puede apreciar que no hay una clara tendencia ni por región ni en zonas concretas, encontrándose el efecto seta ya comentado anteriormente en gran parte del continente europeo. En concreto, en España, las proyecciones no concuerdan con las obtenidas para el escenario RCP 8.5, pues ni en verano se ve la extensión del cambio decreciente en la intensidad ni en otoño ni primavera se observan cambios similares. Los únicos cambios que se dan de forma común en ambos escenarios es el incremento en la intensidad para el norte de la meseta y en el noreste de la Península en invierno. Cabe señalar también que los cambios proyectados son más consistentes en invierno que en verano, y en el escenario RCP 8.5 que en el RCP 4.5.

Figura 32 – Cambios porcentuales en el percentil 95 en el escenario A1B, para las cuatro estaciones del año. Aquellos cambios que son robustos y o significantes estadísticamente se muestran sombreados (Jacob et al., 2014).

Los resultados son similares a los obtenidos por Cardell et al. (2020), donde igualmente encuentran un aumento de los extremos de precipitación en el centro y norte de Europa, y un descenso en el mediterráneo, siendo los mayores cambios en invierno y verano. Este estudio no solo considera un único horizonte temporal, sino tres repartidos a lo largo del siglo XXI: 2021–2045 2046–2070 y 2071–2095, por lo que estos cambios se ven presentes no solo en un periodo en concreto sino en todo el espectro futuro.

Además ambos estudios destacan esta intensificación del ciclo hidrológico, es decir, no solo es que haya un aumento en la precipitación extrema, sino que se produce a la vez un descenso en la precipitación total o precipitación media.

Figura 33 – Cambios porcentuales en el percentil 95 en el escenario RCP 4.5 (arriba) y en el escenario RCP 8.5 (abajo), para las cuatro estaciones del año. Aquellos cambios que son robustos y o significantes estadísticamente se muestran sombreados (Jacob et al., 2014).

Rajczak y Schär (2017) también evalúan de forma similar a la realizada por Jacob et al. (2014) el impacto del cambio climático sobre la precipitación extrema, aunque añadiendo el escenario de emisiones RCP 2.6 (el de más bajas emisiones) y diferentes resoluciones de los MCR para estudiar la influencia en las proyecciones. Los resultados indican que los eventos extremos de precipitación se van a intensificar por toda Europa y a lo largo de todo el año, especialmente en invierno. Por su parte, en el suroeste de Europa, el número total de eventos de precipitación se reducirán significativamente a lo largo de todo el año.

Los autores también destacan que en su comparación entre las proyecciones de los modelos del proyecto ENSEMBLES y los actuales del EURO-CORDEX, la señal es similar aunque difieren en términos de magnitud, al igual que ocurría en el estudio de Jacob et al. (2014). Sin embargo, los autores creen que esto es debido a que los MCG se han podido refinar con el tiempo (Boberg y Christensen, 2012).

Centrando el análisis sobre la península ibérica (Figura 34), se pueden ver un descenso generalizado en los índices de precipitación extrema estudiados en este trabajo (Tabla 5) en verano, y un ligero aumento en invierno. Estos resultados concuerdan en gran medida con los obtenidos previamente. Sin embargo, debido a la extensión del estudio, los autores no ofrecen información con un detalle suficiente para comprobar esas tendencias regionales vistas en el estudio de Jacob et al. (2014).

Figura 34 – Cambios porcentuales para la península ibérica considerando diferentes índices, tanto de precipitación media como intensa, para diferentes resoluciones de los MCR, en las cuatro estaciones climáticas (Fuente: Rajczak y Schär, 2017).

2.3.2.3. Estudios en España sobre los cambios en las precipitaciones extremas

En España existen pocos estudios que evalúen las precipitaciones máximas bajo los supuestos de cambio climático. Además, muchos de ellos están centrados en una región en concreto (Ribalaygua et al., 2013; Martínez-Gomariz et al., 2019). Sin embargo, cabe

decir que realizar este tipo de estudios, con la ingente cantidad de datos a tratar y dadas las limitaciones de observaciones existentes disponibles, son difíciles de llevar a cabo, ya que la incertidumbre asociada a los resultados hace que en muchos casos sea difícil cuantificar o establecer un cambio consistente (Barranco, 2011). Por ello, generalmente este tipo de estudios son desarrollados a una escala mucho mayor, como se ha visto en el punto anterior, a una escala europea o global, mediante la colaboración de numerosos agentes que permitan repartir el trabajo y realizar análisis detallados. A pesar de que esta revisión se ha centrado en los estudios en España, tampoco se han encontrado muchos estudios sobre países o regiones concretas, por lo que se puede decir que la realización de este tipo de estudios es poco frecuente a una escala de país o región.

Además, al igual que ocurre con los estudios revisados en los puntos anteriores, hay numerosas variaciones o formas diferentes de enfocar el estudio, por lo que una comparación adecuada entre todos ellos en la mayoría de las ocasiones no es posible o es difícil (Kundzewicz et al., 2017). Entre estas diferencias destacan el avance de los modelos climáticos y su resolución y en especial la caracterización de los escenarios de emisiones de GEI establecidos por el IPCC. Así se pueden encontrar estudios que utilizan los escenarios anteriores del AR4 (Barranco et al., 2017; Ribalaygua et al., 2013) mientras que otros ya utilizan los escenarios actuales del AR5 (Monjo et al., 2016; Lorenzo y Alvarez, 2020).

A escala nacional, destacan los estudios de Barranco et al. (2017) y de Lorenzo y Álvarez (2020). En el primero de ellos, se estudia la precipitación extrema en España mediante dos índices: la precipitación diaria máxima anual y la precipitación asociada a un periodo de retorno de 100 años y la contribución de la precipitación extrema en la precipitación total. Estudian los periodos futuros 2011–2040, 2041–2070 y 2071–2100, para los escenarios de emisiones A1 y B1 del AR4. Las proyecciones que utilizan proceden de la regionalización estadística utilizada por la AEMET para varios MCG sobre España. De entre todos los modelos disponibles, seleccionan 4 MCG, tres de ellos con una metodología desarrollada específicamente para España por la Fundación para la Investigación del Clima (FIC) y el último con el método SDSM ya introducido en el Capítulo 2.2.4.2. Las conclusiones a las que llegan los autores es que no hay cambios claros en los índices estudiados para el futuro (Figura 35), ni temporalmente ni espacialmente. Sin embargo, sí que destacan que hay más zonas que muestran incrementos de dichos índices que reducciones, a la vez que un descenso en la precipitación, lo que está identificando un incremento en la extremalidad del clima. Esta tendencia se da sobre todo en el centro de España. A pesar de

estos resultados, los mismos autores apuntan que estos resultados resultan confusos, apuntando que la incertidumbre derivada del proceso de regionalización necesario para obtener los datos climáticos a una escala reducida es extremadamente alta. Por ello, recomiendan profundizar en la investigación acerca de este tipo de procedimientos así como una corrección de los sesgos derivados para obtener conclusiones más consistentes.

Figura 35 – Cambios porcentuales en el periodo de retorno de 100 años de las series de máximos anuales para el periodo futuro 2071–2100 respecto al periodo 1961–1990 (Barranco et al., 2017).

Por su parte, Lorenzo y Álvarez (2020) estudian de manera general las proyecciones de precipitación en España para el periodo futuro 2021–2050. Para estudiar las precipitaciones máximas, utilizan dos índices: el número de días con precipitación fuerte y la precipitación máxima diaria anual (RX1D), aunque realmente únicamente se va a evaluar en este análisis el segundo índice dado que ellos consideran precipitación fuerte como aquella mayor de 10 mm, por lo que este índice no recoge aquellas precipitaciones extremas ya que es un valor muy pequeño para una zona climática tan variable como en la que se encuentra España. Se evalúan en este caso los escenarios de emisiones RCP 4.5 y RCP 8.5, mediante 5 MCG en combinación con 1 MCR. Los resultados sobre este índice

(RX1D) muestran un aumento en la precipitación máxima anual en torno al 15%, siendo estos cambios especialmente significativos en las zonas montañosas del norte, y concretamente en invierno y otoño (Figura 36). Sin embargo, como se puede apreciar en la figura, no hay muchos cambios significativos por el territorio salvo algunos puntos aislados. Tampoco hay una gran diferencia entre ambos escenarios de emisiones, dando resultados relativamente parecidos.

Figura 36 – Cambios porcentuales en la precipitación máxima total (primera línea), días consecutivos sin precipitación (segunda fila) y precipitación máxima diaria (última fila). Los puntos negros marcan aquellas zonas con cambio significativo al 5% en el test de Wilcoxon (Lorenzo y Álvarez, 2020).

Cabe destacar también recientemente una publicación del Ministerio para la Transición Ecológica, (MITECO, 2018a) donde se hace una revisión del estado del arte de los eventos extremos a nivel español, tanto de precipitaciones como de inundaciones, confirmando muchas de las tendencias antes indicadas. Además, resaltan que otros posibles aspectos que influyen en la precipitación extrema son los ciclones, es decir, las características de las bajas presiones que originan las lluvias intensas y las tormentas. A este respecto, numerosos estudios (Leckebusch et al., 2006; Lionello et al., 2002; Pinto et al., 2007; Ulbrich et al., 2009) muestran que en el Mediterráneo, disminuirá el número total de

ciclones (y por lo tanto la posibilidad de lluvia), pero no hay acuerdo sobre si el número de ciclones severos (los que producen la precipitación extrema) aumentará o disminuirá (Lionello et al., 2002; Pinto et al., 2007).

Por otro lado, a caballo entre un estudio regional y un estudio local, Monjo et al. (2016) investigan los cambios en la precipitación extrema en los escenarios de emisiones RCP 4.5 y RCP 8.5, para el periodo futuro 2051–2100, en un total de 144 pluviómetros seleccionados usando un umbral de precipitación diaria de 250 mm para un periodo de retorno de 100 años. Es decir, aquellas estaciones que para un periodo de retorno de 100 años tuvieran como mínimo una precipitación de 250 mm. Para evaluar los cambios en las precipitaciones máximas utilizan los cuantiles de precipitación asociados a los periodos de retorno de 10, 20, 50 y 100, ajustados a partir de las series de máximos anuales de precipitación. La información que tratan proviene de 9 MCG regionalizados con la metodología FIC. En la Figura 37 y la Figura 38, se pueden observar los resultados para los periodos de retorno de 10 y 100 años. En ambos casos se muestran descensos en el valor del cuantil estudiado en la mayor parte de las estaciones estudiadas, siendo en el cuantil de 10 años de periodo de retorno donde dichos cambios son estadísticamente más significativos, aunque la señal no es consistente espacialmente, y depende de las estaciones estudiadas. Sin embargo, si se analiza la región detallada de las figuras se pueden observar que estaciones muy cercanas espacialmente pueden mostrar señales diferentes. Además, si se ponen en contexto estas lluvias extremas, los cambios en las precipitaciones extremas están entre -20% y +15% (periodo de retorno de 10 años) y entre -25% y +25% (periodo de retorno de 100 años). Estos cambios resultan poco significativos en comparación con la variación natural de la precipitación. También cabe destacar otro apunte interesante que hacen los autores, y es que al igual que se ha podido observar en otros estudios, generalmente no hay cambios en la señal entre un escenario de emisiones y otro.

Figura 37 – Cambios porcentuales en la precipitación asociada a una precipitación de periodo de retorno de 10 años, en las estaciones estudiadas en España (fila superior) y en detalle la Comunidad Valenciana (fila inferior), para el escenario RCP 4.5 (columna a) y RCP 8.5 (columna b). El tamaño de los puntos indican una significancia estadística del test Kolmogorov-Smirnov (Monjo et al., 2016).

Figura 38 – Lo mismo que la Figura 37 pero para un periodo de retorno de 100 años (Monjo et al., 2016).

Finalmente, Ribalaygua et al. (2013) estudian los cambios en diferentes variables climáticas en la región de Aragón, que es donde se sitúa una de las áreas de estudio de la investigación de la Tesis. Sin embargo, dado que el estudio de Ribalaygua et al. (2013) no es específicamente de precipitaciones máximas o extremas, no se va a entrar al detalle.

Por último, también hay otros estudios muy localizados en zonas concretas de la Península como son los estudios de CYII (2018) y de Martínez-Gomariz et al. (2019). El primero de ellos se centra en la Comunidad de Madrid, aunque únicamente se tienen en cuenta en las proyecciones tres pluviógrafos, situados todos ellos en el centro de la comunidad. En este estudio se examinan diferentes horizontes temporales: 2006–2036, 2037–2068 y 2069–2100, utilizando los cuatro escenarios de emisiones provistos por el informe AR5 del IPCC. De esta forma se han podido obtener unos coeficientes de cambio para cada estación, horizonte temporal y escenario de emisiones, para lluvias con duración diaria y horaria. Al igual que muchos otros estudios, citan la alta incertidumbre que despiertan los resultados, debidos principalmente a los MCG y otras hipótesis utilizadas (ajustes estadísticos, regionalización, etc.). Sus conclusiones marcan que todos los coeficientes de cambio climático son superiores a la unidad, es decir, que las precipitaciones extremas serán superiores a las actuales, y de entre todos ellos, el escenario RCP 6.0 proporciona coeficientes de cambio más altos, aunque destaca que para el horizonte temporal más lejano (2069–2100), es el escenario de menores emisiones (RCP 2.6) el que provoca unos coeficientes de cambio climático más alto. Es interesante destacar también que los autores ofrecen la media entre los distintos escenarios de emisiones, ya que en ninguno de los estudios previamente analizados se han mezclado o promediado diferentes escenarios de emisiones.

Por último, Martínez-Gomariz et al. (2019) realizan un estudio sobre inundaciones urbanas utilizaron la proyección de un MCG bajo los escenarios de emisiones RCP 4.5 y RCP 8.5, para evaluar los efectos de la precipitación máxima en una cuenca en el noreste de la Península para el periodo futuro 2051–2100. Los resultados que obtuvieron mostraron que el escenario RCP 4.5, ofrecía una disminución en la precipitación en el futuro mientras que el escenario RCP 8.5 ofrecía unos incrementos para la precipitación máxima de 24h del 15 % para el periodo de retorno de 2 años, del 7% para el de 10 años y del 2% para el de 100 años. Estos cambios son opuestos a los obtenidos por Monjo et al. (2016) que muestra las señales de cambio invertidas, en los dos escenarios estudiados.

2.3.3. Estudios previos del impacto del cambio climático sobre las inundaciones

Respecto a los estudios de impacto del cambio climático sobre las inundaciones, parten de la estimación de los valores de escorrentía en el futuro. Para ello se emplean diferentes metodologías y fuentes de información, según cuál sea la finalidad del estudio. Así existen estudios que utilizan directamente los datos de escorrentía generados por algunos modelos climáticos o hidroclimáticos (Giorgi et al., 1994; van den Hurk et al., 2005), otros emplean fórmulas que relacionan las variables climáticas como la precipitación y la temperatura con la escorrentía (Estrella et al., 1995; MIMAM, 2000; Sankarasubramanian y Vogel, 2002) mientras que la mayoría utilizan un modelo hidrológico que transforma las proyecciones de variables climáticas procedentes de los modelos climáticos en valores o series de caudal.

Dentro de este último grupo, se pueden distinguir dos tipos de modelos hidrológicos o más bien de estudios en lo que respecta al análisis a futuro: estudios a escala de cuenca y estudios a escala regional, nacional, continental o global. Los estudios a escala de cuenca son aquellos en los que se estudia en profundidad una cuenca en concreto, generalmente considerando muchos parámetros y calibrando un modelo hidrológico específicamente a dicha cuenca (Kara y Yucel, 2015; Camici et al., 2014; Ruiz-Villanueva et al., 2015; Piras et al., 2016; Osuch et al., 2016). Por su parte los estudios a gran escala utilizan modelos en los que se calibran específicamente ciertos parámetros comunes a todas las cuencas, y son capaces de evaluar el comportamiento de las cuencas a una escala mucho mayor (Lehner et al., 2006; Rojas et al., 2011 y 2012; Hirabayashi et al., 2013; Dankers et al., 2014). La mayoría de los estudios que se han realizado son a gran escala, dadas las ventajas para evaluar grandes extensiones de terreno como puede ser un país o un continente. Sin embargo, dichos estudios no son capaces de considerar las características concretas a nivel de cuenca. Por tanto, son necesarios estudios adicionales a nivel de cuenca para evaluar de una forma fehaciente los cambios en la respuesta de la cuenca en situación de avenida en el futuro.

También hay que destacar otro tipo de enfoques, el estudio de observaciones recogidas en el pasado, para prever qué ocurrirá en el futuro como consecuencia del cambio climático. Estos estudios están basados en registros muy lejanos en el tiempo pasado, o reconstrucciones paleoclimáticas (Benito et al., 2015; Benito et al., 2020) También se pueden entender como otro tipo de enfoque los estudios desde una perspectiva no-estacionaria que permitan la consideración de un rango de resultados para el diseño de

infraestructuras (Gilroy y McCuen, 2012; Cheng y AghaKouchak, 2014). Sin embargo, estos enfoques no están considerados como estudios de impacto del cambio climático.

Un tema importante en este tipo de estudios es definir qué índice o qué valor de caudal es el que se va a estudiar para determinar el cambio en las inundaciones. En este aspecto, en la literatura existen diferentes eventos extremos según la variable climática que se esté estudiando. Un evento extremo de clima es un evento raro que ocurre en un lugar o época del año, generalmente entendido como raro aquel que se sitúa por debajo del percentil del 10% o por encima del percentil del 90% de una función de densidad de probabilidad estimada a partir de las observaciones (IPCC, 2014). Por ello, caracterizar un evento extremo como tal depende de varios factores, siendo probablemente el más importante la longitud de la serie de observaciones disponible para obtener una función de densidad de probabilidad adecuada y completa. Así, las características de lo que es o no un evento extremo pueden variar en el tiempo y en el espacio, incluso en el mismo espacio pero en diferentes estudios. Como norma general, se utiliza el valor de caudal asociado a una probabilidad determinada o periodo de retorno. Los estudios evaluados suelen utilizar el valor del cuantil de caudal de 100 años de periodo de retorno (Alfieri et al., 2015; Arnell y Gosling, 2016; Osuch et al., 2016), aunque también se puede evaluar periodos de retorno más bajos, como 10 o 30 años (Larsen et al., 2009; Dankers et al., 2014; Monjo et al., 2016; Roudier et al., 2016).

Tampoco hay que olvidar las incertidumbres que existen en este tipo de estudios. Desde la concepción de los escenarios de cambio climático, pasando por el desarrollo de modelos climáticos, tanto MCG como MCR, hasta los modelos hidrológicos, existen incertidumbres que es necesario estudiar y valorar en la medida que se pueda. La principal fuente de incertidumbres no está clara, ya que Hagemann et al. (2013) muestran que las incertidumbres en las inundaciones proceden fundamentalmente de los MCG, mientras que Wada et al. (2013) identifican los escenarios de emisiones como los principales actores. Lo que sí está claro es que estos dos componentes son precisamente los que más aportan a la incertidumbre total (Schewe et al., 2014; Giuntili et al., 2015) y no los propios modelos hidrológicos (Roudier et al., 2016).

A continuación se reproducen y sintetizan los estudios encontrados sobre las inundaciones y el cambio climático con un enfoque parcial o total sobre la península ibérica o España. Se pueden discernir entre dos tipos: los estudios a una escala mayor que la nacional, generalmente con un enfoque europeo o global, y los estudios locales en cuencas

concretas de la geografía española, ya que no se ha podido encontrar ningún estudio realizado expresamente que tenga una escala nacional.

2.3.3.1. Estudios sobre el impacto del cambio climático sobre las inundaciones en España derivados de estudios a gran escala

Kundzewicz et al. (2017) realizan una recopilación sobre los estudios tanto a escala europea como a escala global sobre las inundaciones en Europa. Esta recopilación está enfocada en identificar las incertidumbres y falta de coherencia a la hora de comparar los resultados de diferentes estudios, debido a las diferentes consideraciones hechas en cada uno de ellos. Así, en la Tabla 7 se puede encontrar la tabla resumen que los autores hicieron respecto a numerosos estudios.

Tabla 7. Tendencias de los cambios sobre inundaciones en los estudios analizados para diferentes regiones de Europa (en rojo) (Kundzewicz et al., 2017).

Paper	Number of climate model scenarios	Number of hydrological models	Variable	Time period	Emissions scenario	Central Europe	WE: British Isles	EE: Eastern Europe	NE: Scandinavia, Finland	SE: Iberia	SE: Italy, Greece
<i>European-scale studies</i>											
Roudier et al. 2016	5 RCM/GCM combinations	3: LISFLOOD, E-HYPE, VIC	Q ₁₀₀	+2°C*	RCP 2.6, 4.5, 8.5	↑	↑	↓ N ↑ S	↓ ↑	↑	↑
Aielli et al. 2015	7 EURO-CORDEX	1: LISFLOOD	Q ₁₀₀	2080s	RCP 8.5	↑ ↓	↑ ↓ N	↓ N ↑ S	↓ ↑	↑ N ↓ S	↑ ↓
Rojas et al. 2012, 2011	1: HIRHAMS-ECHAMS	1: LISFLOOD	Q ₁₀₀	2070–2099	A1B	↑ ↓ NE	↑	↓ ↑ S	↑ ↓ mix	↑ ↓ mix	↑ ↓
Dankers and Feyen 2009	5 RCMs	1: LISFLOOD	Q ₁₀₀	2071–2100	A2, B2	↑ NW ↓ SE	↑	↓ ↑	↓ ↑	↑ ↓ mix	↑ ↓ mix
Lehner et al. 2006	2 GCMs	1: WATERGAP	Q ₁₀₀	2070s	A1B	↓ ↑	↑ ↓ mix	↓ ↑	↑	↑ ↓	↑ ↓ mix
<i>Global-scale studies</i>											
Giuntoli et al. 2015	5 GCMs	6 GHMs	Frequency of high-flow days	2066–2099	RCP 8.5	–	–	–	↑	–	–
Dankers et al. 2014	5 GCMs	9 GHMs	Q ₃₀	2070–2099	RCP 8.5	↑ W ↓ E	↑	↓	↓ ↑	↑ N ↓ S	↓
Arnell and Gosling 2016	21 GCMs	1: Mac-PDM.09	Q ₁₀₀	2050s	A1B	↓ ↑ W	↑	↓	↑ ↓ mix	↑ N ↓ S	↓ ↑
Hirabayashi et al. 2013	11 GCMs	11 AOGCMs	Q ₁₀₀	2071–2100	RCP 8.5	↑ NW ↓ SE	↑	↓	↓ ↑	↓ ↑ NW	↓ ↑
Hirabayashi et al. 2008	1: MIROC	1: MATSIRO LSM	Q ₁₀₀	2071–2100	A1B	↑ ↓	↑	↓	↓ ↑	↓ C ↑ SN	↑ ↓ mix

↑ mostly increase
 ↑ partly (in sub-areas) increase
 ↓ mostly decrease, in sub-areas increase
 ↓ partly mostly decrease, in some sub-areas increase
 ↓ N ↑ S decrease in N, increase in S
 ↑ ↓ mix: mixed patterns
 – no significant changes
 *reference to time instant when the global warming reaches 2°C above the pre-industrial level

Kundzewicz et al. (2017) recogen las tendencias más importantes de una serie de estudios, lo que permite obtener una idea general sobre las posibles proyecciones a futuro. Considerando los cambios esperables en España, que fue incluida junto a Portugal en la región 'Iberia', se pueden apreciar tendencias contradictorias según el estudio considerado. La mayor parte de los estudios europeos muestran que las proyecciones indican un aumento de las inundaciones, mientras que los estudios globales muestran el sentido contrario. Aunque en la mayoría de los casos, la tendencia más fuerte sea un incremento o un descenso, sí que se señalan tendencias regionales o concretas donde las proyecciones son las opuestas, como se detalla más adelante. Esto indica la gran incertidumbre que existe en esta región y en el sur de Europa en general, ya que en otras zonas como las Islas Británicas el sentido del cambio es consistente entre todos los estudios analizados. Los autores también destacan que los estudios a una escala temporal

más larga son menos concluyentes que los realizados en un espacio temporal más corto. Este efecto se debe, por supuesto, a la muestra que se considera para evaluar el cambio, ya que una muestra más pequeña puede ofrecer unos cambios mayores que si se utiliza una muestra más grande donde influye de manera más clara la variabilidad natural.

De cara a hacer un análisis más completo, a continuación se analizan los resultados de una serie de estudios que incluyen a la península ibérica. La revisión de estos estudios se centra en los territorios de la península ibérica. Esta revisión permite mostrar todos aquellos cambios regionales que desde una escala europea no se podrían recoger.

Respecto a los estudios globales, dada la magnitud de los trabajos y su extensión espacial, el análisis que se puede realizar de una región tan pequeña, como la península ibérica en comparación al globo, provoca que la representación de la misma en las gráficas de estos estudios sea mínima. Por tanto, no será posible identificar una tendencia o un cambio claro. En la Figura 39 se puede apreciar el poco nivel de detalle de uno de estos estudios. Además, aunque algunos estudios (Hirabayashi et al., 2013; Dankers et al., 2014) muestren una tendencia generalizada por toda la Península, al proceder estos resultados de modelos hidroclimáticos tan extensos, la capacidad de proyectar cambios a una escala tan pequeña, resulta en resultados imprecisos y con unas incertidumbres excesivamente altas.

Figura 39 – Tendencias de cambio en el caudal de 100 años de periodo de retorno para el escenario A1B para el horizonte temporal 2050 (Arnell y Gosling, 2016).

Entrando a una escala europea, los estudios se pueden dividir en dos tipos, los que utilizan los escenarios de emisiones antiguos, los SRES, y los que utilizan los nuevos escenarios de emisiones, los RCP. No por separarlos en estos dos tipos, uno de ellos tiene más validez

sobre el otro, ya que como se ha comentado, los resultados del impacto del cambio climático sobre las inundaciones dependen mucho de las herramientas utilizadas y están envueltos en una gran incertidumbre. Sin embargo, de cara a estructurar el análisis, esta división puede desentrañar si la influencia de dos tipos de escenarios de emisiones distintos está presente en los resultados.

Respecto a los estudios que consideran los SRES, se encuentran los trabajos de Lehner et al. (2006) y Rojas et al. (2011, 2012) que analizan el escenario intermedio de emisiones, el A1B, mientras que Dankers y Feyen (2009) analizan los escenarios más extremos de altas y bajas emisiones, el A1 y el B2, respectivamente. Todos estos estudios analizan como índice de evaluación de inundaciones el cuantil de caudal de periodo de retorno de 100 años, por lo que la comparación entre ellos resulta mucho más sencilla. Aunque por el contrario, los diferentes horizontes temporales analizados pueden inducir a resultados distintos.

Lehner et al. (2006) presenta el cambio esperado para las avenidas de 100 años de periodo de retorno en Europa (Figura 40), mostrando la probabilidad que tendrán las inundaciones que actualmente están consideradas como de 100 años de periodo de retorno. Se pueden observar cambios bastante fuertes para principios de siglo, concretamente para nuestro presente actual (2020), en el noroeste de la Península, mientras que un cambio menos claro por distintas regiones de la Península para el año 2070. Los autores indican que este incremento puede deberse a la variabilidad natural y a una intensificación del ciclo hidrológico. Como se ha comentado antes, al estar estudiando cambios en un espacio temporal corto, de 20 años, las tendencias pueden ser muchas veces motivadas por una muestra pequeña que distorsione la señal. Si se mira un espacio temporal más lejano como es 2070, estos cambios ya no son tan evidentes.

Por el contrario, Rojas et al. (2012) encuentran que los cambios no son tan claros en las zonas del noroeste de la Península como los mostrados por Lehner et al. (2006). Sí que hay similitudes en cuanto a la zona central de la Península, donde se pueden observar en ambos estudios un descenso del cuantil de caudal, especialmente en la margen derecha del río Duero. También coinciden en el aumento de los caudales en el suroeste peninsular y en la costa mediterránea, especialmente en Rojas et al. (2012). Estos cambios son más claros conforme se avanza hacia el futuro, ya que cada vez más modelos proyectan dichos cambios.

Figura 40 – Cambio en el cuantil de 100 años de periodo de retorno de los caudales proyectados para el horizonte 2020 y 2070, bajo el escenario de emisiones A1B, según las simulaciones de 2 MCG (Lehner et al., 2006).

Por su parte, Dankers y Feyen (2009) no muestran unos cambios tan claros para España (Figura 41), incluso teniendo en cuenta que están utilizando dos escenarios de emisiones más extremos que el de los dos estudios previos, tanto para emisiones más altas como más bajas. Se puede observar que los cambios en el cuantil no son tan evidentes y pronunciados, para ninguna de estas zonas. Sin embargo, hay que aclarar que, en este caso, los cambios son los resultados del valor medio de las proyecciones, por lo que cambios muy bruscos de signos opuestos pueden compensarse resultando un cambio neutro. Sin embargo, estos resultados dejan entrever que, efectivamente, sacar en claro una tendencia hacia el futuro no es sencillo, y que en la mayoría de los casos, concretamente en la península ibérica, dada la variabilidad natural y la incertidumbre,

obtener un patrón de cambio claro es difícil. En otras regiones como por ejemplo el norte y centro-este de Europa, estos cambios no solo son más claros sino que son consistentes en el tiempo y en distintos escenarios. Por último cabe señalar que aunque no haya un consenso claro, sí que hay más modelos que dan un descenso en los caudales de 100 años de periodo de retorno en el mediterráneo, y un aumento para las cuencas del atlántico, coincidiendo con los resultados previamente mostrados.

Figura 41 – Cambio en el cuantil de 100 años de periodo de retorno de los caudales proyectados para el periodo temporal 2071–2100, bajo los escenarios de emisiones A2 y B2, según las simulaciones de 5 MCR (Dankers y Feyen, 2009).

Roudier et al. (2016) utilizan tres modelos hidrológicos para evaluar los cambios para un escenario de un aumento de 2 °C en la temperatura utilizando diferentes escenarios de emisiones (RCP 2.6, 4.5 y 8.5), lo cual es un impedimento a la hora de comparar los resultados con otros estudios. Sin embargo, la consideración de los resultados de tres modelos hidrológicos ayuda a la hora de establecer posibles influencias de dichos modelos en las tendencias, lo que no se había considerado en los estudios previos. Los resultados muestran un aumento generalizado por toda la península ibérica del cuantil de 100 años de periodo de retorno (Figura 42). A pesar de estos resultados tan claros, los autores destacan la gran incertidumbre que rodea las proyecciones en el sur de Europa. También destacan que en general las proyecciones derivadas de los tres modelos hidrológicos son similares, por lo que se puede extraer que la influencia de estos sobre las proyecciones de caudal es mínima. Estas proyecciones tan negativas en cuanto al aumento de la intensidad

de las inundaciones, no se corresponden con los estudios previos donde se también se encuentran cambios negativos, concretamente en la zona central de la Península.

Figura 42 – Cambio porcentuales en el cuantil de 100 años de periodo de retorno de los caudales proyectados para un escenario de 2 °C de aumento (Roudier et al., 2016).

Un caso similar se puede encontrar en Alfieri et al. (2015), que incluye los nuevos escenarios de cambio climático. Este estudio es al que más atención se le ha dado por su cercanía en el tiempo (MITECO, 2018a), y sus realizaciones tan detalladas, donde se pueden analizar los cambios por cuencas de forma separada. La Figura 43, muestra los cambios para el horizonte temporal 2080 y el escenario de emisiones RCP 8.5. Se puede apreciar un claro gradiente norte sur, con incrementos en el norte de la Península y descensos en el sur, concretamente en los ríos Guadiana y Guadalquivir. Estos resultados, de nuevo no siguen la tendencia marcada anteriormente donde se podía encontrar un claro incremento de los caudales en el suroeste de la Península, mientras que en la cuenca del río Duero, donde ahora se puede apreciar un incremento, anteriormente se encontraba un descenso. Si bien hay que aclarar que en este caso, el incremento se da en la margen izquierda y en la cabecera, y el descenso antes visto era en la margen derecha.

Figura 43 – Cambio porcentuales en el cuantil de 100 años de periodo de retorno de los caudales proyectados para el horizonte temporal 2080, bajo el escenario de emisiones RCP 8.5 (Alfieri et al., 2015).

Al igual que en otros estudios, Alfieri et al. (2015) también indican la clara incertidumbre en el sur de Europa, incluyendo España. Esta incertidumbre es clara se ve patente al analizar los resultados de los diferentes estudios en detalle, ya que aunque como indica Kundzewicz et al. (2017), para Iberia, es decir España y Portugal, se puedan observar incrementos en la probabilidad o intensidad de las inundaciones, realmente hay tendencias muy diferentes entre estudios. Finalmente, hay que destacar que, efectivamente, se puede apreciar un incremento en el cuantil de caudal de 100 años de periodo de retorno en numerosos puntos de la Península. Sin embargo, dadas las incertidumbres existentes y la variabilidad natural propia de esta zona del planeta, puede ser precipitado sacar unas conclusiones inequívocas al respecto.

2.3.3.2. Estudios en España sobre el impacto del cambio climático sobre las inundaciones

A nivel nacional, en el territorio español existen varios estudios a nivel de cuenca, pero ninguno que evalúe de forma conjunta el territorio en su conjunto, por lo que obtener una fotografía actual sobre la posible evolución de las inundaciones en el futuro a una escala nacional no ha sido posible. Especialmente porque con estos estudios a escala de cuenca ni siquiera es recomendable extrapolarlos a una región o zonas cercanas, ya que como apuntan Teutschbein et al. (2015), los cambios en distintas cuencas no tienen el mismo comportamiento, ni siquiera en cuencas vecinas, por lo que sacar un patrón regional a partir de estudios concretos no tiene ningún sentido. Sin embargo, hay que destacar que el punto a favor de este tipo de estudios es la utilización de herramientas que sí que recogen las características concretas de las cuencas, al contrario que los estudios previos que utilizan por lo general modelos hidrometeorológicos o modelos hidrológicos que simplifican o estandarizan muchas características de las cuencas por lo que sus resultados no son del todo fiables.

Comenzando por el norte español, López-Moreno et al. (2014) estudian una cuenca del pirineo aragonés, utilizando el escenario de emisiones A1B y los resultados de 11 MCR para el escenario futuro 2021–2050. Sin embargo, este estudio no se centra fundamentalmente en las inundaciones, sino que también evalúa las precipitaciones, los usos del suelo o la esorrentía media, de cara a obtener una panorámica general sobre la cuenca. Los resultados muestran un descenso en el caudal medio anual del orden del 13%, coincidiendo con otro estudio realizado en esa cuenca por García-Vera (2013). Respecto a las inundaciones, el trabajo realizado indica una reducción de los picos de inundación en primavera-verano a causa del deshielo, que ocurre antes en el tiempo (López-Moreno y García Ruiz, 2004). Esta tendencia a anticiparse el deshielo y por lo tanto a anticiparse las avenidas o inundaciones provocadas por dicho deshielo ya se ha podido aseverar a lo largo del capítulo anterior por toda Europa.

También en la cuenca del río Ebro, Lastrada et al. (2020) analiza la cuenca de cabecera del mismo río. Para ello utilizan el escenario de emisiones RCP 8.5 y los datos regionalizados mediante el método de análogos sobre dos MCG. No hay resultados claros sobre cuál será la evolución de los caudales en el futuro, pero los autores afirman que los cambios causarán un incremento significativo de la afección potencial a los habitantes.

Resulta de especial atención la cuenca de la Rambla de la Viuda, que es una cuenca muy estudiada dada su condición natural sin alterar, y en la que se han podido ajustar los parámetros del modelo de manera muy precisa (Montalvo y Francés, 2017; Benito et al., 2018). En el primero de los estudios, se han analizado los posibles cambios en las inundaciones a futuro con los datos procedentes de la regionalización realizada por la AEMET sobre 24 MCG, mientras que en el segundo se utilizan los datos de 5 MCR del programa EURO-CORDEX. En ambos estudios se muestran unos resultados inciertos, además de difíciles de comparar ya que el segundo estudio está enfocado a la obtención de caudales de muy alto periodo de retorno para el diseño de presas, por lo que las incertidumbres en caudales con una probabilidad tan baja son aún mayores. Así, mientras que en el primero de los estudios se muestra un descenso de los cuantiles de caudal, en el segundo los resultados ofrecen desde aumentos del 350% hasta descensos del 35%, por lo que no se puede sacar ninguna conclusión clara. Sin embargo, Montalvo y Francés (2017) apuntan que, incluso con un descenso de los cuantiles de caudal, la torrencialidad será similar ya que a causa de la temperatura se espera una mayor evapotranspiración.

En el mismo litoral mediterráneo, Cortès et al. (2019) ofrecen un estudio más enfocado al estudio de la peligrosidad de las inundaciones, pero en el que igualmente obtienen proyecciones sobre caudales en el futuro. Es la metodología utilizada consiste en estudiar, en vez de los escenarios de emisiones, qué combinaciones de escenarios del AR5 y periodos temporales futuros dan las condiciones para sobrepasar los umbrales de 1.5, 2 y 3 °C, en referencia a la temperatura media del periodo pre-industrial. Las conclusiones a las que llegan no son enfocadas a los caudales como tal sino a peligrosidad, indicando que un aumento de los cuantiles de probabilidad junto con una mayor exposición de las personas, puede provocar mayores daños, sobretodo en inundaciones relámpago.

Tras estos estudios en cuencas pequeñas, Pechlivanidis et al. (2017) realizan el primer estudio a nivel de cuenca de gran tamaño, donde estudian el impacto del cambio climático en varias cuencas de todo el mundo, entre ellas la del río Tajo. Utilizan 5 MCR, todos los escenarios de emisiones (RCP 2.6, 4.5, 6 y 8.5) y cinco modelos hidrológicos distintos para evaluar las incertidumbres del último paso en estudios de impacto (Capítulo 2.2.6.3). Sus conclusiones son claras: el río Tajo muestra un descenso en los caudales extremos de altos periodo de retorno para la mayor parte de los modelos climáticos como para los modelos hidrológicos (Figura 44), siendo de media este cambio en torno al 50%.

Figura 44 – Cambios porcentuales en el percentil 90 de la serie de caudales para cuatro cuencas de todo el mundo (Pechlivanidis et al., 2017).

Como conclusión, el MITECO, realizó una revisión similar del estado del arte sobre las inundaciones en España (MITECO, 2018a), obteniendo diferentes patrones o cambios en las Demarcaciones Hidrográficas españolas (Tabla 8). Se puede apreciar una incertidumbre bastante alta, ya que la mayoría de los valores están comprendidos entre un valor negativo y uno positivo, lo que indica que los cambios medios proporcionados por las proyecciones sean probablemente 0, es decir, sin cambio. Hay algunas excepciones como por ejemplo en las cuencas de los ríos Guadalete y Barbate, donde se encuentran cambios positivos en todos los horizontes temporales. También se puede apreciar como en algunas cuencas, como la del Miño-Sil o la del Cantábrico Oriental, conforme se avanza en el tiempo hacia final de siglo, los cambios se vuelven positivos. Esto mismo ocurre en las cuencas de los ríos Duero y Ebro, donde conforme avanza el tiempo los cambios positivos se vuelven más pronunciados, llegando a alcanzar valores de cambio positivos del 20%. Sin embargo, el rango de cambio que marca el estudio se mueve desde valores negativos, por lo que el cambio no es tan claro o pronunciado. Otras cuencas como la del Guadiana, el Guadalquivir, o los ríos Tinto, Odiel y Piedras, todas ellas en el sur de España, ofrecen el mismo comportamiento pero en sentido inverso, es decir, conforme avanza el horizonte temporal, estos cambios se vuelven más negativos, con valores que alcanzan el 15%.

Hay que destacar que muchas de estas cuencas, o Demarcaciones Hidrográficas, son bastante grandes, por lo que es necesario estudiar en detalle qué zonas o regiones tienen un cambio u otro. Por ejemplo, en el citado caso de los ríos Guadalete y Barbate, al ser una cuenca más pequeña, los cambios son más claros y constantes en el tiempo. Lo que sí se puede apreciar es que las cuencas del sur de España, tienden más a un descenso del caudal de 100 años de periodo de retorno, mientras que las cuencas del norte, muestran un aumento. Sin embargo, si se estudian la separación este-oeste, es decir, atlántico-mediterráneo, como se ha hecho con otros estudios, no se puede encontrar un patrón claro.

Tabla 8. Porcentaje de cambio proyectado en el caudal máximo diario de 100 años de periodo de retorno en distintas Demarcaciones Hidrográficas (MITECO, 2018a, Fuente: Alfieri et al., 2015).

Cambio Q100 (%)	2020	2050	2080
Miño-Sil	-10/+10	-5/+10	0/+10
Galicia - Costa	-10/+10	0/+10	0/+15
Cantábrico Occidental	-10/+10	0/+10	+5/+10
Cantábrico Oriental	-10/0	0/+10	0/+10
Duero	-10/+10	-10/+15	-10/+20
Ebro	-10/+10	-10/+15	-5/+20
Cuencas Internas de Cataluña	-5/+10	-5/+10	0/+15
Tago	-10/+10	-10/+10	-10/+15
Guadiana	-10/+10	-15/+10	-15/+10
Júcar	-10/+10	-10/+10	-10/+10
Segura	-10/+10	-10/+10	-10/+15
Guadalquivir	-10/+10	-10/+10	-15/+10
Tinto, Odiel y Piedras	-10/+10	-15/+10	-15/+10
Guadalete-Barbate	0/+10	0/+10	0/+10
Cuencas Mediterráneas Andaluzas	-10/+15	-10/+15	-10/+15

Además de estos estudios, cabe destacar los trabajos realizados por el MITECO para evaluar el riesgo de inundación en España, incluyendo el cambio climático. La normativa comunitaria sobre inundaciones, la Directiva 2007/60/CE (EU, 2007), denominada como Directiva de Inundaciones, establece entre sus objetivos el generar nuevos instrumentos para reducir las posibles consecuencias de las inundaciones.

Tras el primer ciclo de aplicación de la Directiva, se realizó una revisión bibliográfica de la documentación existente sobre la influencia del cambio climático en las inundaciones a nivel nacional y europeo, así como una primera aproximación metodológica para la consideración del cambio climático en el riesgo de inundación en España a escala de

cuenca, mediante la combinación de un generador meteorológico de tipo estocástico, un modelo hidrológico de tipo distribuido y la modelización hidrodinámica, a partir de la utilización de una selección de proyecciones climáticas del programa CORDEX (MITECO, 2018a).

Dentro del segundo ciclo de aplicación de la Directiva dedicado a la revisión de los trabajos desarrollados respecto al riesgo de inundación, se ha aplicado una metodología que incorpora la valoración de la posible influencia del cambio climático sobre el riesgo de inundación a escala nacional (MITECO, 2018b). Este trabajo, desarrollado por Tragsatec, bajo la dirección del Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX, parte de la base de datos “Tasas de cambio en los cuantiles de precipitación diaria máxima anual esperables en situación de cambio climático a escala nacional” obtenida como resultado de los trabajos de investigación incluidos en esta Tesis Doctoral (Capítulo 5).

MITECO (2018b) propone una metodología para la evaluación y cuantificación del nivel de cambio significativo en los cuantiles de precipitaciones máximas diarias, que ha permitido identificar las celdas en la península ibérica e islas Baleares con cambios significativos para el cuantil de 100 años de periodo retorno. A partir de dicha información, se obtuvieron los tramos de ríos con cambios significativos en la precipitación acumulada en la cuenca vertiente para los escenarios de emisiones RCP 4.5 y RCP 8.5.

Finalmente, se aplicó el método racional modificado (MF, 2019) sobre los cambios en la precipitación máxima diaria acumulada para valorar cualitativamente los cambios en la ley de frecuencia de caudales. Como resultado de la aplicación de la metodología propuesta en MITECO (2018b) en la revisión de la Evaluación Preliminar del Riesgo de Inundación (EPRI) en cada Demarcación Hidrográfica, se han podido identificar las zonas donde se prevé una posible influencia del cambio climático sobre las inundaciones.

Los resultados de este trabajo se pueden encontrar en los distintos documentos de EPRI de las distintas Demarcaciones Hidrográficas (MITECO 2018c). Como ejemplo de estos resultados se muestran los dos mapas de cambio en la precipitación diaria acumulada para la Demarcación Hidrográfica del Ebro, para dos escenarios de emisiones: RCP 4.5 y RCP 8.5.

Figura 45 – Cambios en la precipitación máxima diaria acumulada para la Demarcación Hidrográfica del Ebro, en el escenario de emisión RCP 4.5 para un umbral de significancia del 10% (MITECO, 2018b).

Figura 46 – Cambios en la precipitación máxima diaria acumulada para la Demarcación Hidrográfica del Ebro, en el escenario de emisión RCP 8.5 para un umbral de significancia del 10% (MITECO, 2018b).

2.4. Modelos hidrológicos

Los modelos hidrológicos son el último eslabón de los estudios de impacto. Son los encargados de transformar los cambios que se producen en las variables climáticas, o atmosféricas mejor dicho, en cambios en el ciclo hidrológico. Las principales variables climáticas que intervienen en la respuesta hidrológica de la cuenca son la precipitación y la temperatura, cuyos cambios condicionan directamente los volúmenes de agua que se introducen en el sistema, así como a los valores de evapotranspiración y evaporación, afectando por tanto a las características del ciclo hidrológico y de la escorrentía (Bates et al., 2008).

Según la OMM, un modelo hidrológico consiste en la aplicación de expresiones matemáticas y lógicas que definen cuantitativamente las relaciones entre la escorrentía y los factores que la forman (OMM, 1992). En otras palabras, un modelo hidrológico es una herramienta que, mediante expresiones matemáticas, físicas y lógicas, obtiene unas variables de salida (caudales generalmente) a partir de unas variables de entrada (datos climáticos), permitiendo conocer la respuesta del proceso del ciclo hidrológico a lo largo de sus fases. Sin embargo, los modelos pueden referirse tanto a uno de los procesos en concreto como al conjunto de todos ellos. Así, el uso de un modelo u otro depende en última instancia de la finalidad que se tenga. En general, se conoce habitualmente como modelos hidrológicos (como se van a nombrar de aquí en adelante) o modelos hidrológicos de cuenca a los que tienen en cuenta el conjunto de los procesos.

Los modelos hidrológicos surgen ante la imposibilidad de obtener series observadas de variables hidrológicas continuas en el tiempo y el espacio. En general, la información de la que se dispone consiste en series de datos que abarcan periodos cortos y recientes en el tiempo, medidos de forma puntual y que suelen presentar huecos en el registro o errores. Además, existen variables que ni siquiera se han registrado o de las cuales apenas hay registros, como la humedad del suelo o la infiltración. Muchas veces no hay registros en los puntos de interés o en el periodo preciso, como por ejemplo en el caso de las inundaciones o avenidas de gran magnitud para los que los aparatos de medida no funcionan correctamente. Por ello, los modelos hidrológicos permiten simular y, de esta forma, obtener series completas y continuas de variables hidrológicas en el tiempo, una vez que se conoce de forma detallada y fiable las características y procesos internos de una cuenca. Extrapolando este propósito, los modelos hidrológicos sirven para, modificando las variables climáticas de entrada, ver cómo responde una cuenca o un sistema a dichos

cambios. En el caso de los estudios de impacto del cambio climático, conociendo las modificaciones o variaciones que puede tener el clima o en base a los datos simulados por los modelos climáticos en el futuro, los modelos hidrológicos sirven para obtener el comportamiento de la cuenca o del sistema a estas variaciones en el futuro.

2.4.1. Marco histórico

Antes de explicar con más detalle las características y procesos de los modelos hidrológicos, así como los diferentes tipos que existen, es conveniente introducirlos históricamente, para ver cómo han ido desarrollándose y las causas de su avance. Este desarrollo comienza desde mediados del siglo XIX, y dura hasta nuestros días. La modelización hidrológica surgió ante la necesidad de estimar el caudal de diseño para tres tipos de problemas dentro del campo de la ingeniería: el diseño de alcantarillado urbano, el diseño de sistemas de drenaje y el diseño de aliviaderos de las presas (Todini, 1988).

Para dar solución a estos problemas se desarrolló el que se conoce como la primera aproximación a un modelo hidrológico: el método racional (Mulaney, 1850). El método racional usa el concepto del tiempo de concentración para estimar el caudal pico en pequeñas cuencas bastante impermeables (como las cuencas urbanas o de montaña) donde el caudal puede asimilarse a un proceso puramente cinemático (Todini, 2011).

En la década de 1920, el método racional avanza conforme se analizan cuencas mayores. Con el fin de incluir la no linealidad en espacio y tiempo de las características de las cuencas y de la lluvia, se introdujo el concepto de líneas isócronas (es decir líneas de igual tiempo de viaje). Este avance se puede considerar como el primer modelo lluvia-escorrentía basado en una función de transferencia, cuya forma y parámetros pueden derivarse de datos del terreno y del uso de la fórmula de Manning.

Con el objeto de conseguir soluciones más realistas y precisas en la simulación de caudales, aparece en la década de 1930 el concepto de hidrograma unitario (Sherman, 1932). Este nuevo concepto permitía no solo calcular el caudal pico, sino también otras características del hidrograma como su forma o el volumen total. Sin embargo, este método presenta una serie de problemas de carácter subjetivo: la separación de la escorrentía superficial respecto al flujo base, la determinación de la lluvia neta o el desarrollo del hidrograma unitario (Todini, 2007). Además de otros, como la suposición de que la cuenca se comporta de forma causativa, o un sistema temporal invariante respecto del proceso de transformación lluvia-escorrentía (Chong-yu, 2002).

En los años posteriores y durante la década de 1940 aparecen diferentes técnicas que intentan mejorar la objetividad del método, añadiendo técnicas basadas en el análisis estadístico. Una revisión de las mismas puede verse en el informe realizado por Dooge (1973).

Posteriormente, en la década de 1950 se produce un verdadero punto de inflexión en la modelización hidrológica con el uso de técnicas matemáticas de análisis de sistemas dinámicos complejos. Mediante las transformadas de Laplace y Fourier se consiguen obtener las funciones de respuesta del sistema con los datos de entrada y de salida. Este fue el inicio de los modelos conceptuales. Sin embargo, debido a la no linealidad del comportamiento del sistema, era difícil obtener un hidrograma unitario genérico. Para abordar este problema, los hidrólogos hallaron que la forma del hidrograma unitario podía obtenerse a partir de las soluciones de ecuaciones diferenciales más o menos simplificadas, que permiten simular los procesos de concentración y difusión en la cuenca, como las que describe el comportamiento en uno o varios depósitos, de tal forma que el hidrograma unitario se puede expresar mediante unos pocos parámetros estimados a partir de las características de la cuenca o mediante procedimientos estadísticos: momentos, regresiones, máxima verosimilitud, etc.

En busca de una interpretación más física del proceso que pudiera representar el comportamiento de elementos concretos del ciclo hidrológico, se crearon múltiples modelos conceptuales a lo largo de los años 60. Estas necesidades son cubiertas mediante soluciones consistentes en la simulación de un sistema hidrológico a partir de la utilización de diferentes modelos conceptuales interconectados, cada uno de los cuales representa la respuesta de un subsistema en particular. De esta forma, al poder considerar los procesos o elementos del sistema como piezas dentro de un engranaje, se pueden calibrar o ajustar mejor unas características u otras del sistema, permitiendo el estudio de variables hidrológicas más en detalle. Ejemplos de estos modelos son los modelos Stanford IV (Crawford and Linsley, 1966), Sacramento (Burnash et al., 1973) o HBV (Bergström and Forsman, 1973).

Teóricamente, si la descripción estructural es correcta, tanto los parámetros del modelo como la capacidad de almacenamiento deberían estar relacionados con las características fisiográficas de la cuenca. Sin embargo, en muchos casos, el gran número de parámetros utilizados por los modelos y el hecho de que los modelos sean calibrados mediante un mejor ajuste a un conjunto reducido de datos observados, pueden conducir a la obtención

de unos valores de los parámetros que no se ajustan a la realidad, impidiendo el uso de estas soluciones a otras cuencas (Mediero, 2007).

Durante la década de 1970 aparecen nuevos modelos para la estimación de caudales en tiempo real, basados en técnicas de recalibración como los filtros de Kalman. Además, se desarrollan otros modelos basados en índices topográficos y geomorfológicos como el modelo TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979). Por otra parte, en esta década aparece una alternativa a la determinación del hidrograma unitario mediante parámetros (Mediero, 2007): las variables exógenas autorregresivas de la función de transferencia (ARX) o la media móvil autorregresiva (ARMA) (Box y Jenkins, 1970).

Con la necesidad de predicción del comportamiento de la cuenca bajo diversas circunstancias, por ejemplo, para evaluar el impacto de las actividades humanas sobre el ciclo hidrológico, los cambios en los regímenes de los ríos debidos al cambio del uso del suelo, o el aumento de la erosión de los suelos debido a esta, se desarrollaron los modelos físicamente basados (Abbot et al., 1986a). Estos modelos se basan en la resolución de ecuaciones en diferencias parciales que permiten conocer la continuidad de las masas y los momentos a lo largo de la cuenca. El primer modelo físicamente basado fue el modelo SHE (Abbott et al., 1986a y b).

Ya finalizando el siglo, en la década de los 90, los modelos hidrológicos han visto la inclusión de Sistemas de Información Geográfica (SIG) en la modelización hidrológica. Estos SIG proporcionan gran cantidad de información, como la vegetación existente, los patrones de composición del suelo, o los cauces de drenaje de una zona (Chong-yu, 2002), así como la elevación del terreno. Algunos de estos últimos modelos son: el modelo VIC (Wood et al., 1992), el modelo SIMPA (Ruiz, 1999) o el modelo LISFLOOD (De Roo et al., 2000).

Existe un debate entre la utilización de los modelos conceptuales frente a los modelos físicamente basados, ofreciendo cada uno sus ventajas e inconvenientes. Sin embargo, con el avance de la computación, la operatividad y eficiencia de la inteligencia artificial (IA) podría hacer frente a los anteriores modelos. La modelización de una cuenca requiere de un conocimiento profundo de las variables asociadas a la misma, las cuales se interrelacionan y se modifican con el tiempo, de un modo que difícilmente puede conocerse. Así, alternativas como los modelos de IA que permiten aprender y calibrar una cuenca de manera autónoma, han ganado terreno, volviéndose convenientes e inevitables

(Dibie, 2019). Algunos tipos de modelos de IA son: ANN (Redes neuronales artificiales), FL (Lógica difusa), o el ANFIS (Sistema adaptativo de inferencia neuro-difusa).

2.4.2. Componentes principales de un modelo hidrológico

Todos los modelos hidrológicos, desde los más sencillos hasta los más complejos tienen básicamente la misma estructura: variables de entrada, parámetros internos del modelo y variables de estado, y finalmente variables de salida. Sin embargo, a un nivel más físico, esta estructura queda relativizada a tres componentes o variables principales: precipitación, pérdidas hidrológicas y escorrentía.

Respecto a la precipitación, es la principal de las variables de entrada en cualquier modelo hidrológico. Es la que más influye en los procesos del ciclo hidrológico y el balance hídrico de la cuenca. La precipitación puede producirse en forma de lluvia, nieve u otros procesos mediante los cuales cae agua a la superficie, como el granizo, aunque a nivel práctico, las dos primeras son las únicas que se integran en un modelo hidrológico. La nieve juega un papel importante en el régimen hidrológico en periodos largos de tiempo, ya que constituye una reserva hídrica que no se convierte automáticamente en escorrentía como la lluvia. Además, la nieve tiene dos características importantes que provocan dos procesos en el sistema, por una parte está el contenido en agua que es importante a la hora de evaluar el deshielo, mientras que, por otro lado, el espesor de la nieve puede ser importante a la hora de evaluar la humedad del suelo o estudios de congelación del suelo. El criterio a la hora de establecer si la precipitación es en forma de lluvia o nieve en un modelo suele ser bastante sencillo, y es en función de la temperatura ambiente, aunque la realidad pueda ser más compleja. Según estudios realizados en estaciones en Suecia, el valor umbral para determinar este proceso puede variar entre $-2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $+4.0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Además de la precipitación, hay otras variables de entrada que pueden ser requeridas por algunos modelos, como la temperatura del aire, la humedad del suelo o del aire, la radiación solar, la evapotranspiración o el viento.

Las pérdidas hidrológicas son procesos físicos que actúan en distintas partes del sistema, reduciendo la parte de precipitación caída que realmente se transforma en escorrentía, que dependen de las características de la cuenca. Los procesos más importantes son la infiltración y la evapotranspiración (que incluye la evaporación y la transpiración), aunque hay otros de menor magnitud como la interceptación o el almacenamiento superficial. Según el modelo que se esté utilizando, unos procesos son más importantes que otros. En modelos de eventos únicos, la infiltración en el terreno juega un papel muy importante,

mientras que el resto de procesos o forman parte de las condiciones iniciales o no tienen mucha transcendencia. Por otro lado, en los modelos continuos, la evapotranspiración juega un papel igual de importante que la infiltración, ya que la humedad del terreno debe ir actualizándose de forma continua.

Por un lado, la infiltración es el proceso de entrada del agua en el suelo a través de la superficie. Una de las características más importantes de la infiltración es el porcentaje de estancamiento del suelo (en otras palabras, el agua que hay ya en el suelo), ya que cuanto mayor sea la humedad del suelo, menor será la tasa de infiltración. Existe abundante literatura sobre modelos de infiltración aproximados, tales como la ecuación de escorrentía del SCS (SCS, 1985), o la fórmula de Green-Ampt (Green y Ampt, 1911). Los valores de infiltración se estiman mediante las características del terreno, como la composición del terreno o los usos del suelo, variando ampliamente en el tiempo y el espacio, lo que hace que modelar este proceso sea una tarea compleja. En cuencas pequeñas, se puede asumir un valor único para toda la cuenca, pero para cuencas medianas y grandes, asumir un único valor es poco realista. Además, el valor de infiltración ofrece indirectamente el volumen de agua de precipitación disponible en superficie para formar la escorrentía directa o superficial, por ello la infiltración y los factores que le afectan son muy importantes en modelos de eventos aislados.

Por otro lado, la evapotranspiración se puede dividir en dos tipos: la evaporación, y la transpiración. La evaporación considera el proceso de conversión de fase líquida a gaseosa que se da en masas de agua abiertas (como embalses o ríos) o en el terreno, mientras que la transpiración es el proceso por el que la vegetación absorbe parte de esta agua para consumo propio. Pueden considerarse dos tipos de evapotranspiración: la evapotranspiración potencial y la evapotranspiración real. En muchos modelos, la evapotranspiración potencial es requerida como una variable de entrada, mientras que la evapotranspiración real es una variable de salida que puede interesar a los hidrólogos, mientras que en otros, tanto una como otra son calculadas internamente mediante fórmulas creadas para ello. Hay que destacar que las distintas fórmulas empleadas se han desarrollado para unas condiciones específicas, por lo que hay que revisar la aplicabilidad de unas u otras en el modelo hidrológico. En general las formulaciones se basan en una o varias variables atmosféricas como la radiación solar, la temperatura del aire o el viento. Sin embargo, en la mayoría de los casos, estos datos no están disponibles o no son accesibles, por lo que se suelen utilizar fórmulas más simples. Algunas de estas

formulaciones son: el método Penman (Penman, 1948), el método Penman-Monteith (Monteith, 1965) o el método Pan (NOAA-NWS, 1972).

Finalmente, la escorrentía se puede definir de una manera general como el agua de lluvia que no queda retenida ni se evapora, colaborando a la generación del hidrograma de avenida. La escorrentía se forma a partir del agua que fluye por la superficie, conocida como escorrentía superficial, o la que fluye por debajo de la superficie entre los poros del terreno, conocida como escorrentía subsuperficial. La escorrentía subsuperficial se divide en interflujo, que es la escorrentía que se mueve por la capa no saturada del suelo, y escorrentía subterránea, que es la escorrentía que llega a la zona saturada. La escorrentía circula a lo largo de la cuenca movida por la gravedad hasta desembocar en un punto. Puede que no toda esta agua caída en una cuenca desemboca por un mismo punto ya que podría haber interconexiones de acuíferos entre una cuenca y otra, concepto que hay que tener en cuenta a la hora de hacer el balance hídrico de la cuenca, pero que se considera despreciable a la hora de estudiar inundaciones.

La escorrentía total de un área de influencia típicamente heterogénea puede ser dividida en cuatro componentes: precipitación sobre cauces, escorrentía superficial, escorrentía subterránea e interflujo. Estos dos últimos componentes están relacionados con la infiltración. En la Figura 47 se puede ver un esquema de los tipos de escorrentía.

La precipitación sobre cauce es la precipitación directa que cae sobre una superficie de agua (como un río) y por lo tanto hace una contribución inmediata al caudal del río. La contribución de este componente es pequeña en comparación con el resto ya que normalmente no hay un gran porcentaje de área cubierta por agua. En algunos modelos (como el HBV) hay una opción de indicar este porcentaje por si la superficie ocupada por lagos o pantanos en la cuenca es grande. La escorrentía superficial es el agua que cae sobre el terreno y circula por la superficie de las laderas hasta que alcanza un cauce. La causa principal del flujo superficial es la incapacidad del agua de infiltrarse en el terreno. El interflujo, también llamado flujo subsuperficial o flujo base secundario, es el agua que se infiltra en el terreno pero que circula por las primeras capas del subsuelo, antes de llegar hasta la zona saturada del subsuelo (acuíferos). Este flujo es debido a la mejor conductividad del suelo en el eje horizontal que en el vertical, provocando que el agua se mueva directamente hacia los cauces superficiales. Puede haber diferentes niveles de interflujo antes de llegar a la zona saturada, pero en general se considera uno que los englobe a todos. Según algunos estudios, el interflujo puede representar incluso el 85% de

Un modelo material, también llamado modelo físico (Chow et al., 1988) es una representación física del prototipo, más simple en estructura pero con propiedades que reúnen las del prototipo. Este tipo de modelos se pueden clasificar en los de laboratorio (icónicos, a escala o similares) o modelos análogos. Este tipo de modelos pueden ser útiles en los casos en que se quiera ver el comportamiento o medir con datos reales alguna propiedad o variable física (como los modelos a escala de las presas), o experimentar con el modelo en alguna condición que no sea fácil de introducir en otro tipo de modelación. Estos modelos son más caros y de aplicabilidad limitada. Algunos ejemplos de modelos de cuencas materiales son simuladores de lluvia y cuencas experimentales.

Por su parte, los modelos formales, también llamado modelo abstracto o simbólico (Chow et al., 1988) es una abstracción matemática de una situación idealizada que preserva las propiedades estructurales importantes del sistema original. Estas expresiones pueden ser variadas, aunque las desarrolladas de forma más extendida son las matemáticas. Estos modelos (formales-matemáticos) expresan el comportamiento del sistema con una serie de ecuaciones, a veces combinadas con expresiones lógicas, que expresan las relaciones entre las variables y los parámetros del sistema. Debido a que en general se utiliza una computadora para su cálculo también se les puede llamar modelos computacionales. Este tipo de modelos son los que generalmente se conocen como modelos hidrológicos, y son los que se tratan de aquí en adelante. Para un análisis más a fondo sobre los modelos, sus características y los tipos o clasificaciones, se pueden estudiar los trabajos de Ponce (1989), Beck (1991), Estrela (1993), Sempere (1996), Francés (1996), Ruiz García (1999), Singh y Woolhiser (2002).

Existen numerosas clasificaciones de los modelos hidrológicos, pero fundamentalmente se pueden clasificar desde dos puntos de vista, el primero se fundamenta en el tipo de representación espacial del modelo y el segundo en la forma de representar los procesos hidrológicos que ocurren en la cuenca. Sin embargo, también existen otras clasificaciones en las que dividir los modelos, generalmente binarias, es decir, con características opuestas. Algunas de estas clasificaciones son: lineal o no lineal, determinístico o probabilístico, invariable en el tiempo o variable en el tiempo, global o distribuido, continuo o discreto, analítico o numérico y de evento o continuo.

En cuanto a la primera clasificación, la que describe la representación espacial del modelo, se pueden encontrar tres tipos:

- **Modelos agregados.** Son aquellos modelos que consideran una distribución espacial uniforme de la cuenca, por lo que se utilizan valores medios en toda la cuenca, como la precipitación media o ponderada como variable de entrada. La respuesta de la cuenca solo es evaluada a la salida, y los parámetros y variables internas del modelo y sus procesos permanecen constantes a lo largo de un episodio.
- **Modelos semidistribuidos.** Son aquellos modelos que permite una cierta variabilidad espacial de los parámetros de la cuenca, así como de la precipitación de entrada al modelo. Generalmente esta variabilidad se obtiene mediante la división de la cuenca en varias subcuencas con parámetros y precipitación constantes en cada uno de ellos. Distintos ejemplos de estos modelos se pueden observar en la Figura 48.
- **Modelos distribuidos.** Son aquellos que permiten una variabilidad espacial de los parámetros y la precipitación de entrada completamente abierta, mediante la división de la cuenca en celdas, en las que se simulan los diferentes procesos hidrológicos.

Figura 48 – Tipos de modelos clasificados según la representación espacial.

Por su parte, en cuanto a la representación de los procesos hidrológicos que ocurren en la cuenca se pueden encontrar otros tres tipos:

- **Modelos empíricos.** Los modelos empíricos (también llamados modelos de caja negra, o modelos paramétricos) se basan en fórmulas (funciones de transferencia) que relacionan diferentes variables hidrológicas, en las cuales con una entrada se consiguen resultados muy precisos en las salidas. Sin embargo, estos modelos no ayudan en la comprensión del proceso hidrológico, ya que muchas veces las ecuaciones implícitas en estos modelos no tienen ninguna relación con las propiedades del sistema (variables y parámetros). Esas fórmulas se obtienen a partir de estudios estadísticos de las variables. Fueron desarrollados y utilizados cuando los recursos informáticos eran insuficientes para utilizar otros métodos más complejos. Permiten obtener valores generales y ofrecen una primera aproximación sencilla y fácil al problema de la simulación. En la actualidad se usan para estudios previos antes de utilizar modelos teóricos o conceptuales. Un ejemplo de este tipo de modelos es el Modelo Autorregresivo de Media Móvil (ARMA, en sus siglas en inglés).
- **Modelos conceptuales.** Los modelos conceptuales (también llamados modelos de caja gris) es en esencia una idea cualitativa del ciclo hidrológico. Se basan en establecer relaciones causa-efecto a partir de unos parámetros que están relacionados con las características físicas de la cuenca. La cuantificación de dichos procesos no se obtiene directamente de la medición de las características de la cuenca, sino a partir de procesos de ajuste del modelo, por lo que es un enfoque similar al de los modelos empíricos que transforma las entradas en salidas. Un ejemplo de este tipo de modelos es el modelo HBV (Bergström, 1992), donde se utilizan funciones de transferencia de algunos procesos físicos muy concretos que hay que calibrar.
- **Modelos teóricos.** Finalmente, los modelos teóricos (también llamados modelos de caja blanca, o modelos físicamente basados) se basan en resolver las ecuaciones matemáticas que describen los procesos físicos que dirigen el ciclo hidrológico. Son los más precisos, sin embargo, tienen las limitaciones de tener que conocer un amplio abanico de variables que habitualmente no están disponibles en hidrología y de precisar potentes herramientas informáticas. Ejemplos de modelos teóricos pueden incluir: modelos de infiltración basados en teoría de las dos fases del flujo

de medios porosos (Morel-Seytoux, 1978), los modelos de evaporación basados en las teorías de la turbulencia y de difusión (Brutsaert y Mawdsley, 1976), los modelos de agua subterránea basado en ecuaciones de transporte fundamentales (Freeze, 1972) o modelos de escorrentía de las cuencas hidrográficas basado en las ecuaciones de St. Venant. Un ejemplo de los modelos hidrológicos teóricos es el Sistema Hidrológico Europeo (SHE), desarrollado por el Instituto de Hidrología Británico, el Instituto de Hidrología de Dinamarca (DHI) y la empresa francesa SOGREAH (Abbot et al., 1986a). Otro ejemplo de este tipo de modelos es el modelo RIBS (Real-time Interactive Basin Simulator; Garrote and Bras, 1995a, 1995b)

Finalmente, se van a evaluar dos de las clasificaciones más importantes a la hora de seleccionar un modelo:

- **Modelos deterministas o probabilísticos.** Los primeros, los modelos deterministas, se basan en establecer relaciones causa-efecto entre los valores de los parámetros elegidos y los resultados obtenidos. Por otro lado, los modelos probabilísticos se formulan siguiendo las leyes del azar o probabilidad. Estos pueden ser de dos tipos: estadísticos y estocásticos. Los modelos estadísticos tratan con ejemplos observados mientras que los estocásticos tratan con ejemplos al azar asociados a alguno de los procesos estudiados. La clasificación de modelos como deterministas o probabilísticos es difícil ya que esta se puede hacer en tres lugares del proceso de simulación diferentes. La clasificación clásica es la de definir un modelo como determinista o probabilístico según la forma que tenga de calcular las variables de salida, es decir, según su estructura interna. En este sentido los modelos hidrológicos son esencialmente deterministas, ya que establecen relaciones causa efecto directas. Por otro lado, los modelos probabilísticos utilizarían unas relaciones u otras de conversión de variables de entrada en variables de salida según las circunstancias en las que se calcule esta conversión.
- **Modelos evento o continuos.** Los modelos hidrológicos pueden simular eventos aislados o realizar una simulación continua en el tiempo. Los primeros se centran en evaluar un evento individual como una avenida. Normalmente su principal función es la de evaluar la escorrentía superficial, por lo que sus aplicaciones usuales suelen ser estudios de inundación. Por otro lado, los modelos de procesos continuos tienen en cuenta todos los componentes que influyen en la escorrentía. Estos modelos se centran en la evapotranspiración y en otras abstracciones

hidrológicas de largo plazo responsables del valor de la humedad del suelo y en general del balance hídrico a lo largo de la cuenca. Los modelos de eventos aislados suelen tener pasos de tiempo pequeños desde segundos hasta horas, mientras que los modelos de procesos continuos suelen tener pasos de tiempo desde horas hasta días. Por ello el objetivo de estos últimos modelos puede ser el de calcular el volumen descargado a largo plazo por una cuenca, o la diferencia entre balances hídricos de toda la cuenca entre diferentes periodos de tiempo.

3. METODOLOGÍA

En este capítulo se va a presentar la estructura de la investigación seguida en esta tesis doctoral y ciertas partes de metodología común utilizada en todos los estudios desarrollados. Aunque la tesis se pueda dividir de forma precisa en tres investigaciones independientes, todas ellas están relacionadas, bien a partir de sus resultados o bien porque todas ellas utilizan unos componentes comunes, como los datos de partida utilizados o las técnicas estadísticas empleadas. De esta forma se pretende evitar reiteraciones en cada uno de los capítulos donde se exponen los estudios realizados, sin perjuicio de que en cada uno de ellos haya un apartado donde se haga una pequeña referencia a lo aquí mostrado.

En primer lugar, en el Capítulo 3.1, se expone la estructura general de esta tesis, es decir, como se relacionan todas las investigaciones desarrolladas en ella y el orden de trabajo seguido. En el Capítulo 3.2 se muestran los casos de estudio, o áreas de estudio, empleadas en los trabajos de forma conjunta, ya que todos ellos están situados en torno a la península ibérica. De esta forma, el lector puede entender mejor cómo están relacionados los distintos estudios seguidos en esta tesis.

A continuación, se describen los datos observados que son comunes en todas las investigaciones en el Capítulo 3.3. En el Capítulo 3.4, se muestran las proyecciones climáticas que se utilizan a lo largo del estudio. Las proyecciones climáticas proceden de dos fuentes de información: AEMET, expuesta en el Capítulo 3.4.1, y CORDEX, expuesta en el Capítulo 3.4.2.

Además, aunque utilizado únicamente en el Capítulo 6, también se ha incluido en este capítulo una exposición completa del modelo hidrológico HBV, incluyendo la revisión histórica del modelo, sus parámetros o las rutinas y estructuras que utiliza, en el Capítulo 3.5. De esta forma, como se ha comentado ya, se descarga del citado capítulo todo este punto que sin duda ralentizaría la comprensión del estudio realizado.

Finalmente, en el Capítulo 3.6, se ha incluido una parte de estadística básica utilizada a lo largo de esta tesis, ya que en muchas ocasiones, se emplean técnicas o metodologías que no resultan fáciles de explicar sin un contexto apropiado.

3.1. Estructura la tesis

La estructura seguida en esta tesis consta de tres bloques principales (Figura 49). En primer lugar, se realiza la comparación de las simulaciones de los modelos climáticos regionalizados a la zona de España, procedentes de dos fuentes de información, AEMET y CORDEX, con los datos observados disponibles. En segundo lugar, se cuantifican los posibles cambios a escala nacional en las precipitaciones extremas en el futuro en base a las proyecciones de los modelos climáticos. En tercer lugar, se procede a la cuantificación de los posibles cambios en las inundaciones en el futuro mediante la simulación hidrológica a futuro en una cuenca en base a las proyecciones de los modelos climáticos. El nexo de unión de los tres estudios son los datos de entrada, las proyecciones climáticas proporcionadas por los modelos climáticos a futuro y el objetivo de evaluar el impacto del cambio climático sobre los eventos extremos de precipitación y avenidas. Además, los resultados de cada uno de los estudios han proporcionado las pautas a seguir en los siguientes pasos.

Figura 49 – Estructura general de la tesis, considerando los tres estudios principales desarrollados y la interacción entre ellos.

De esta forma, se pretenden cumplir con los objetivos iniciales marcados en la tesis mediante la evaluación de forma integral de todos los eventos hidrológicos extremos marcados que pueden darse en España en el futuro como consecuencia del cambio climático, y que permiten a su vez evaluar o incluir factores correctores en el diseño de

infraestructuras hidráulicas. Además, se aportan metodologías adecuadas para poder replicar el estudio de eventos extremos de forma local.

3.2. Caso de estudio

El área de estudio seleccionada para realizar esta investigación es común en la mayor parte de esta tesis, el territorio nacional. Únicamente, en el Capítulo 6 el caso de estudio es una pequeña cuenca situada dentro del área de estudio utilizada en los capítulos previos. El área de estudio común incluye la totalidad de la península ibérica, tanto la parte de España como la de Portugal, las Islas Baleares, las Islas Canarias así como los territorios españoles del norte de África, las ciudades autónomas de Ceuta y Melilla (Figura 50).

Si bien el área de estudio es la citada, a lo largo de la investigación se han empleado subdivisiones de la misma, es decir, no se ha empleado el área de estudio en su totalidad. Esto se debe a que no todas las fuentes de información utilizadas tienen datos con la misma cobertura espacial. Por ejemplo, como se verá más adelante, los datos del proyecto CORDEX utilizados en esta tesis no tienen información en las Islas Canarias ni en los territorios españoles en África, por lo que en esta parte del estudio se utilizará únicamente como área de estudio la península ibérica y las Islas Baleares.

Figura 50 – Delimitación de las áreas de estudio utilizadas en la tesis doctoral (Fuente mapa de fondo: IGN, 2017).

Por ello, se ha decidido realizar una introducción al área de estudio en su conjunto en este capítulo, dejando las características propias de cada área de estudio particular, si es necesaria, a sus respectivos subcapítulos más adelante. En la Figura 50 se muestra la delimitación de las diferentes áreas de estudio según el capítulo de esta tesis.

El clima del área de estudio está marcado por la gran variabilidad tanto espacial como estacional. Se puede dividir en dos zonas con características muy diferentes debido a su separación espacial. Por un lado, la península ibérica está situada en un lugar de transición climática, por su situación entre dos grandes masas marinas (Atlántico y Mediterráneo) y dos continentales (Europa y África), por lo que diferentes regímenes de precipitación coexisten en un área relativamente pequeña (Fernández-Mills, 1995; Goodess y Jones, 2002; Serra et al., 1999). Por otro lado, las Islas Canarias tienen un clima muy específico, marcado por su latitud tropical, su orografía y su localización en medio del océano Atlántico. La orografía tan abrupta en toda el área de estudio permite explicar la mayor parte de la variabilidad espacial (Egido et al., 1991; Esteban-Parra et al., 1998; Fernández-Montes et al., 2014; Muñoz-Díaz y Rodrigo, 2004; Ninyerola et al., 2000). Además, la precipitación tiene una marcada estacionalidad, por lo que la precipitación generada a lo largo del año está generada por procesos físicos totalmente diferentes (Berguería et al., 2009; Llasat y Puigcerver, 1997). Es más, en regiones extensas de la Península es normal que una gran parte del porcentaje total de la precipitación se concentre en unos pocos días de lluvia (Martín-Vide, 2004). De hecho, Rodrigo y Trillo (2007) concluyeron que la mayor parte de la precipitación total en varias estaciones a lo largo de toda la península ibérica ocurre en eventos extremos (por encima del percentil 90 o 95 de la distribución de la precipitación).

Respecto a la península ibérica e Islas Baleares, se pueden encontrar desde climas secos o casi desérticos (en el sureste de la Península) hasta climas polares (en pequeñas áreas de alta montaña en los Pirineos Centrales) siguiendo la clasificación Köppen-Geiger (AEMET, 2011), el cual delimita los distintos climas en función de la temperatura y la precipitación (Essenwanger, 2001). Sin embargo, el tipo de clima más abundante es el clima templado con verano seco, que se da en aproximadamente el 40% del territorio. La clasificación climática espacial de la península ibérica así como de las Islas Baleares se puede encontrar en la Figura 51.

Figura 51 – Clasificación climática de Köppen-Geiger de la península ibérica y las Islas Baleares (AEMET, 2011) y de las Islas Canarias, Madeira y Azores (AEMET, 2012).

Existe un marcado gradiente latitudinal norte-sur, es decir, el norte es por lo general más frío y lluvioso que el sur. Así, en el norte de la Península se encuentra principalmente un clima templado y húmedo, muy condicionado por la influencia atlántica, con veranos no tan cálidos e inviernos más bien fríos, especialmente en las zonas de montaña (Figura 51). Las precipitaciones provienen principalmente de borrascas con origen atlántico, que quedan atrapadas por los sistemas montañosos del norte, dejando precipitaciones principalmente en los meses de otoño e invierno y diferenciando las laderas norte y sur de las cordilleras Cantábrica y Pirenaica (Figura 52).

En el sur y sureste de la Península, así como en las Islas Baleares, se da un clima mediterráneo, marcado por veranos secos e inviernos suaves llegando, como se ha comentado, a climas casi desérticos en el extremo más suroriental de la Península. Por su parte, en el centro y oeste de la Península, se da un clima mixto, de carácter continental, con una influencia más atlántica conforme se avanza hacia el oeste. Este clima mixto se caracteriza por veranos secos e inviernos fríos. Dentro de este clima se puede apreciar la influencia de la meseta Norte y el sistema Central, en las temperaturas más bajas que su entorno, como la meseta Sur o el valle del Ebro (Figura 52). En este área son característicos los anticiclones invernales, situación que origina inversiones térmicas, que son cambios en el normal decrecimiento de las temperaturas con el aumento de la altitud (MIMAM, 2000).

Figura 52 – Temperatura y precipitación media anual de la península ibérica y las Islas Baleares (AEMET, 2011).

Figura 53 – Temperatura (izquierda) y precipitación (derecha) media anual de las Islas Canarias, Madeira y Azores (AEMET, 2012).

Por otro lado, en las Islas Canarias, situadas en pleno océano Atlántico, el clima es seco (especialmente en las islas orientales), o templado (en las islas occidentales donde inciden las masas de aire atlánticas), siguiendo la misma clasificación utilizada para la Península (AEMET, 2012). La disposición espacial de los diferentes climas se puede observar en la Figura 51. Esta división climática se puede apreciar también en la Figura 54, donde se puede ver que en las islas occidentales la precipitación media es un poco superior que en las orientales. Se puede apreciar también la influencia del Teide, reteniendo las borrascas atlánticas y dejando más precipitación en su ladera norte que en la sur. La distribución de

la precipitación es monomodal de forma clara, con un máximo invernal en diciembre y un mínimo en verano (MIMAM, 2000).

En cuanto a la hidrografía, los diferentes sistemas montañosos paralelos entre sí, con una dirección este-oeste, son los que marcan la dirección de los principales ríos, como se puede apreciar en la Figura 54. El río Duero se sitúa sobre la meseta Norte, limitado por las cordilleras Cantábrica e Ibérica en el norte y este y por el sistema Central al sur. Los ríos Tago y Guadiana se sitúan justo debajo, separados de la zona más sur por Sierra Morena. Por otro lado, dos grandes valles exteriores, el del río Ebro y el del río Guadalquivir, siguen el contorno de la meseta. Además, debido a esa orografía tan compleja, se produce zonas donde su cauces nacen en cordilleras cercanas al mar, siguiendo la dirección de los meridianos, como es el caso de la zona norte de la cordillera Cantábrica, la cordillera Costera Catalana, el sur del sistema Bético o las zonas incomunicadas por los grandes ríos, que desembocan en el Atlántico en Portugal.

Figura 54 – Topografía, red hidrológica y delimitación de las cuencas hidrográficas más importantes de la Península (Lorenzo-Lacruz et al., 2012).

En cuanto a los cauces insulares de las Islas Baleares y las Islas Canarias, se caracterizan por su carácter intermitente y sus fuertes pendientes. En los primeros, la presencia de abundantes zonas kársticas hace que gran parte de las aguas se infiltre antes de llegar a los cursos bajos y aparezca posteriormente en la surgencias de manantiales. En Canarias, las

fuerzas pendientes de los barrancos y la histórica abundancia de captaciones subterráneas, conducen a la práctica ausencia de corrientes superficiales (MIMAM, 2000).

Como se ha indicado al inicio, el área de estudio de cada capítulo en particular presenta ligeras modificaciones de la aquí presentada. En el caso del Capítulo 4 se verán dos casos, en función de los datos utilizados. En el primero de ellos, para los datos AEMET, en el Capítulo 4.4 se utilizará únicamente como caso de estudio España, es decir, la parte española de la península ibérica, las Islas Baleares y las Islas Canarias, así como los territorios del norte de África. En el segundo caso de ellos, para los datos CORDEX, en el Capítulo 4.5 se empleará únicamente la península ibérica (tanto la parte española como la parte portuguesa) y las Islas Baleares. En el Capítulo 5, al utilizar de nuevo los datos CORDEX, se utilizará la península ibérica y las Islas Baleares, pero no las Islas Canarias. Finalmente, en el Capítulo 6, el área de estudio consistirá en una pequeña cuenca en el norte de la Península, la cuenca del río Arga (Figura 55). Una descripción más detallada de esta cuenca y sus características será ofrecida en el Capítulo 6.2.

Figura 55 – Situación de la cuenca del río Arga, red hidrológica principal y localidades más importantes (Castiella et al., 2007).

3.3. Datos observados

Los datos de partida que se utilizan a lo largo de esta tesis pueden dividirse en dos grupos: datos pluviométricos de todo el territorio español, y datos hidroclimáticos en el entorno de la cuenca del río Arga. Los datos climáticos (precipitación y temperatura) de ambos tipos han sido suministrados por la AEMET.

Respecto a los datos de todo el territorio español, los datos utilizados incluyen las estaciones que se habían utilizado en la regionalización estadística de las proyecciones climáticas (Francés et al., 2017). La regionalización realizada y las variables estudiadas se explicarán más adelante en el Capítulo 3.4.1. Se han considerado los datos registrados en 2321 estaciones pluviométricas, con registros acumulados diarios de 7 de la mañana a 7 de la mañana del día siguiente, cubriendo toda la geografía española, incluyendo los territorios insulares y las ciudades autónomas de Ceuta y Melilla (Figura 56). La extensión temporal de los datos utilizados cubre de toda la serie histórica de cada una de las estaciones, y no solamente el periodo control de la regionalización realizada por AEMET.

Figura 56 – Localización de las 2321 estaciones pluviométricas utilizadas en la tesis (CEDEX, 2017).

Estos puntos de observación han sido seleccionados después de haber sido sometidas sus series temporales, en el periodo de interés, a un control de calidad riguroso (Brunet et al., 2009), procurando además que la cobertura espacial fuera la más adecuada a la disponibilidad de datos (Francés et al., 2017). La distribución de estas estaciones según las

Demarcaciones Hidrográficas oficiales se puede encontrar en la Tabla 9, con una densidad media para España de al menos una estación cada 218 km², siendo la demarcación hidrográfica de Galicia Costa la que presenta una menor cobertura. Esta base de datos es también la utilizada en CEDEX (2017), así como en otros estudios más locales (Montalvo y Francés, 2017; Lastrada et al., 2020).

Tabla 9. Distribución y densidad por demarcación hidrográfica de las estaciones pluviométricas usadas (Fuente: CEDEX, 2017).

DH	Extensión (km ²)	Nº Est.	Densidad (Km ² /Est)
<i>España</i>	506159	2321	218.08
<i>Miño-Sil</i>	17616	54	326.22
<i>Galicia Costa</i>	13072	8	1634.00
<i>Cantábrico Oriental</i>	5796	21	276.00
<i>Cantábrico Occidental</i>	17421	52	335.02
<i>Duero</i>	78889	429	183.89
<i>Tajo</i>	55781	176	316.94
<i>Guadiana</i>	55512	247	224.74
<i>Guadalquivir, Ceuta y Melilla</i>	57218	138	414.62
<i>Tinto, Odiel y Piedras</i>	4755	32	148.59
<i>Júcar</i>	42725	214	199.65
<i>Ebro</i>	85556	338	253.12
<i>Cuencas Mediterráneas Andaluzas</i>	17941	140	128.15
<i>Guadalete y Barbate</i>	5954	11	541.27
<i>Segura</i>	19022	130	146.32
<i>Distrito de Cuenca Fluvial de Cataluña</i>	16493	100	164.93
<i>Islas Baleares</i>	5019	119	42.18
<i>Islas Canarias</i>	4987	112	44.53
- <i>El Hierro</i>	269	6	44.83
- <i>La Gomera</i>	370	5	74.00
- <i>La Palma</i>	704	13	54.15
- <i>Tenerife</i>	2034	28	72.64
- <i>Lanzarote</i>	843	6	140.50
- <i>Fuerteventura</i>	1651	2	825.50
- <i>Gran Canaria</i>	1554	52	29.88

Por su parte, los datos hidroclimáticos del entorno de la cuenca del río Arga proceden de dos fuentes de información. Los datos climáticos fueron suministrados por la AEMET, mientras que los datos hidrológicos fueron suministrados por el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX. En este caso, se localizaron todas aquellas estaciones que

podiesen influir directa o indirectamente en la cuenca, por lo que se buscaron estaciones no solo dentro de la propia cuenca, sino en un rango amplio desde los límites de la misma.

Tabla 10. Código y extensión temporal de registro de las estaciones seleccionadas para realizar el estudio sobre la cuenca del río Arga (Garijo y Mediero, 2018).

Station	Data	Date ranges
1006 ^a	Precipitation	1961–1980, 1984–2000
9258 ^a	Precipitation	1966–1967, 1975–1980, 1982–2000
9262 ^a	Precipitation	1961–1976, 1983–2000
9279 ^a	Precipitation	1965–2000
9269	Precipitation	1961–2000
9276	Precipitation	1972–1975, 1981–1982, 1985–1989, 1990–2000
9281	Precipitation	1982, 1984–2000
9182I ^a	Temperature	1961–2000
9228U ^a	Temperature	1961–2001
9262 ^a	Temperature	1961–2000
9266I ^a	Temperature	1961–2002
9004	Streamflow	1961–2000
9067	Streamflow	1961–2000
9068	Streamflow	1961–1984
9069	Streamflow	1961–1983, 1993–2000

^a Stations with data in climate change scenarios

Considerando aquellas estaciones con información útil y tratando de tener una densidad de estaciones aceptable, se seleccionaron un total de siete estaciones pluviométricas, con datos diarios de precipitación acumulada de 7 de la mañana a 7 de la mañana del día siguiente, y cuatro estaciones climáticas que ofrecían datos de temperatura. La extensión temporal de registro en estas estaciones se puede observar en la Tabla 10. La localización de estas estaciones se puede observar en la Figura 57. Hay que destacar que, dado que en esta parte del estudio también se utilizaron los datos de cambio climático regionalizados por AEMET (Capítulo 3.4.1), la elección de las estaciones también consideró las estaciones previamente citadas, dando como resultado que cuatro estaciones pluviométricas y cuatro climáticas de temperatura, también tienen las proyecciones a futuro de precipitación y temperatura respectivamente regionalizadas por AEMET.

En cuanto a los datos hidrológicos, se seleccionaron cuatro estaciones de aforo situadas a lo largo de la cuenca, tratando de coincidir con la desembocadura de las cuencas internas dentro de la cuenca del río Arga. Tres de ellas están situadas en el cauce principal y una de ellas en la desembocadura de uno de los principales afluentes (el río Araquil), con datos de caudal diario (Tabla 10 y Figura 57).

Figura 57 – Localización y principales características de la cuenca del río Arga, además de las estaciones pluviométricas, climáticas y de aforo situadas a lo largo de la cuenca (Garijo y Mediero, 2018).

3.4. Datos de cambio climático

Debido al gran número de proyecciones climáticas disponibles actualmente, es imprescindible efectuar una selección de las proyecciones o modelos climáticos que se van a emplear, o en su defecto utilizar un conjunto lo suficientemente amplio para poder descartar alguna de ellas, ya que estas proyecciones climáticas futuras son las que van a determinar los resultados obtenidos en el estudio, tanto en variables climáticas como en variables hidrológicas.

En este estudio se han considerado las proyecciones climáticas en base al cambio climático procedentes de dos fuentes diferentes de datos, tratando de escoger el número máximo de proyecciones climáticas en cada una de ellos. De esta forma, siguiendo la recomendación de diversos autores de utilizar un ‘ensemble’ o conjunto amplio de proyecciones, se obtiene una visión completa del posible cambio y de esta forma estudiar también las incertidumbres asociadas a los modelos climáticos.

En primer lugar, se han recogido las proyecciones climáticas proporcionadas por la AEMET, las cuales están disponibles en su página web, y que se basan en dos métodos de regionalización estadística. Las proyecciones climáticas se suministrarán puntualmente en un conjunto de estaciones meteorológicas o pluviométricas a lo largo de toda España. En segundo lugar, se han considerado las proyecciones de cambio climático proporcionadas por el proyecto CORDEX, en su dominio europeo, en base a una regionalización dinámica mediante combinaciones entre MCG y MCR de todo el mundo.

La selección de las proyecciones a utilizar se ha basado en las recomendaciones y criterios marcados por la AEMET, la OECC y el CEDEX en sus estudios e informes:

- Horizontes o periodos temporales futuros: 2011–2040; 2041–2070; 2071–2100. De esta forma se consideran periodos de 30 años necesarios para dar un peso a los posibles ajustes estadísticos realizados, considerando todo el siglo XXI, hasta donde simulan los modelos climáticos.
- Escenarios de emisiones: RCP 4.5 y RCP 8.5. Esta sugerencia se basa en abarcar el espectro más razonable y se fundamenta en la evolución reciente de las emisiones de GEI y en la mayor disponibilidad de información.

Además de estas condiciones, se añade la disponibilidad de proyecciones climáticas de temperatura, ya que son necesarias para las simulaciones hidrológicas, con el objetivo de evaluar aspectos como la evapotranspiración o el posible derretimiento de la nieve.

En base a estas consideraciones iniciales, las proyecciones utilizadas son las que cumplían estos requisitos y que estaban disponibles al comienzo de esta tesis, en febrero de 2017. A continuación se especifican las características de cada una de estas fuentes de información y de las proyecciones utilizadas dentro de cada una de ellas.

3.4.1. Proyecciones climáticas AEMET

Las proyecciones climáticas suministradas por la AEMET, están disponibles de forma gratuita en su página web (http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/cambio_climat) ofreciendo las proyecciones regionalizadas mediante dos métodos de regionalización estadística, para un total de 24 MCG (Tabla 11). Se han seleccionado solamente aquellos modelos que disponían de datos diarios de las variables de interés (precipitación y temperatura), procedentes del proyecto CMIP5.

Tabla 11. Modelos climáticos utilizados en la generación de las proyecciones climáticas regionalizadas por métodos estadísticos producidos por AEMET (Francés et al., 2017).

Modelo	Institución	Referencias
ACCESS1.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Org. (CSIRO) y Bureau of Meteorology (BoM), Australia	Bi et al. (2013)
ACCESS1.3	CSIRO BoM, Australia	Bi et al. (2013)
Bcc-csm1.1	Beijing Climate Center, China	Wu et al. (2013), Xiao-Ge et al. (2013)
Bcc-csm1.m	Beijing Climate Center, China	Wu et al. (2013)
BNU-ESM	College of Global Change and Earth System Science (GCESS) Beijing Normal University, China	Ji et al. (2014)
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma), Canadá	Arora et al. (2011)
CMCC-CESM	Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici (CMCC), Italia	Hurrell et al. (2013)
CMCC-CM	CMCC, Italia	Scoccimarro et al. (2011)
CMCC-CMS	CMCC, Italia	Weare et al. (2012)
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Météorologiques/Centre Européen de Recherche et Formation Avancée en Calcul Scientifique (CNRM-CERFACS), Francia	Voldoire et al. (2013)
CSIRO-Mk3.6.0	CSIRO in collaboration with Queensland Climate Change Centre of Excellence (QCCCE), Australia	Gordon et al. (2002)
GFDL-ESM2G	NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA	Donner et al. (2011)
GFDL-ESM2M	NOAA/GFDL, USA	Donner et al. (2011)
HadGEM2-CC	Met Office, R. Unido	Martin et al. (2011)
Inm-cm4	Institute of Numerical Mathematics, Rusia	Volodin et al. (2010)
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), Francia	Dufresne et al. (2013)
IPSL-CM5A-MR	IPSL, Francia	Dufresne et al. (2013)
IPSL-CM5B-LR	IPSL, Francia	Dufresne et al. (2013)
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute (AORI) National Institute for Environmental Studies (NIES) JAMSTEC, Japón	Watanabe et al. (2011)
MIROC-ESM	AORI NIES JAMSTEC, Japón	Watanabe et al. (2011)
MIROC-ESM-CHEM	AORI NIES JAMSTEC, Japón	Watanabe et al. (2011)
MPI-ESM-LR	Max-Planck-Institut (MPI) for Meteorology, Alemania	Giorgetta et al. (2013)
MPI-ESM-MR	Max-Planck-Institut (MPI) for Meteorology, Alemania	Giorgetta et al. (2013)
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute, Japón	Yukimoto et al. (2012)

Estos modelos han realizado sus experimentos con los nuevos escenarios de cambio climático definidos en el AR5. En concreto han utilizado los escenarios de emisiones RCP 4.5, RCP 6.0 y RCP 8.5, de los que únicamente se utilizarán el primero y el último en esta tesis. Las variables climáticas que suministra son: precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima, sobre 2321 estaciones en el caso de la precipitación y sobre 374 en el caso de la temperatura (Figura 58). En esta tesis, estas dos últimas variables se han utilizado para obtener la temperatura media, como la media entre ambas.

AEMET ofrece la información para dos periodos temporales: el periodo de control (1961 – 2000), y el periodo futuro (2006 – 2100). AEMET también ofrece, de los experimentos previos, las proyecciones climáticas del proyecto ENSEMBLES y de algunos modelos climáticos en base a los escenarios de emisiones del AR4, pero no han sido utilizados en esta tesis. Por último, AEMET también ofrece los datos observacionales de las estaciones que se han utilizado para la regionalización de las variables climáticas así como mapas

interpolados de dichas variables. Sin embargo, como se ha comentado en el anterior capítulo, no se han utilizado estos datos sino los datos originales de las estaciones utilizadas. Toda esta información es ofrecida en formato de texto plano.

Figura 58 – Distribución espacial de las estaciones climáticas utilizadas para la regionalización de las proyecciones climáticas AEMET: a) la temperatura (374) y b) la precipitación (2321) (Francés et al., 2017).

Antes de realizar la selección de las proyecciones climáticas procedentes de la regionalización de AEMET que se utilizan en la tesis, conviene profundizar en los métodos de regionalización utilizados: el método de Análogos y el método SDSM, siendo el primero un esquema tipo de clima y el segundo un modelo de regresión.

3.4.1.1. Método de análogos

El método de regionalización estadística de análogos es un método que se basa en la búsqueda en el registro histórico de aquellas situaciones sinópticas similares o análogas a la de un determinado periodo. Es decir, considerando las proyecciones climáticas, el método busca en los registros pasados una situación atmosférica igual o parecida a la del periodo simulado a futuro. Una vez encontrada esa situación similar, se pueden escalar esos valores a gran escala obtenidos de los modelos climáticos, en valores a pequeña escala. Por lo tanto, la habilidad de este método radica en la capacidad de obtener esas situaciones similares y, para ello, es necesaria una base de datos de registros pasados bastante amplia que permita identificar todas las situaciones específicas (Thiemeßl et al., 2011).

Este método destaca por dos características muy importantes: i) evalúa los patrones climáticos, por lo que la estructura de covarianza espacial del clima a escala local se

mantiene, y ii) no hace ningún tipo de suposición sobre la forma de la distribución de probabilidad de las variables regionalizadas, facilitando la construcción de escenarios para variables no distribuidas normalmente. Por ello, este método es el ideal para regionalizar la precipitación ya que su estructura temporal y espacial se mantiene intacta.

Los pasos seguidos por AEMET (Francés et al., 2017) en el proceso de regionalización son:

- Obtención de una clasificación sinóptica que abarque diferentes situaciones atmosféricas.
- Selección de los predictores, que son las variables mejor simuladas por los modelos climáticos a una baja resolución, para cada variable que se quiera regionalizar.
- Agrupación de las situaciones similares entre la proyección a futuro y la clasificación sinóptica realizada.

Para considerar una clasificación sinóptica como similar a una proyección del futuro se utiliza la distancia euclídea con el cuadrado de los campos estudiados (Morata-Gasca, 2014).

Los predictores seleccionados para regionalizar la precipitación han sido: la presión a nivel del mar, la vorticidad (a nivel del mar y a 500 hPa), el gradiente vertical de temperatura entre los niveles de 850 y 500 hPa, las componentes zonal y meridiana del viento a 500 hPa, las componentes del viento geostrófico (a nivel del mar y a 500 hPa) y la tendencia de presión a nivel del mar. Además de estas variables, a la hora de la asociación entre estados pasados y futuros, se tendrá en cuenta la zona de estudio, es decir la clasificación sinóptica se realizará no solo temporal sino espacialmente. El objetivo de esta última condición es la de disminuir el error del predictando (o variable regionalizada), en este caso la precipitación diaria, dados los factores difícilmente controlables que influyen en la generación de dicha variable. Una vez encontrada la relación entre la clasificación sinóptica y el estado proyectado del clima, se utilizará la media ponderada de los valores de precipitación pasados para obtener la estimación de la variable regionalizada.

Respecto a la temperatura, los predictores seleccionados para la regionalización han sido: la temperatura a 2 metros, las temperaturas a diferentes niveles de presión (850, 700 y 500 hPa), las componentes zonal y meridiana del viento a nivel del mar, la presión a nivel del mar, la temperatura a 2 metros del suelo, la humedad específica a 700 hPa y la función del día del año, que representa la insolación teórica del día problema. La estimación de la

variable regionalizada, la temperatura, se realizará mediante una ecuación de regresión entre el conjunto de situaciones sinópticas y la proyección futura.

Para más información sobre este método se puede consultar los informes de AEMET que han desarrollado a lo largo del tiempo este método (AEMET, 2006; Brunet et al., 2009), o más concretamente el informe del último proceso de regionalización realizado (Francés et al., 2017).

3.4.1.2. Método SDSM

El método de regionalización estadística SDSM, es un método englobado dentro de los métodos o modelos de regresión, que permite la regionalización espacial a través de las relaciones entre predictando y predictor utilizando una función de transferencia, siendo en este caso una serie de regresiones lineales múltiples (Morata-Gasca, 2014).

Este método tiene una ventaja fundamental, que comparte con la mayoría de métodos de su grupo, y es que no necesita unos requerimientos de computación muy grandes. Además, este método en particular, está indicado para zonas heterogéneas o con orografía compleja, ya que este método trata de establecer una relación dinámica entre predictor y predictando, por lo que puede adecuarse mejor a este tipo de zonas. Sin embargo, las principales desventajas de este método son que necesita de un registro pasado suficientemente largo, lo cual no siempre es sencillo, y que el modelo de regresión creado tiene implícitas una serie de condiciones o suposiciones, que no siempre se cumplen en las proyecciones futuras. Además, y en relación con la segunda desventaja citada, hay que ser cuidadoso con la extrapolación del modelo de regresión fuera del rango de valores con los que se ha realizado la calibración, ya que aumentaría considerablemente la incertidumbre de los valores estimados.

El método consta de los siguientes pasos:

- Selección de los predictores a utilizar en el modelo de regresión.
- Obtención y validación del modelo de regresión.
- Regionalización de las variables climáticas deseadas.

En cada punto estudiado, donde se quiere obtener el valor regionalizado, se seleccionan los predictores concretos, por lo que el modelo de regresión varía de un punto a otro, no

solo en sus parámetros sino también en el número de predictores, ajustándose de esta forma a las características locales, a pesar de que ello suponga una pérdida de coherencia espacial.

El método de regresión lineal múltiple utilizado por AEMET para obtener las proyecciones de la precipitación es un modelo condicional que relaciona predictores y predictandos mediante la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno y obtiene los parámetros de regresión por el método de mínimos cuadrados. Los predictores que se utilizan son: la temperatura, la humedad específica y las componentes zonal y meridiana del viento a los niveles de presión: 850, 700 y 500 hPa; las componentes zonal y meridiana del viento a 10 m, la presión a nivel del mar y las temperaturas máxima y mínima a 2 metros.

Por su parte, la temperatura utiliza un modelo no condicional que supone de la existencia de una relación directa entre los dos parámetros, el predictando y los predictores, obteniendo los parámetros también por mínimos cuadrados.

Para más información, al igual que en el anterior método, se puede consultar los informes de AEMET que han desarrollado a lo largo del tiempo este método (AEMET, 2006; Brunet et al., 2009), o más concretamente el informe del último proceso de regionalización realizado (Francés et al., 2017).

3.4.1.3. Proyecciones escogidas

Como se ha indicado al comienzo de este capítulo, AEMET, ha empleado los resultados de un total de 24 modelos climáticos y tres escenarios de emisiones definidos por el AR5. Sin embargo, no todas las técnicas y escenarios han sido aplicados sobre todos los modelos. En la Tabla 12 se muestran las combinaciones de escenarios (considerando únicamente los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5, dado que son los utilizados en la tesis), modelos climáticos, variables regionalizadas y métodos de regionalización que ha desarrollado AEMET.

De entre todos los modelos climáticos disponibles, se han seleccionado aquellos que cumpliesen con las condiciones antes mencionadas: que tengan información para los dos escenarios de emisiones considerados (RCP 4.5 y RCP 8.5), que tuviesen proyecciones a lo largo del siglo XXI y no solo por ejemplo en el periodo control y que tuviesen información para las variables de precipitación y temperatura. Así, en la Tabla 12 se muestran observar igualmente los modelos climáticos escogidos para realizar los estudios desarrollados en esta tesis.

Tabla 12. Relación de proyecciones regionalizadas por método, escenario de emisiones, variable regionalizada y modelos climáticos producidas por AEMET para los escenarios RCP 4.5 y 8.5 (Garijo et al., 2018).

Modelos	Método ANA							Método SDSM						
	Precipitación			Temperatura			Modelos Elegidos	Precipitación			Temperatura			Modelos Elegidos
	Control	4.5	8.5	Control	4.5	8.5		Control	4.5	8.5	Control	4.5	8.5	
<i>ACCES1-0</i>	x	x	x	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-
<i>ACCES1-3</i>	x	-	x	x	-	x	-	x	-	x	x	-	x	-
<i>BCC-CSM1-1</i>	x	x	x	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-
<i>BCC-CSM1-1-m</i>	x	x	x	x	x	-	-	x	x	x	x	x	x	x
<i>BNU-ESM</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>CMCC-CESM</i>	x	-	x	x	-	x	-	x	-	x	x	-	x	-
<i>CMCC-CM</i>	x	x	x	x	-	x	-	x	x	x	x	x	x	x
<i>CMCC-CMS</i>	x	x		x	x		-	x	-	x	x	-	x	-
<i>CNRM-CM5</i>	x	x	x	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-
<i>CanESM2</i>	-	-	-	-	-	-	-	x	x	x	x	x	x	x
<i>CSIRO-Mk3-6-0</i>	-	-	-	-	-	-	-	x	-	x	x	-	x	-
<i>GFDL-ESM2G</i>	x	x	x	-	-	-	-	x	x	x	x	x	x	x
<i>GFDL-ESM2M</i>	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>HadGEM2-CC</i>	x	-	x	x	-	x	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>INMCM4</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>IPSL-CM5A-LR</i>	x	x	x	-	-	-	-	x	x	x	x	x	x	x
<i>IPSL-CM5A-MR</i>	x	x	-	x	x		-	x	x	x	x	x	x	x
<i>IPSL-CM5B-LR</i>	x	x	-	-	-	-	-	x	x	x	x	x	x	x
<i>MIROC-ESM</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>MIROC-ESM-CHEM</i>	x	-	-	x	-	-	-	x	x	x	x	x	x	x
<i>MIROC5</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>MPI-ESM-LR</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>MPI-ESM-MR</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>MRI-CGCM3</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x

Cabe indicar que no todos los modelos, o más en detalle ambos métodos de regionalización, se van a utilizar en todos los estudios incluidos en la tesis, sino que dependiendo de la finalidad del estudio se han utilizado unos u otros, como se verá en el capítulo correspondiente dentro de cada estudio.

3.4.2. Proyecciones climáticas CORDEX

El proyecto CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment) es un experimento patrocinado por el Programa mundial de investigación climática (WCRP, por sus siglas en inglés), que trata de aunar las proyecciones climáticas procedentes de distintos MCR de todo el mundo. El proyecto proporciona un marco coordinado internacionalmente, para mejorar los escenarios climáticos regionales, incluyendo la armonización de las actividades de evaluación del modelo climático en los centros de modelado individuales y la generación de conjuntos de modelos múltiples de proyecciones climáticas regionales para las regiones terrestres de todo el mundo (Jacob et al., 2014).

Una de las condiciones de armonización de este proyecto es la simulación de los MCR en unas zonas concretas y definidas del planeta, los denominados dominios del proyecto. Un

dominio es una región del planeta, por ejemplo África, que define los límites internos del MCR, sin contar con la zona de transición donde se integran las salidas de los MCG. El experimento ha definido un total de 12 dominios: América del Sur, América Central, Norteamérica, Europa (EURO), África, Asia del Sur, Asia Oriental, Asia Central, Australasia, Antártida, Ártico, Mediterráneo (MED), Oriente Medio Norte de África (MENA) y Asia sudoriental (SEA). En la Figura 59, a modo de ejemplo, se puede observar el dominio Europa (EURO).

Figura 59 – Dominio Europa (EURO) del experimento CORDEX, delimitado mediante un cuadro amarillo (WCRP-CORDEX, 2015).

De entre todos los dominios, los que engloban Europa y en concreto España, de una manera completa o parcial son: Europa (EURO), Mediterráneo (MED) y África. Sin embargo, ninguno cumple a la perfección con la extensión espacial de los estudios realizados en la tesis, ya que tanto el dominio de Europa como el de Mediterráneo no abarcan las Islas Canarias, y por otro lado el dominio de África no recoge en su totalidad la

península ibérica. Por ello, como solución de compromiso, se escogió el dominio Europa, ya que es el que mejor encuadre tiene de la península ibérica, y puede representar de una forma más adecuada todos los tipos de clima, dado que en el dominio Mediterráneo, aunque abarque toda la Península, está situado en uno de los extremos del dominio, por lo que puede llegar a tener ciertos problemas de consistencia.

Así, la iniciativa EURO-CORDEX recoge las proyecciones climáticas para Europa de diferentes MCR utilizando las salidas del proyecto CMIP5. Considera dos resoluciones diferentes: 50 km de lado de celda (EUR-44) y 12.5 km de lado de celda (EUR-11) y todos los escenarios de emisiones definidos por el AR5. En esta tesis, se ha utilizado la resolución más fina o más detallada la de 12.5 km de lado de celda, así como los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5. El periodo de simulación de los modelos climáticos en el futuro abarca todo el siglo XXI: 2006–2100 y respecto al pasado, o periodo control, depende del modelo climático elegido, siendo las fechas más comunes: 1951–2005 o 1971–2005. En cuanto a las variables climáticas, dado que la información es generada por modelos climáticos, se dispone de casi todas las que se pueden utilizar en estudios de impacto, pudiendo elegir desde la temperatura, hasta la evaporación o el viento a una altura determinada. En el caso de los estudios aquí realizados se recoge la temperatura y la precipitación, aunque la temperatura únicamente se utilizará en la última parte de la tesis.

Al igual que ocurría con las proyecciones climáticas de AEMET, no todos los modelos climáticos simulan todos los escenarios de emisiones. Además, se ha condicionado la selección a que los modelos simulasen a un paso temporal diario y que tuviesen la resolución espacial más detallada. Así, en la fecha en la que se descargaron los datos utilizados en esta tesis, se obtuvieron un total de 14 proyecciones climáticas regionales, procedentes de diferentes combinaciones de MCG y MCR (Tabla 13). Las proyecciones utilizadas en la tesis se descargaron de forma gratuita desde uno de los nodos europeos del proyecto (<http://euro-cordex.net/060378/index.php.en>).

Además, no todas las proyecciones han sido utilizadas en todos los trabajos desarrollados en la tesis, ya que a pesar de tener la misma resolución espacial, no todas tienen la misma disposición espacial de malla. Los modelos climáticos regionales MPI-REM1 y MPI-REM2 muestran una disposición espacial diferente, lo cual no afectaba al último capítulo de la tesis en la que únicamente se empleaban una serie de puntos muy concretos. Sin embargo, esta distinta disposición espacial suponía un esfuerzo doble si se intentaba integrar en el resto de estudios, por lo que se decidió no utilizarlos.

Tabla 13. Combinaciones de MCG y MCR utilizados en la tesis, incluyendo su acrónimo y los capítulos de la tesis donde se han utilizado (Garijo et al., 2018).

Acrónimo	MCG	MCR	Capítulos
ICH-CCL	ICHEC-EC-EARTH	CCLM4-8-17	4, 5, 6
MPI-CCL	MPI-ESM-LR	CCLM4-8-17	4, 5, 6
MOH-RAC	MOHC-HadGEM2-ES	RACMO22E	4, 5, 6
CNR-CCL	CNRM-CM5	CCLM4-8-17	4, 5, 6
ICH-RAC	ICHEC-EC-EARTH	RACMO22E	4, 5, 6
MOH-CCL	MOHC-HadGEM2-ES	CCLM4-8-17	4, 5, 6
MPI-REM1	MPI-ESM-LR	REMO2009	6
MPI-REM2	MPI-ESM-LR	REMO2009	6
IPS-WRF	IPSL-CM5A-MR	WRF331F	4, 5, 6
IPS-RCA	IPSL-CM5A-MR	RCA4	4, 5, 6
MOH-RCA	MOHC-HadGEM2-ES	RCA4	4, 5, 6
ICH-RCA	ICHEC-EC-EARTH	RCA4	4, 5, 6
CNR-RCA	CNRM-CM5	RCA4	4, 5, 6
MPI-RCA	MPI-ESM-LR	RCA4	4, 5, 6

Por último, habría que destacar que no todos los modelos climáticos ofrecen datos a lo largo de los periodos temporales indicados anteriormente. Debido a la conceptualización del modelo, algunos de ellos, como el MOHC-HadGEM2-ES dimensionan el mes con 30 días, otros no consideran los años bisiestos, además de no simular íntegramente todo el periodo temporal futuro citado. Por ello, se han escogido unas fechas comunes a todos, para poder adecuar y tratar todos ellos más fácilmente. Así, respecto al periodo control, se han escogido dos fechas de inicio: 1951 y 1971; siendo la fecha final igual en todos los modelos: 2005. Respecto al periodo futuro, la fecha de inicio es similar a todos ellos: 2006. Sin embargo, la fecha final se ha reducido de 2100 a 2095. También se ha empleado el calendario gregoriano, considerando los años bisiestos, ya que es la opción más común entre los modelos, completando la información faltante en aquellos modelos que no siguen este calendario realizando la media entre el valor anterior y posterior al día faltante.

3.5. Modelo hidrológico HBV

El modelo Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning, conocido por sus iniciales como modelo HBV, es un modelo hidrológico conceptual de simulación lluvia-escorrentía. Fue desarrollado por Stan Bergström a principio de los años 1970, promovido por el Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco (SMHI en sus siglas en inglés) para la modelización hidrológica en su territorio.

Aunque el modelo fue desarrollado para cuencas pequeñas, principalmente urbanas o montañosas (Bergström and Forsman, 1973), evolucionó hacia una resolución espacial semidistribuida ya que permite dividir la cuenca en varias subcuencas o zonas con diferente elevación y vegetación. El principal objetivo que se buscó desde el principio fue el de desarrollar un modelo tan simple como fuera posible. Para ello se han seguido los siguientes principios (Lindström et al., 1997):

- El modelo debe seguir una base científica sólida.
- Los datos requeridos deben estar disponibles incluso en las cuencas menos monitorizadas.
- La complejidad del modelo debe justificarse con la calidad del comportamiento.
- El modelo debe ser debidamente validado.
- El modelo debe ser comprensible para los usuarios.

El modelo se ha vuelto tan conocido en el mundo científico gracias a su sencillez, desarrollándose diferentes versiones en otros países (Noruega, Suiza, Finlandia, etc.) y convirtiéndose en una herramienta estandarizada para estudios de la región nórdica (Seibert, 2005). Además, como ya indicaba Bergström (1992), el modelo ha sido aplicado en más de 30 países con diferentes climas y regiones geográficas y en cuencas con un amplio rango de tamaño, desde menos de 1 hasta más de 40 000 km², consiguiendo buenos resultados en la mayoría de los estudios.

Respecto a su estructura, el modelo HBV se basa principalmente en tres componentes principales (Bergström, 1992):

- Subrutinas para la acumulación y deshielo de la nieve.
- Subrutinas para la humedad del suelo.
- Subrutinas de respuesta del suelo y encauzamiento en el río.

Las rutinas utilizan numerosos parámetros que permiten caracterizar su comportamiento. Los valores de estos parámetros deben ser calibrados. El uso de subcuencas abre la posibilidad de tener muchos parámetros para una misma cuenca. Sin embargo no es conveniente aumentar en exceso el número de parámetros ya que en general sus valores

no varían demasiado dentro de la misma cuenca, lo que llevaría a reducir la eficacia del modelo hidrológico.

Figura 60 – Estructura esquemática del modelo HBV (Seibert and Vis, 2012).

Como se verá en el siguiente punto, el modelo HBV ha evolucionado desde su primera versión en 1976 hasta la última en 1997. Sin embargo, en 1993 se desarrolló una versión “light” para su uso en cuestiones académicas y educativas (Seibert and Vis, 2012). El modelo HBV Light está basado en el modelo HBV-6 (Bergström, 1992) aunque con algunas modificaciones. El principal objetivo de este modelo consiste en ofrecer una herramienta simple y amigable para propósitos educativos (AghaKouchak, 2010 y 2012), sin embargo se ha convertido en la continuación del modelo HBV en el tiempo, utilizándose para estudios hidrológicos hasta la actualidad (Kara y Yucel, 2015; Teutschbein et al., 2015). En el desarrollo de esta tesis se va a utilizar la última versión del modelo HBV Light, el HVB-light-GUI versión 4.0.0.7 (Seibert and Vis, 2012).

3.5.1. Revisión histórica del modelo

El primer acercamiento al modelo HBV actual comenzó en 1972 cuando Stan Bergström publicó, en un informe preliminar, los resultados de las pruebas sobre un modelo digital de escorrentía (Bergström, 1972). Un año más tarde se publicaron los principios del desarrollo del modelo HBV-2. En este informe ya se prueba el modelo en más cuencas.

El modelo incluía aproximaciones a las leyes físicas que gobernaban los procesos de infiltración, percolación y formación de escorrentía. Utilizaba tres zonas para representar la acumulación de agua en el suelo: humedad del suelo y almacenamiento superior e inferior del subsuelo. El paso de tiempo que tenía este modelo era de un día.

El proceso de desarrollo del modelo continuó con otras simulaciones y con la inclusión de la rutina de almacenamiento y deshielo de la nieve en 1975 (Bergström, 1992). Finalmente en 1976, se hizo público el modelo completo siendo esta su primera versión. En los años siguientes se completó el modelo con la mejora de sus rutinas o la corrección de anomalías en la temperatura. Además se crearon nuevos productos como el PULSE, modelo basado en el HBV y utilizado para simulaciones hidroquímicas. Estas modificaciones finalizaron con la publicación del HBV-6 (Bergström, 1992). En este modelo se permiten construir zonas que incluyan diferentes elevaciones y diferentes usos del suelo (abierto, lago y bosque) así como la opción de incluir diferentes subcuencas. El paso de tiempo seguía siendo de un día de forma general, aunque se podía modificar si existían datos con mayor resolución.

El modelo inicial tenía fallos en la representación areal además de algunas inconsistencias como la falta de una rutina de interceptación o una corrección de la evapotranspiración con la altura (Lindström et al., 1997). Estas deficiencias se hicieron insostenibles al empezar a usarse el modelo para el diseño de aliviaderos en presas para sistemas hidroeléctricos. En 1993 se inició una revisión y mejora del modelo con el fin de actualizarlo para los nuevos retos, resultando el modelo de 1995 y finalmente el modelo HBV-96 (Lindström et al., 1997). Este modelo mejoraba algunos aspectos como: la resolución espacial, la resolución temporal, la interpolación temperatura-precipitación, la nieve, la evapotranspiración y las rutinas de interceptación y respuesta.

Como pudo verse en las cuencas estudiadas (Figura 61), el nuevo modelo mejoró la eficiencia de las simulaciones. Aunque algunos de los experimentos llevaron a resultados peores o neutros, la estructura final del modelo mejora al antiguo, sobre todo en los periodos de validación. En años posteriores se introducirán herramientas de ayuda en la calibración (como las simulaciones GAP) pero no se desarrollarán nuevas versiones del modelo. Sin embargo, a la vez que se empezaban a desarrollar los modelos de 1995 y 1997, en 1993 se comenzó a desarrollar un modelo simplificado, el modelo HBV Light. El modelo fue creado en la Universidad de Uppsala, usando el lenguaje de programación Visual Basic de Microsoft, por Jan Seibert (Seibert and Vis, 2012).

Como se ha comentado anteriormente, el modelo HBV Light se basa en el modelo HBV-6 (Bergström, 1992) aunque con algunos cambios. En vez de usar valores iniciales para la simulación, utiliza un periodo de calentamiento. Se elimina la necesidad de utilizar valores enteros en la variable MAXBAS. Se eliminaron también algunas funciones del modelo HBV-6 con la finalidad de hacer el modelo lo más simple posible y se implementó una corrección de la evapotranspiración potencial a largo plazo. Además el HBV Light incluyó dos opciones que no aparecían en el anterior modelo: la posibilidad de incluir observaciones del nivel de agua subterránea y la posibilidad de utilizar diferentes rutinas de respuesta (Seibert, 2005).

Figura 61 – Eficiencia del modelo, medida con el coeficiente de determinación (R^2), del HBV anterior y e HBV-96 (Lindström et al., 1997).

La primera vez que el modelo fue sacado al público fue con la versión 1.2 en 1997. Posteriormente en 2002 salió a la luz la versión 2 (Seibert, 2005). Finalmente en 2012, Seibert and Vis (2012) completaron la última versión disponible actualmente, esta vez en la Universidad de Zúrich. Con esta última versión del modelo, se pueden simular diferentes intervalos de tiempo y diferentes subcuencas. Además se ha añadido una rutina de simulación de glaciares.

3.5.2. Parámetros del modelo

Los parámetros utilizados por el modelo para calcular las rutinas se pueden dividir en dos tipos: los parámetros de las características de la cuenca y los parámetros de las características del terreno. A continuación se muestran dos tablas, correspondientes a cada uno de los tipos, incluyendo: el acrónimo de la variable, la unidad de medida que

utiliza, la rutina donde se utiliza, el valor por defecto del programa y un rango esperable para estos parámetros.

Tabla 14. Parámetros dependientes de las características de la cuenca en el modelo HBV.

Parámetros de cuenca						
Nombre	Acrónimo	Unidad	Rutina	Descripción	Rango	Valor
Percolación	PERC	mm/ Δt	Rutina de respuesta	Percolación subterránea	[0,inf)	1
Coeficiente Alfa	Alpha	-	Rutina de respuesta	Coeficiente de no linealidad en la transformación lluvia-escurrentía	[0,inf)	0
Infiltración subterránea	UZL	mm	Rutina de respuesta	Infiltración subterránea entre zonas	[0,inf)	20
Coeficiente de recesión 0	K0	1/ Δt	Rutina de respuesta	Coeficiente de recesión en la zona 1	[0,1)	0.2
Coeficiente de recesión 1	K1	1/ Δt	Rutina de respuesta	Coeficiente de recesión en la zona 2	[0,1)	0.1
Coeficiente de recesión 2	K2	1/ Δt	Rutina de respuesta	Coeficiente de recesión en la zona 3	[0,1)	0.05
Factor corrección de recarga	PART	-	Rutina de respuesta	Porción de la infiltración que percola directamente	[0,1]	0.5
Factor corrector retardo	DELAY	Δt	Rutina de respuesta	Tiempo de retardo en la percolación	[0,inf)	1
Duración de la tormenta	MAXBAS	Δt	Rutina de encauzamiento	Duración en la generación de lluvia	[1,100]	1
Factor corrector evaporación	Cet	1/ $^{\circ}\text{C}$	Parámetros de corrección	Factor corrector de la evapotranspiración potencial	[0,1]	0
Factor de altura en precipitación	PCALT	%/100m	Parámetros de corrección	Factor de cambio de la precipitación con la altura	(-inf,inf)	10
Factor de altura en temperatura	TCALT	$^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	Parámetros de corrección	Factor de cambio de la temperatura con la altura	(-inf,inf)	0.6
Elevación de la precipitación	Pelev	m	Parámetros de corrección	Elevación de la precipitación introducida	(-inf,inf)	0
Elevación de la temperatura	Telev	m	Parámetros de corrección	Elevación de la temperatura introducida	(-inf,inf)	0

Tabla 15. Parámetros dependientes de las características del terreno en el modelo HBV.

Parámetros de usos del suelo						
Nombre	Acrónimo	Unidad	Rutina	Descripción	Rango	Valor
Umbral de congelación	TT	°C	Rutina de nieve	Temperatura de congelación de la nieve	$(-\infty, \infty)$	0
Factor corrector de congelación	CFMAX	mm/Δt °C	Rutina de nieve	Factor corrector de congelación	$[0, \infty)$	3
Factor corrector nieve	SFCF	-	Rutina de nieve	Factor corrector sobre la caída de nieve	$[0, \infty)$	1
Factor corrector congelación	CFR	-	Rutina de nieve	Coeficiente de re-congelación	$[0, \infty)$	0.05
Capacidad de retención de agua	CWH	-	Rutina de nieve	Capacidad de almacenamiento de agua de la nieve	$[0, \infty)$	0.1
Factor corrector de glaciares	CFGlacier	-	Rutina de glaciares	Factor corrector para glaciares	$[0, \infty)$	1
Factor corrector de pendiente	CFSlope	-	Rutina de glaciares	Factor de corrección de la pendiente	$(0, \infty)$	1
Máxima humedad del suelo	FC	mm	Rutina de humedad del suelo	Máxima capacidad de almacenamiento de agua del terreno	$(0, \infty)$	200
Umbral de evaporación	LP	-	Rutina de humedad del suelo	Umbral por el cual la evapotranspiración real supera la potencial	$[0, 1]$	1
Coef. de contribución a la escorrentía	BETA	-	Rutina de humedad del suelo	Parámetro que determina la contribución directa de la precipitación o la nieve a la escorrentía	$(0, \infty)$	1

3.5.3. Rutinas integradas en el modelo

El modelo genera datos de escorrentía a partir de tres variables básicas: precipitación, temperatura y evapotranspiración potencial. La precipitación puede ser tanto en forma de lluvia como de nieve.

Con estos datos y siendo la precipitación la primera entrada, el modelo comienza a simular siguiendo el esquema de la Figura 62. Primero se calcula la rutina de nieve. En ella se separa la precipitación en lluvia o nieve según el umbral de congelación estimado. Aunque no aparezca en el esquema, después de la rutina de nieve se calcula la rutina de glaciación. En ella, parte de la nieve caída se convierte en hielo del glaciación. Posteriormente el agua llega al suelo, comenzando la rutina de humedad del suelo. Según los valores de los parámetros

que se han introducido en el modelo, habrá mayor o menor escorrentía (tanto superficial como subterránea). La rutina de respuesta corresponde al comportamiento de la precipitación que infiltra en el subsuelo, y que llega o no a los acuíferos más profundos. Esta rutina tiene varias estructuras que se verán en el siguiente punto. Finalmente, la rutina de encauzamiento, define cómo se comporta la escorrentía resultante basándose en un hidrograma unitario triangular.

Figura 62 – Esquema de rutinas del HBV light.

A parte de las rutinas, se utilizan algunos parámetros de corrección a los datos entrantes de forma automática. Este es el caso de los factores de corrección de la elevación tanto de precipitación como de temperatura. Además también se puede corregir la evapotranspiración potencial en función de los días y la temperatura.

3.5.3.1. Rutina de nieve

Las variables de entrada a esta rutina son la precipitación (P) y la temperatura (T). Los parámetros que utiliza son: TT, CFMAX, SFCF, CFR y CWH.

La rutina de nieve primero calcula si la precipitación caída en la cuenca lo hace en forma de lluvia o nieve, utilizando el parámetro TT (que suele adoptar un valor en torno a 0 °C). Además, se aplica el factor de corrección SFCF. Cuando esa temperatura sube por encima del umbral TT, comienza el derretimiento de la nieve. Para ello se utiliza la Ecuación [1].

$$Melt = CFMAX \cdot (T(t) - TT) \quad [1]$$

Cuando la nieve se derrite no pasa directamente a la siguiente rutina, sino que debe acumularse hasta superar el parámetro CWH, que representa la capacidad de retención de

agua en la nieve. En el caso de que en ese intervalo de tiempo la temperatura bajase por debajo del umbral TT, el agua se volvería a congelar siguiendo la Ecuación [2].

$$refreezing = CFR \cdot CFMAX(TT - T(t)) \quad [2]$$

Los cálculos de esta rutina se aplican de forma separada para cada subcuenca, elevación del terreno y zona de vegetación.

Existe también una rutina de glaciación, sin embargo, dado que la cuenca estudiada en esta tesis no tiene glaciares, no se va a explicar de forma detallada.

3.5.3.2. Rutina de humedad del suelo

Las variables de entrada a esta rutina son la evapotranspiración potencial (E_{pot}), la precipitación (P) y la nieve derretida (Melt). Los parámetros que utiliza son: FC, LP y BETA.

Una vez que la precipitación (lluvia y nieve derretida) llega al suelo, se produce la infiltración. La precipitación que no escurre directamente se añade mediante infiltración al suelo y, posteriormente, se produce la percolación al subsuelo como veremos en la siguiente rutina. La partición del agua que llega al suelo se hace mediante la Ecuación [3], y depende de la humedad del suelo y la máxima humedad que puede alcanzar. Además se calcula la evapotranspiración real (E_{act}) mediante la Ecuación [4].

$$\frac{Recharge}{P(t)} = \left(\frac{SM(t)}{FC} \right)^{BETA} \quad [3]$$

$$E_{act} = E_{pot} \cdot \min \left(\frac{SM(t)}{FC \cdot LP}, 1 \right) \quad [4]$$

3.5.3.3. Rutina de respuesta

Las variables de entrada a esta rutina son la Infiltración (Recharge) y la evapotranspiración potencial (E_{pot}). Los parámetros que utiliza son: PERC, Alpha, UZL, K0, K1 y K2. La rutina de respuesta se basa en la caracterización del terreno mediante pequeños embalses superpuestos uno encima de otro. En general se establecen 2 depósitos (uno llamado caja

superior y otro llamado caja inferior) aunque puede ampliarse a 3, además de haber diferentes versiones intermedias. Estas distinciones se verán en el siguiente capítulo.

Figura 63 – Embalse lineal simple en el que se basa la rutina de respuesta del modelo.

Poniendo como ejemplo una sola caja o embalse (Figura 63), vemos que la descarga el embalse se calcula mediante el método de embalse lineal, en función del agua almacenada (S) y un coeficiente de almacenamiento para cada caja (K_0 , K_1 o K_2). El agua almacenada depende de la entrada al embalse. En el primero se utiliza la precipitación, pero en los siguientes se utilizan los parámetros UZL y $PERC$, correspondientes a un umbral que delimita los embalses superiores y la percolación entre los embalses superiores e inferiores. La Ecuación [5] representa una formulación genérica del caudal de descarga del modelo (Q_{GW}). Esta ecuación variará en función de la estructura que tenga el subsuelo.

$$Q_{GW} = K_2 \cdot SLZ + K_1 \cdot SUZ + K_0 \cdot \max(SUZ - UZL, 0) \quad [5]$$

3.5.3.4. Rutina de encauzamiento

La variable de entrada a esta rutina es el caudal de descarga de la rutina anterior (Q_{GW}). El único parámetro que utiliza es $MAXBAS$. Una vez que se obtienen los caudales descargados de cada una de las cajas en la rutina anterior, para cada paso de tiempo se calcula la forma que tendría el hidrograma, utilizando un hidrograma unitario triangular (Figura 64), definido por el parámetro $MAXBAS$.

Esta conversión se realiza mediante la Ecuación [6], que tiene en cuenta el caudal descargado (Q_{GW}) y el parámetro $MAXBAS$.

$$Q_{sim}(t) = \sum_{i=1}^{MAXBAS} c(i) Q_{GW}(t - i + 1); \quad [6]$$

donde,

$$c(i) = \int_{i-1}^i \frac{2}{MAXBAS} - \left| u - \frac{MAXBAS}{2} \right| \cdot \frac{4}{MAXBAS^2} du \quad [7]$$

Figura 64 – Elaboración del hidrograma de respuesta. A la izquierda el hidrograma unitario triangular usado para la transformación. A la derecha la diferencia entre el caudal de salida antes y después de esta transformación.

3.5.4. Estructura del modelo

Dentro de la rutina de respuesta, el modelo ofrece distintas posibilidades para que la simulación se adecúe lo mejor posible a los datos reales. En la versión 4 del modelo HBV Light de la Universidad de Zúrich (Seibert and Vis, 2012), están disponibles 8 estructuras distintas, las cuales se muestran a continuación:

A) Modelo estándar

El modelo estándar es generalmente el modelo más usado debido a su sencillez. Tiene dos variantes: con o sin el parámetro UZL. La primera tiene como estructura la Figura 65a. Por otro lado la segunda se puede ver en la Figura 65b.

Figura 65 – Estructuras del modelo estándar.

Se observa que la estructura no es distribuida. Esto implica que aunque en superficie, cada uso del suelo tenga unos parámetros distintos, una vez que el agua llega al subsuelo se comporta como una única cuenca.

B) Modelo con zona alta distribuida

El modelo con la zona alta distribuida es muy parecido al modelo estándar, pero corrige la deficiencia del comportamiento como una única cuenca en la caja superior. También tiene dos variantes: con o sin UZL. La primera tiene como estructura la Figura 66a. Por otro lado la segunda se puede ver en la Figura 66b.

En este modelo, cada uso del suelo, así como cada subcuenca, tiene su propio embalse, por lo que la descarga, la infiltración y el resto de variables dependientes serán distintas en función de los parámetros establecidos.

Figura 66 – Estructuras del modelo con zona alta distribuida.

C) Modelo con rutina de nieve distribuida

Este modelo es igual que el modelo estándar, pero en este caso la rutina de la nieve se hace de forma distribuida, es decir, teniendo en cuenta cada subcuenca, uso del suelo, etc.

D) Modelo de caja única

En este modelo se integran las 2 o 3 cajas que tiene la rutina en una sola. Las separaciones dentro de la caja las marcan los parámetros UZL y PERC como puede verse en la Figura 67. La característica principal de este modelo es que los caudales Q0 y Q1 no tienen valor hasta que el agua del depósito no alcanza las respectivas cotas marcadas por los dos parámetros.

Figura 67 – Estructuras del modelo de caja única.

Este modelo puede ser adecuado para cuencas pequeñas con unas características de terreno y suelo muy similares, asimilándolo como homogéneo.

E) Modelo de cajas separadas

Como se puede ver en la Figura 68 este modelo tiene 3 cajas separadas con sus respectivos caudales de salida. La separación entre cajas está marcada por los parámetros UZL y PERC, los cuales dan un flujo de infiltración entre cajas. Es importante destacar que el cálculo de caudales de salida se hace por el orden de entrada de agua, es decir, primero se calcula la caja de arriba, después la intermedia y finalmente la baja.

Figura 68 – Estructuras del modelo de cajas separadas.

F) Modelo de cajas separadas con zona alta distribuida 1

Este modelo es similar al anterior, con la diferencia de que la caja superior es distribuida según las subcuencas, usos del suelo y diferentes elevaciones. La estructura de este modelo se puede ver en la Figura 69.

Figura 69 – Estructuras del modelo de cajas separadas con una caja distribuida 1.

G) Modelo de cajas separadas con zona alta distribuida 2

Este modelo es similar al anterior, con la diferencia de que no solo hay una caja distribuida, sino que la caja intermedia también está distribuida en función del terreno. Se recuerda que el orden de cálculo va en función de la entrada de agua, por lo que el agua que llega a la caja inferior depende de cada uno de los embalses distribuidos que tiene encima suyo. En la Figura 70 se puede observar la estructura del modelo.

Figura 70 – Estructuras del modelo de cajas separadas con una caja distribuida 2.

H) Modelo con retardo

En este modelo entra en función los parámetros DELAY y PART. Como se ve en la Figura 71, el modelo divide el subsuelo en dos zonas bien diferenciadas. Por una parte está la caja superior, que es distribuida en función del terreno, y por otro lado independiente está la caja inferior.

Esta estructura se opone a las estructuras vistas hasta el momento, ya que no hay conexión entre ambas cajas. El caudal infiltrado en el suelo se separa en función del parámetro PART. Parte de este caudal va directo a la caja superior donde en función de los parámetros establecidos, tendrá una respuesta u otra. La parte restante del caudal sería el correspondiente a la percolación entre cajas. Este es retenido un intervalo de tiempo (DELAY) hasta llegar a la caja inferior, donde se le aplica la rutina de respuesta correspondiente.

Figura 71 – Estructuras del modelo con retardo.

Esta estructura puede ser adecuada si se sabe de la existencia de zonas extensas de arcillas en nuestra cuenca, ya que este tipo de terreno retiene el agua permitiendo un movimiento muy lento, haciendo que no se formen flujos subsuperficiales y favoreciendo la infiltración hacia zonas más profundas.

3.6. Estadística básica

El análisis estadístico de datos tiene por objetivo analizar estadísticamente una serie de datos, bien sean observados o simulados artificialmente en un punto, por ejemplo, una estación de aforos o las salidas de un modelo hidrológico. En el caso de las estaciones de medidas, normalmente tienen registros cortos de unas cuantas décadas, habitualmente en el rango de 30-40 años. Sin embargo, los periodos de retorno con los que se diseñan las infraestructuras hidráulicas son muy superiores. Por ejemplo, 100 años para las obras de drenaje y 500-10 000 años para las presas, en función de su tipología y los daños potenciales que puede causar aguas abajo su eventual rotura. Por ello, el análisis estadístico de una serie de datos observados permite extrapolar las observaciones a los periodos de retorno requeridos para el diseño de infraestructuras (Stedinger et al., 1993).

El análisis estadístico de datos se puede realizar utilizando dos tipos de series de máximos. Las series de máximos anuales extraen un único valor por cada año de registro, que será el valor máximo anual. Estas series tienen una gran aplicación en la práctica debido a su sencillez en la extracción de los máximos y en el tratamiento de los mismos. Las series parciales o de picos sobre umbral extraen todos los valores de la serie que superan un determinado umbral, independientemente de su fecha de ocurrencia, de tal forma que se dispondrá de varios valores de máximos en algunos años, mientras que en otros no se tendrá ninguno. Estas series tienen menor aplicación en la práctica, debido a la complejidad en la selección del umbral y la extracción de los valores máximos teniendo en cuenta criterios de independencia entre valores máximos consecutivos. Sin embargo, los análisis estadísticos de las series parciales son fundamentales para los estudios de estacionalidad, así como para la definición de los resguardos estacionales en los embalses.

3.6.1. Análisis estadístico de series de valores máximos anuales

Las series de valores máximos anuales consisten en la consideración del valor más alto que se ha producido en la serie observada en cada uno de los años de la misma. Por tanto, la longitud de la serie de máximos anuales será igual a la longitud del registro en años. Se consideran años hidrológicos, que en España comienzan el 1 de octubre y terminan el 30 de septiembre.

El objetivo final de un análisis estadístico de máximos anuales es estimar la probabilidad de excedencia de un valor determinado de la variable hidrológica considerada o el valor de la variable asociado a una determinada probabilidad de excedencia. La relación entre la

probabilidad de excedencia de un evento determinado ($P(X > x_T)$) y su periodo de retorno (T) viene determinado por la siguiente ecuación:

$$P(X > x_T) = \frac{1}{T} \quad [8]$$

donde $P(X > x_T)$ es la probabilidad de excedencia de un evento determinado, comprendida entre 0 y 1, y T es el periodo de retorno en años.

Por tanto, el periodo de retorno expresa el periodo de tiempo medio, que se esperaría en una serie muy larga de registro, entre la ocurrencia de dos eventos con una probabilidad de excedencia inferior al valor fijado (Cunnane, 1989).

El resultado de un análisis de frecuencia de máximos anuales es la obtención de una función matemática que nos represente la relación entre la magnitud de la variable considerada (x) y el periodo de retorno (T), llamada ley de frecuencia. De esta forma, una vez determinado el periodo de retorno de diseño de la infraestructura, se puede obtener la magnitud de la variable hidrológica asociado a la probabilidad de excedencia de dicho periodo de retorno.

Para realizar el ajuste de una ley de frecuencia se necesita utilizar una determinada función de distribución extremal que caracterice el comportamiento estadístico de la serie de máximos anuales y un método para estimar los parámetros de la función seleccionada.

3.6.2. Funciones de distribución extremales

Una función de distribución permite representar la probabilidad de no excedencia ($F(x)$) de una variable aleatoria determinada X mediante una función matemática, que depende de una serie de parámetros.

$$F(x) = P(X \leq x) \quad [9]$$

donde $F(x)$ es la probabilidad de no excedencia del valor x , y $p(X \leq x)$ es la probabilidad de que ocurra un valor de la variable X menor o igual que un determinado valor x .

Algunas de las funciones de distribución extremales más utilizadas para representar el comportamiento estadístico de una variable hidrometeorológica, como el caudal o la

precipitación, son las funciones Gumbel y de valores extremos generalizados (GEV, por sus siglas en inglés) (Rao y Hamed, 1999).

La función Gumbel es una función de dos parámetros que se caracteriza por la sencillez en la estimación de sus parámetros (Gumbel, 1958).

$$F(x) = e^{-e^{-\left(\frac{x-u}{\alpha}\right)}} \quad [10]$$

$$x_T = u - \alpha \cdot \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right] \quad [11]$$

donde $F(x)$ es la probabilidad de no excedencia de la magnitud x de la variable considerada, u es el parámetro de localización, α es el parámetro de escala, T es el periodo de retorno (años), y x_T es la magnitud de la variable para el periodo de retorno de T años.

La función GEV es una función de tres parámetros que permite dar una mayor flexibilidad a la estimación de la ley de frecuencia. Además, la función GEV es ampliamente utilizada en el campo de la hidrología en diversos países. Dentro de Europa, la función GEV es la función recomendada en Alemania, Austria, Eslovaquia, España e Italia, entre otros (Salinas et al., 2014; Castellarin et al., 2012).

$$F(x) = e^{-\left[1 - k \cdot \left(\frac{x-u}{\alpha}\right)\right]^{\frac{1}{k}}} \quad [12]$$

$$x_T = u + \frac{\alpha}{k} \left\{ 1 - \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]^k \right\} \quad [13]$$

donde $F(x)$ es la probabilidad de no excedencia de la magnitud x de la variable considerada, u es el parámetro de localización, α es el parámetro de escala, k es el parámetro de forma, T es el periodo de retorno (años) y x_T es la magnitud de la variable para el periodo de retorno de T años.

3.6.3. Métodos de estimación de los parámetros de una función extremal

Los valores de los parámetros de una función de distribución permiten adaptar su forma a las características estadísticas de una serie de datos observados. Dichos valores se estiman a partir de los estadísticos de la serie de datos observados. Existen diferentes métodos de estimación, de los que los más habituales son los métodos de los momentos y L-momentos (Rao y Hamed, 1999).

El método de los momentos realiza la estimación de los valores de los parámetros de una función de distribución a partir de los estadísticos convencionales de la serie de datos observados: media, desviación típica o varianza, coeficiente de sesgo y coeficiente de kurtosis. Para ello, se requiere estimar los momentos muestrales (m_i) de la serie observada de máximos anuales, para un número de órdenes igual al número de parámetros de la función de distribución. Por ejemplo, para la función Gumbel habrá que estimar los momentos muestrales de los dos primeros órdenes (m_1 y m_2), ya que tiene dos parámetros. Para la función GEV se necesitará estimar los tres primeros órdenes (m_1 , m_2 y m_3), ya que tiene 3 parámetros.

$$m_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad [14]$$

$$m_2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - m_1)^2 \quad [15]$$

$$m_3 = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^n (x_i - m_1)^3 \quad [16]$$

Donde m_i es el momento estadístico de orden i , n es la longitud de la serie de máximos anuales, y x_i es el valor de la serie de máximos anuales de la magnitud hidrológica considerada situado en la posición i .

Una vez estimados los momentos convencionales de la serie de datos observados, se pueden estimar los valores de los parámetros de la función de distribución extremal considerada. En el caso de la función Gumbel, las siguientes ecuaciones muestran las relaciones entre los parámetros y los momentos convencionales:

$$\alpha = \frac{\sqrt{6}}{\pi} \sqrt{m_2} \quad [17]$$

$$u = m_1 - \gamma \frac{\sqrt{6}}{\pi} \sqrt{m_2} \quad [18]$$

donde γ es la constante de Euler-Mascheroni ($\gamma = 0,5772157$).

El método de los L-momentos es un método más avanzado que el momento de los momentos, ya que considera que cada uno de los valores de la serie tiene un peso determinado, para tener en cuenta su posición relativa en una serie ordenada de valores máximos anuales en orden creciente ($x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n$). Para ello, tras ordenar la serie de máximos anuales en orden creciente según su magnitud, primero se calculan los momentos ponderados probabilísticamente (PWM, por sus siglas en inglés) (Greenwood et al., 1997):

$$\beta_r = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \left(\frac{i - 0,35}{n} \right)^r \quad [19]$$

donde β_r es el momento ponderado probabilísticamente de orden r , n es la longitud de la serie, y x_i es el evento que ocupa la posición i en orden ascendente.

Los L-momentos se calculan como combinaciones lineales de los momentos ponderados probabilísticamente, con el objetivo de obtener unos momentos comparables a los momentos convencionales (Hosking y Wallis, 1997).

$$\lambda_1 = \beta_0 \quad [20]$$

$$\lambda_2 = 2 \cdot \beta_1 - \beta_0 \quad [21]$$

$$\lambda_3 = 6 \cdot \beta_2 - 6 \cdot \beta_1 + \beta_0 \quad [22]$$

$$\lambda_4 = 20 \cdot \beta_3 - 30 \cdot \beta_2 + 12 \cdot \beta_1 - \beta_0 \quad [23]$$

donde, λ_i es el L-momento de orden i , y θ_r es el momento ponderado probabilísticamente de orden r .

Finalmente, también se pueden obtener los coeficientes de L-momentos (t_i):

$$t_2 = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \quad [24]$$

$$t_3 = \frac{\lambda_3}{\lambda_2} \quad [25]$$

Los parámetros de la función Gumbel se pueden estimar mediante el método de los L-momentos, utilizando las siguientes expresiones:

$$\alpha = \frac{\lambda_2}{\ln(2)} \quad [26]$$

$$u = \lambda_1 - \gamma \cdot \alpha \quad [27]$$

donde, λ_i es el L-momento de orden i , u es el parámetro de localización, α es el parámetro de escala, y γ es la constante de Euler-Mascheroni.

Las siguientes expresiones permiten obtener los valores de los parámetros de la función GEV por el método de los L-momentos (Hosking et al., 1985):

$$C = \frac{2}{3 + t_3} - \frac{\ln(2)}{\ln(3)} \quad [28]$$

$$k = 7,8590 \cdot C + 2,9554 \cdot C^2 \quad [29]$$

$$\alpha = \frac{\lambda_2 \cdot k}{\Gamma(1 + k) \cdot (1 - 2^{-k})} \quad [30]$$

$$u = \lambda_1 + \frac{\alpha}{k} [\Gamma(1 + k) - 1] \quad [31]$$

Donde, u es el parámetro de localización, α es el parámetro de escala, k es el parámetro de forma, λ_i es el el L-momento de orden i , t_3 es el L-coeficiente de sesgo, y $\Gamma(\cdot)$ es la función gamma.

3.6.4. Análisis estadístico de series parciales

Las series parciales o picos sobre umbral están compuestas por el conjunto de valores de la serie de observaciones que exceden un determinado umbral. Por tanto, el número de valores considerados en cada año de la serie será variable. En general las series parciales se designan como series POT por sus siglas en inglés ('peaks over threshold') (Naden, 1992).

Una serie de picos sobre umbral se puede caracterizar estadísticamente mediante la combinación de dos métodos, un método que caracterice la ocurrencia de un evento que supere el umbral fijado y otro método que caracterice la magnitud de las excedencias.

El proceso de ocurrencia de los picos que exceden el umbral se caracteriza mediante una función de Poisson (Madsen et al., 1997):

$$P(m = k) = \frac{\lambda^k}{k!} e^{-\lambda} \quad [32]$$

donde m es el número de veces que se supera el umbral en un periodo determinado, k es un número entero mayor o igual que cero ($n = 0, 1, 2, 3, \dots$), λ es el valor medio anual de las excedencias sobre el umbral que se producen en un año determinado.

La función que caracteriza estadísticamente la distribución de los valores de una variable aleatoria X que exceden el umbral establecido x_s se denomina $G(x)$. Las funciones de probabilidad $G(x)$ más utilizadas para caracterizar la magnitud de las excedencias sobre el umbral fijado, son la función Exponencial y la función Generalizada de Pareto (Lang et al., 1999).

$$G(x) = P(X < x_s) \quad [33]$$

En el caso de series parciales, el periodo de retorno representa el tiempo medio que se espera que pase, considerando una serie suficientemente larga, entre la ocurrencia de dos puntas que exceden el umbral fijado (Lang et al., 1999). Por tanto, la relación entre la probabilidad de no excedencia y el periodo de retorno es diferente a la utilizada para series de máximos anuales.

$$G(x) = 1 - \frac{1}{\lambda T} \quad [34]$$

donde $G(x)$ es la probabilidad de no excedencia de un valor x de la variable X que excede el umbral establecido, λ es el valor medio anual de las excedencias sobre umbral, y T es el periodo de retorno.

La relación entre los periodos de retorno obtenidos mediante análisis de máximos anuales y series parciales se obtiene mediante la siguiente expresión (Bezak et al., 2014).

$$T_{SMA} = \left(1 - e^{-\frac{1}{T_{POT}}}\right)^{-1} \quad [35]$$

donde T_{SMA} es el periodo de retorno para una serie de máximo anuales y T_{POT} es el periodo de retorno para una serie de picos sobre umbral.

La función de distribución que caracteriza la probabilidad anual de no excedencia de un evento, $F(x)$, está relacionada con el método que caracteriza las excedencias sobre el umbral, $G(x)$, considerando que se produce una excedencia media anual unitaria en el método de series parciales (Lang et al., 1999):

$$F(x) = e^{\lambda[1-G(x)]} \quad [36]$$

donde $F(x)$ es la probabilidad de no excedencia del valor x de la variable X , λ es el número medio anual de excedencias que se producen en un año determinado, y $G(x)$ es la

probabilidad de no excedencia de un valor x de la variable X que supera el umbral establecido.

En el caso en el que se identifique un comportamiento estacional en las excedencias sobre el umbral, es decir, un comportamiento estadístico diferente en función de la época del año que se considere, habrá que determinar la función de distribución estacional en cada uno de los periodos identificados (Jiménez y Mediero, 2014):

$$G_i(x) = P(X_i < x_s) \quad [37]$$

donde $G_i(x)$ es la probabilidad de no excedencia del valor x que supera el umbral x_s en el periodo estacional i , X_i es la variable en el periodo estacional i y x_s es el valor del umbral establecido.

Para identificar los valores que componen la serie POT, es decir, los valores de la serie de datos observados que exceden un determinado umbral, hay que fijar el valor del umbral de excedencia y el criterio de independencia elegido para poder considerar que dos eventos consecutivos que exceden el umbral son independientes.

La fijación del umbral es una tarea bastante compleja (Lang et al., 1999). Para simplificar dicha tarea, normalmente lo que se fija es el número medio de excedencias por año que se quiere considerar. Mediante un proceso de prueba y error se obtiene el valor del umbral que permite obtener el número medio de excedencias anual fijado previamente.

El criterio de independencia más comúnmente utilizado para las series de caudal es el establecido por el Boletín 17B, que fija un tiempo mínimo entre dos picos consecutivos y un valor mínimo entre ellos (USWRC, 1981):

$$\theta > 5 + \ln(A) \quad [38]$$

$$Q_{min} < \frac{3}{4} \min[Q_{p1}, Q_{p2}] \quad [39]$$

donde θ es el tiempo que transcurre entre dos picos consecutivos (días), A es el área de drenaje de la cuenca (millas), Q_{min} es el caudal mínimo entre dos picos consecutivos y Q_{pi} es el caudal punta i .

Si dos picos sucesivos no cumplen los criterios anteriores, no se pueden considerar independientes, y se supone que son producidos por una misma tormenta que ha dado como resultado un hidrograma con dos puntas.

4. COMPARACIÓN DE DATOS DE CAMBIO CLIMÁTICO CON DATOS OBSERVADOS

En este capítulo se presenta la primera etapa en el desarrollo de la tesis doctoral, consistente en determinar la capacidad que tienen los modelos climáticos globales regionalizados a España para simular las variables climáticas reales observadas en el periodo control desde un punto de vista estadístico. Para ello, se utilizan una serie de estadísticos que tratan de cuantificar las posibles diferencias entre modelos climáticos y datos observados, considerando diferentes aspectos. Dado que existen varias fuentes de información de modelos climáticos, se han seleccionado dos por su importancia. La primera corresponde a la Agencia Española de Meteorología (AEMET), un ente público con gran reputación dentro de España. La segunda proviene del proyecto CORDEX, que consiste en un 'ensemble' de modelos climáticos procedentes de todo el mundo, cuyos resultados están a disposición del público de forma gratuita.

Las dos fuentes de información se analizan por separado, dadas las diferencias en sus características, realizándose por tanto dos estudios independientes. Sin embargo, la metodología utilizada es común a ambas fuentes de información, por lo que se presenta una primera parte de exposición de datos y metodología común, para posteriormente mostrar los resultados de cada fuente de información en puntos independientes. Por último, se muestra una comparación directa entre ambas fuentes.

El capítulo se ha organizado de la siguiente forma. En el Capítulo 4.1, se introduce la problemática que rodea a las simulaciones de los modelos climáticos, exponiendo algunos estudios relacionados o similares al aquí propuesto. En el Capítulo 4.2, se muestra el área de estudio y los datos observados comunes a ambas fuentes de datos. Posteriormente, en el Capítulo 4.3, se muestra la metodología seguida en ambos casos para obtener las discrepancias entre modelo y realidad. A partir de este punto, se divide el capítulo en dos partes, una correspondiente a los modelos AEMET en el Capítulo 4.4 y otra correspondiente a los modelos CORDEX en el Capítulo 4.5. Cada uno de estos apartados contiene los subcapítulos de datos de los modelos climáticos (Capítulos 4.4.1 y 4.5.1), resultados (Capítulos 4.4.2 y 4.5.2) y discusión y conclusiones parciales de los resultados obtenidos (Capítulos 4.4.3 y 4.5.3). En el Capítulo 4.6, se ofrece una comparación entre los datos AEMET y los datos CORDEX. Finalmente, en el Capítulo 4.7, se exponen las conclusiones finales obtenidas.

4.1. Introducción

Antes de comenzar cualquier estudio sobre cambio climático es conveniente comprobar cómo de fiable es el modelo climático que proporciona las proyecciones a futuro, ya que un modelo que no simule el comportamiento real del clima allí donde se estudia, difícilmente va a proporcionar proyecciones correctas sobre el futuro. Estas diferencias entre la simulación de los modelos climáticos y el clima real se deben a la propia definición de un modelo climático, que en resumen es la simplificación o conceptualización del sistema climático terrestre. Es decir, los modelos, a base de simplificaciones y abstracciones, tratan de ofrecer una simulación lo más ajustada posible al comportamiento real del sistema climático. Sin embargo, muchos procesos son demasiado complejos o no se tienen conocimientos completos de su funcionamiento e interacciones con otros procesos (Randall et al., 2007). Por ello, es conveniente e incluso necesario verificar que el modelo climático efectivamente tenga un comportamiento, al menos parecido, con el comportamiento real del sistema climático en la zona de estudio. En caso contrario, estas diferencias podrían invalidar los resultados conseguidos en los estudios de impacto que utilicen sus datos (Wood et al., 2004).

Además, los modelos climáticos, entendidos estos como MCG, tiene una resolución muy baja, del orden de 100 km de lado de celda, insuficiente para representar los factores más locales involucrados en el ciclo hidrológico, por lo que generalmente a estos MCG se les aplica un proceso de regionalización, que permite derivar a partir de las simulaciones del clima global, los valores o simulaciones del clima regional. Para ello, se utilizan diferentes técnicas, que pueden ser agrupadas en dos grupos: técnicas estadísticas y técnicas dinámicas, también llamados MCR. En este estudio, se utilizan fuentes procedentes de ambas técnicas, por lo que, además de ver si los modelos climáticos simulan bien el comportamiento real del clima, se puede realizar una comparación entre las diferentes técnicas de regionalización.

Para estudiar la adecuación de los datos resultado de la simulación de los modelos climáticos, estos suelen simular un periodo pasado, llamado periodo control, en el cual se permita observar si existen diferencias o errores generalizados, en definitiva, si el modelo climático simula correctamente el clima real observado. Esta comprobación no es exacta, es decir, los modelos climáticos no simulan exactamente la precipitación ocurrida en un día concreto. La comparación se realiza a través de estadísticos que definan el comportamiento del clima, como la media, la desviación típica o la función de densidad de

una variable concreta. Estos estadísticos se computan para un periodo común entre las simulaciones de los modelos climáticos y las observaciones disponibles, comparando finalmente dichos estadísticos en el periodo común. Según cuál sea la finalidad del estudio, se deberán estudiar o comprobar unos estadísticos u otros. Sin embargo, se recomienda analizar la variable en su totalidad, ya que aunque la media sea igual o parecida, la distribución de la variable puede ser completamente diferente, provocando errores de interpretación posteriores en los estudios de impacto. En el caso de que fuera necesario corregir estas diferencias, existen numerosas metodologías (Leander et al., 2008, Berg et al., 2012, Teutschbein y Seibert, 2012), pero, en este capítulo, únicamente se va identificar y estudiar las razones de esas diferencias.

4.2. Caso de estudio y datos utilizados

En este capítulo se va a detallar el caso de estudio utilizado, que es común a ambos estudios, el cual ya ha sido introducido brevemente en el Capítulo 3.2. También se explican los datos observados empleados, los cuales igualmente han sido introducidos anteriormente en el Capítulo 3.3. Respecto a los datos modelados, o de los modelos climáticos, al ser diferentes según la fuente de datos, se explicarán en su respectivo subcapítulo más adelante.

4.2.1. Caso de estudio

Como se ha explicado al principio del capítulo, se han realizado dos estudios independientes, según la fuente de datos de modelos climáticos utilizada, por lo que el caso de estudio varía ligeramente de uno a otro. Tal y como se ha introducido en el Capítulo 3.2, el caso de estudio incluye la Península Ibérica en su totalidad, así como las Islas Baleares, las Islas Canarias, Ceuta y Melilla. Sin embargo, la disponibilidad de datos limita el alcance del área de estudio. Por un lado los datos observados que se van a utilizar en estos capítulos pertenecen a la red de la AEMET, por lo que se éstos datos se circunscriben al territorio español. Esto es, la parte portuguesa de la península ibérica queda excluida del área de estudio en este capítulo. Por otro lado, los datos de los modelos climáticos que se utilizan, condicionan a su vez el área estudiada ya que no siempre ofrecen datos en toda el área definida por los datos observados. Una representación de las dos áreas de estudio expuestas puede verse en la Figura 50. De esta forma, los territorios que integran las áreas de estudio utilizadas en cada parte del estudio comparativo son los siguientes:

- Capítulo 4.4, estudio de modelos AEMET: Parte española de la península ibérica, Islas Baleares, Islas Canarias y la Ciudad Autónoma de Melilla.
- Capítulo 4.5, estudio de modelos CORDEX: Parte española de la península ibérica e Islas Baleares.

Además, al ser un análisis comparativo, la intención del mismo no ha sido la de extender los resultados a regiones no medidas o aforadas, sino que éstos se van a ofrecer como datos puntuales correspondientes a la localización de las estaciones utilizadas para dicha comparación, es decir la base de datos de observaciones. La localización y distribución de estas estaciones se describe en detalle en el siguiente capítulo.

4.2.2. Datos observados

Los datos observados con los que se van a realizar los estudios han consistido en las series de precipitación acumulada diaria registradas en las estaciones de la red nacional de la AEMET, tanto de pluviómetros como de estaciones meteorológicas completas, o incluso de pluviógrafos. El número de estaciones inicial empleado fue de 2321, distribuidas a lo largo del caso de estudio, es decir España, de manera más o menos uniforme, aunque con grandes concentraciones en torno a las grandes ciudades como Madrid o Barcelona. La distribución de estas (Figura 56) así como más información sobre estos datos puede encontrarse en el Capítulo 3.3.

Figura 72 – Estaciones finalmente utilizadas (1814), con más de 20 años de datos, procedentes de las 2321 estaciones iniciales del AEMET.

De las 2321 estaciones iniciales, se realizó un filtrado para obtener estaciones que tuvieran al menos 20 años de datos entre los años 1951–2005, ya que son los años mínimo y máximo donde puede haber datos en cualquiera de las dos fuentes de modelos climáticos. Se escogió un umbral de 20 años ya que para valores superiores de umbral, había zonas que se quedaban con una cobertura espacial muy pobre como el noroeste y el sur de la península. Con ello, la base de datos se redujo a 1814 estaciones. Su distribución espacial se puede observar en la Figura 72. Como puede comprobarse, la mayor parte del área de estudio, incluidas las zonas costeras y zonas montañosas, están bien representadas. Sin embargo, para el estudio de los modelos CORDEX, al no tener estos datos en las Islas Canarias ni en el norte de África donde se encuentran las Ciudades Autónomas de Ceuta y Melilla, no se pudo realizar la comparación en dichos lugares, reduciéndose la base de datos a 1742 estaciones. Este último dato resulta en al menos una estación cada 290 km². Su distribución espacial es la misma que la de la figura anterior, salvo por los territorios antes citados donde no llegaban las proyecciones de los modelos CORDEX.

4.3. Metodología

4.3.1. Medidas de error y estadísticos utilizados

La metodología utilizada para las dos fuentes de datos es común y consiste en realizar una comparación mediante una serie de estadísticos que definan las características más importantes de las series temporales de precipitación. Estos estadísticos tratan de definir los parámetros más importantes que definen la distribución de la precipitación diaria así como de los máximos de precipitación. Un listado de los estadísticos utilizados puede verse en la Tabla 16. Para el cálculo de los estadísticos en los datos observados, se han eliminado aquellos años hidrológicos (octubre–septiembre) en los que hay algún hueco en su registro, utilizando únicamente la información de los años completos. Una vez obtenidos los estadísticos de las series de precipitación, tanto de la serie observada como de los modelos climáticos, en el periodo de control se han obtenido los errores estandarizados en cada modelo climático, de tal forma que se puedan comparar los resultados entre diferentes estaciones con diferentes magnitudes de precipitación.

En primer lugar, se han obtenido los errores asociados a cada modelo y estadístico. A continuación, se ha calculado la media y el coeficiente de variación de los errores de todos los modelos para cada estadístico y en cada estación, con el objeto de evaluar la calidad de las proyecciones de precipitación. Este proceso se ha realizado, en el caso de los modelos

AEMET, para cada método de regionalización de manera independiente, tal y como se verá en detalle en el Capítulo 4.4.1. A este respecto, con el objeto de comparar también el comportamiento de cada método de regionalización, se han comparado directamente los errores producidos por cada método en los modelos de clima comunes a ambos métodos. De esta forma se han obtenido dos tipos de mapas: (i) los que comparan el error de los modelos climáticos y la dispersión de sus resultados (para ambos estudios, el de los modelos AEMET y el de los modelos CORDEX), y (ii) los que comparan el comportamiento del método de regionalización utilizada (solo para el estudio de los modelos AEMET).

Tabla 16. Estadísticos utilizados en la comparación de datos, junto a su acrónimo y una breve descripción. Los tres últimos estadísticos consideran series de máximos anuales (MA).

Estadístico	Acrónimo	Descripción
Media *	Media	Precipitación media de la serie completa de precipitación
Coeficiente de Variación	CV	Coeficiente de Variación de la serie completa de precipitación
Coeficiente de Sesgo	CS	Coeficiente de Sesgo de la serie completa de precipitación
Días sin Precipitación	DsP	Promedio de días sin precipitación en un año
Precipitación Máxima acumulada a 3 días	PmaxA3	Valor máximo anual de precipitación acumulada a 3 días
Precipitación Máxima acumulada a 5 días	PmaxA5	Valor máximo anual de precipitación acumulada a 5 días
Precipitación Máxima acumulada a 7 días	PmaxA7	Valor máximo anual de precipitación acumulada a 7 días
Media MA *	MediaMax	Precipitación media de la serie de MA
Coeficiente de Variación MA	CVMMax	Coeficiente de Variación de la serie de MA
Coeficiente de Sesgo MA	CSMax	Coeficiente de sesgo de la serie de MA

* En los estadísticos marcados también se ha obtenido el valor estacional, añadiendo la estación climática (Otoño, Invierno, Primavera y Verano) después del nombre del estadístico.

Con respecto al comportamiento general de la precipitación, se consideraron tres estadísticos: la media (Media), dada por la Ecuación [40], el coeficiente de variación (CV) dado por la Ecuación [41] y el coeficiente de asimetría (CS) dado por la Ecuación [42], de las series diarias de precipitación. En cuanto al comportamiento extremo de la precipitación, se consideraron los mismos tres estadísticos, solo que calculados a partir de las series de máximos anuales de precipitación en lugar de las series diarias completas: la media (MediaMax) dado por la Ecuación [43], el coeficiente de variación (CVMMax) dado por la Ecuación [44] y el coeficiente de asimetría (CSMax) dado por la Ecuación [45]. Las series de máximos anuales fueron extraídas para caracterizar el comportamiento de los eventos extremos o máximos de precipitación, considerando el año hidrológico de octubre a septiembre.

$$Media = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad [40]$$

$$CV = \frac{\sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - Media)^2}}{Media} \quad [41]$$

$$CS = \frac{\sqrt{\frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^n (x_i - Media)^3}}{\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - Media)^2 \right]^{3/2}} \quad [42]$$

donde x_i es el valor de precipitación acumulada diaria del día i , y n es el número de días considerados.

$$MediaMax = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_i \quad [43]$$

$$CVMax = \frac{\sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (y_i - MediaMax)^2}}{MediaMax} \quad [44]$$

$$CSMax = \frac{\sqrt{\frac{N}{(N-1)(N-2)} \sum_{i=1}^N (y_i - MediaMax)^3}}{\left[\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (y_i - MediaMax)^2 \right]^{3/2}} \quad [45]$$

donde y_i es el valor máximo de precipitación diaria en el año i , y N es el número de años considerados.

Además de estos estadísticos mostrados, se han realizado también una comparación estacional de las series. De esta manera, se han obtenido estadísticos estacionales a partir de la separación del año natural en las cuatro estaciones habituales: otoño, invierno, primavera y verano. Así, en el caso de los valores promedio de precipitación, se ha obtenido la precipitación media en cada una de estas estaciones. Por su parte, en cuanto a los máximos estacionales, los estadísticos no se han derivado directamente de la serie de máximos anuales, sino que se ha subdividido todo el registro en los periodos antes citados y posteriormente se han recogido los máximos en cada uno de los intervalos, teniendo en cada año cuatro valores máximos correspondientes a las cuatro estaciones.

Por último, también se han complementado los estadísticos descritos anteriormente con otros cuatro más: el promedio del número de días sin precipitación (DsP) por año, y el

valor máximo anual de la precipitación acumulada a tres días (PmaxA3), a cinco días (PmaxA5) y a siete días (PmaxA7). Con estos estadísticos se pretende tener una idea de la distribución de la precipitación temporalmente, y no solo en su forma. Con el primer estadístico, con el DsP, se puede advertir si los modelos climáticos simulan una precipitación muy concentrada en pocos días o si por el contrario la precipitación está muy extendida a lo largo del año. Además, este estadístico se sirve para evaluar si los modelos climáticos simulan demasiados días con precipitación que generalmente es muy pequeña. Este efecto es llamado ‘drizzle’ o llovizna en español, que consiste en que los modelos climáticos normalmente simulan más días de lluvia de los que realmente ocurren, con valores de precipitación muy pequeños (Teutschbein, 2015). Este problema se debe a la propia parametrización de los modelos que tratan así de conseguir los valores de precipitación media objetivo que se les ha incluido en la calibración. Los siguientes tres estadísticos permiten comprobar si los modelos climáticos simulan bien el comportamiento de las tormentas de larga duración.

Estos estadísticos se calcularon tanto para las series de precipitación observada como para las series simuladas por los modelos climáticos en el periodo control, de acuerdo con el periodo temporal utilizado por cada modelo climático, los cuales se verán más adelante en su capítulo correspondiente.

Para cada estación pluviométrica, los estadísticos obtenidos se compararon con los correspondientes de la celda más cercana espacialmente en el caso de los modelos CORDEX. En el caso de los modelos AEMET, éstos ofrecen información regionalizada en cada una de las estaciones pluviométricas estudiadas, por lo que la comparación se realizará punto a punto. Así, los errores ($e_{i,j}$) se calcularon para cada estadístico (s_i) de acuerdo a la Ecuación [46].

$$e_{i,j} = \frac{s_{i,j} - s_{obs,j}}{s_{obs,j}} \quad [46]$$

donde $e_{i,j}$ es el error del modelo climático i en la estación pluviométrica j , $s_{i,j}$ es el valor del estadístico s para el modelo climático i en la estación pluviométrica j , y $s_{obs,j}$ es el valor del mismo estadístico para las series observadas en la estación pluviométrica j .

Finalmente, para cada estadístico, en cada estación estudiada, se calculó el error promedio de los modelos climáticos considerados. Además, de cara a complementar este dato de error, también se obtuvo el coeficiente de variación de los errores para los modelos

climáticos considerados (CV_e), con el fin de evaluar no solo el error promedio sino también cómo se dispersan dichos errores alrededor de su valor promedio. Por ejemplo, en un sitio determinado, si el error ($e_{i,j}$) es cero pero el CV_e es alto, significará que los errores de los modelos serán grandes, aunque se compensan entre sí teniendo signos diferentes, conduciendo a un valor promedio igual a cero. Esto implica que los modelos climáticos simulan de manera muy diferente la precipitación en esa zona respecto a ese estadístico en concreto. Estos casos, con diferencias en las simulaciones entre los propios modelos climáticos, pueden darse en áreas de difícil simulación como por ejemplo las zonas montañosas o zonas costeras.

En las gráficas se pueden encontrar varios símbolos que ayudan a la interpretación de la gráfica. Para empezar, cada círculo representado en la gráfica representa una estación pluviométrica estudiada. El color representa el error medio de los modelos según el mapa de colores provisto en la figura y el tamaño representa la dispersión de los errores cometidos por cada modelo de clima en dicha estación, mediante el valor del coeficiente de variación de los errores de los modelos (CV_e). Cuanto más grande sea el tamaño del círculo mayores serán las diferencias entre los modelos en dicha estación de medida. La leyenda muestra solo tres valores de CV_e en aras de la simplicidad visual. El valor más bajo ($CV_e \sim 0$) indica que los 12 modelos climáticos tienen el mismo error (e_i) para una estadística dada (s_i), mientras que el valor más alto ($CV_e \sim 10$) significa que los modelos climáticos tienen diferentes valores de error con una gran dispersión. Así, si una estación tiene un color cercano al blanco (error medio de los modelos cercano a 0) y tiene un tamaño pequeño (CV_e pequeño), significa que los modelos se comportan con poco error en ese estadístico y de forma homogénea. Por el contrario, si una estación tiene color blanco, pero un tamaño grande (CV_e alto), implica que aunque el valor medio del error sea cercano a 0, los resultados entre modelos presentan grandes diferencias, pudiendo haber errores con signos diferentes que compensen el error global. Respecto a las escalas de colores, los valores negativos tienen un color desde blanco, pasando por amarillo y llegando hasta rojo, para errores mayores del -100%. Estos valores negativos implican que los datos de los modelos regionalizados dan un estadístico menor que el de los datos observados. Por ejemplo, en el caso de la Media, si la serie observada tiene un valor de 10 mm, y se obtiene que la media de los modelos es igual a 5 mm, el error será de -0.5 (-50%) y el color asignado será el amarillo. El caso contrario ocurre con los valores positivos, los cuales tienen colores que van desde el blanco, pasando por el azul claro y terminando en el azul oscuro (para valores mayores del 100% de error). Al incluir todos estos símbolos, se puede condensar mucha información en una sola gráfica, ya que se puede observar para

una zona determinada si: los modelos tienen errores altos o bajos, y el sentido de esos errores (positivos o negativos), si los modelos climáticos simulan todos el comportamiento de la precipitación de manera parecida o si por el contrario difieren en sus simulaciones, y si la región considerada está bien recogida en las simulaciones de los modelos, o si por el contrario los modelos no han sido capaces de simular bien esa región (como por ejemplo las zonas montañosas, o las regiones costeras).

4.4. Modelos AEMET

4.4.1. Datos de los modelos climáticos regionalizados

Los datos utilizados en esta parte del estudio proceden de los trabajos de regionalización realizados por AEMET, mediante dos técnicas estadísticas de regionalización: el método de análogos (ANA) y el método SDSM. AEMET utilizó los datos de un total de 24 MCG, sin embargo, no todas las salidas de los modelos se regionalizaron mediante ambos métodos. Además, como se ha comentado en el Capítulo 3.4.1, se han decidido estudiar aquellos modelos que tengan datos regionalizados para ambos escenarios de emisiones y para las variables de precipitación y temperatura, aunque en este estudio únicamente se evalúe la precipitación, de cara a posibles estudios posteriores con modelos hidrológicos.

Para más información sobre las técnicas utilizadas o sobre los modelos empleados, consultar el citado Capítulo 3.4.1.

Por ello, se han seleccionado únicamente 10 proyecciones regionalizadas mediante el método de ANA y 12 con el método SDSM, que son las que cumplen con estos requisitos citados (Tabla 12). Además, de cara a comparar los resultados de ambos métodos de regionalización, se han escogido siete modelos que, además de los condicionantes anteriores, han sido regionalizados con ambas técnicas. Esta comparación se puede observar en el Capítulo 4.4.2.2.

4.4.2. Resultados

4.4.2.1. Evaluación de los errores de los modelos

A continuación, se presentan los mapas comparativos de los estadísticos explicados en el Capítulo 4.3. Como se ha comentado, cada círculo en el mapa representa una estación. El color asociado a cada error se muestra en la barra de colores de la esquina inferior

izquierda de cada gráfica, y el valor de CV_e se muestra igualmente mediante una leyenda encima de la barra de colores. En cada mapa, se ha ajustado la escala de colores en función de los valores obtenidos. Siguiendo el orden presentado en la Tabla 16, se presentan los siguientes resultados:

- **Media.** Como se puede observar en la Figura 73, hay diferencias apreciables entre ambos métodos de regionalización. El método ANA (Figura 73.a) presenta errores positivos en muchas estaciones de la parte oeste y noroeste de España (los modelos dan mayor precipitación media anual que la observada), mientras que los errores son negativos de manera generalizada en la parte mediterránea de España (los modelos dan menos precipitación media anual). Sin embargo, el método SDSM (Figura 73.b) presenta errores negativos de manera generalizada. También hay una diferencia visible en el tamaño de los círculos, mientras que en el método SDSM muchos de los círculos son pequeños ($CV_e \sim 0$), lo que indica que todos los modelos suministran resultados parecidos, en el método ANA, la mayoría de las estaciones tiene un tamaño igual o superior a $CV_e \sim 1$, lo que indica que hay mayor variabilidad entre los modelos. En muchos casos, esta mayor variabilidad se obtiene en las cabeceras de los grandes ríos, así como en zonas montañosas.

Figura 73 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico Media (series completas de datos).

- **CV.** En la Figura 74 se observa que los resultados se intercambian entre los métodos de regionalización. En este caso, el método ANA (Figura 74.a) tiene unos resultados bastante homogéneos, con dispersión pequeña de los resultados, indicando que todos los modelos dan resultados parecidos para este estadístico, salvo en la costa sureste de la Península (Murcia y Almería) y en las Islas Canarias. Por otro lado el método SDSM (Figura 74.b) tiene unos resultados sin ningún patrón claro. El error de ambos métodos es generalmente

negativo, lo que indica que los CV de las series de datos de los modelos son menores que el de los datos observados, excepto en algunos casos del método SDSM, lo que indica que el clima simulado por los modelos tiene menos variabilidad que la del clima real.

Figura 74 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico CV (series completas de datos).

- **CS.** En este caso, ambos mapas en la Figura 75 muestran un error negativo de gran magnitud de forma generalizada. En ambos métodos, los modelos se mueven en un rango determinado para todas las estaciones, ya que la gran mayoría de las estaciones se sitúan en un tamaño medio ($CV_e \sim 1$). Esto nos indica que aunque los modelos tienen resultados bastante diversos, todas las estaciones tienen el mismo rango de variación. Esto indica que la extremalidad del clima simulado con los modelos es inferior a la extremalidad del clima real, donde los valores extremos de precipitación simulados son inferiores a los reales observados en las estaciones de medida.

- **DsP.** En este caso, las diferencias son muy claras entre los dos métodos de regionalización. Mientras que en el método ANA (Figura 76.a) se distingue un degradado creciente hacia el norte de la península, es más negativo cuanto más al norte se encuentran las estaciones, es decir, cuanto más humedad y precipitación menos días sin precipitación hay respecto a las observaciones, por lo que los modelos simulan más días con lluvia de los que debería, en el método SDSM (Figura 76.b) se puede apreciar un color blanco uniforme en todas las estaciones estudiadas, que indica que el número de días sin lluvia simulados por los modelos es similar al observado.

Figura 75 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico CS (series completas de datos).

Figura 76 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico DsP (series completas de datos).

- **PmaxA3.** En la Figura 77, se ve claramente una diferencia entre ambas técnicas de regionalización, aunque con algunos puntos en común. Por una parte la regionalización ANA ofrece dos zonas claramente diferenciadas: el arco Mediterráneo y el resto de la Península. En el Mediterráneo, el error es mayor, llegando a subestimaciones con valores del 75% en algunos casos, mientras que en el resto de la Península, hay una subestimación generalizada en torno al 40%. Esto indica que, al haber subestimación, la precipitación máxima acumulada es menor que la que debería, al igual que lo indica el estadístico de valor medio precipitación máxima anual. El estadístico también indica, hasta cierto grado, cómo de bien se ajustan los modelos a las tormentas frontales o de larga duración. Con ello comprobamos como en zonas con mayor probabilidad de tormentas convectivas (arco mediterráneo), el error es mayor. Por su parte la regionalización SDSM ofrece una

subestimación del parámetro igual o superior al 50% en todas las estaciones estudiadas. Además, el tamaño de las estaciones es pequeño, lo que indica que todos los modelos tienen un error parecido y no hay dispersión entre ellos. Las zonas con mayor error son la costa mediterránea y las Islas Baleares.

Figura 77 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico PmaxA3 (series completas de datos).

- **PmaxA5.** Al igual que lo que ocurre en el estadístico anterior (Figura 77), en esta gráfica (Figura 78) existen dos zonas diferenciadas para la regionalización ANA: el arco Mediterráneo y el resto de la península. En el Mediterráneo, el error es mayor. Sin embargo, el error se suaviza progresivamente, aunque los errores siguen teniendo valores cercanos a los mostrados en la gráfica anterior. En el método SDSM por su parte, sigue habiendo una subestimación generalizada para todas las estaciones estudiadas, aunque el error es menor que en el estadístico anterior, siendo la zona más afectada el sur del levante. Al igual que en la gráfica anterior, las estaciones tienen un tamaño pequeño, por lo que los modelos tienen resultados parecidos.

- **PmaxA7.** Por último, esta figura (Figura 79) indica la misma tendencia a subestimar el estadístico que sus dos predecesores. La subestimación es menor en algunas zonas, rondando el 25% en las zonas con más influencia atlántica, mientras que en el arco mediterráneo los errores rondan el 60%. El tamaño de las estaciones indica que los modelos se comportan igual entre ellos, cometiendo la misma subestimación en el estadístico.

Figura 78 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico PmaxA5 (series completas de datos).

Figura 79 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico PmaxA7 (series completas de datos).

- **Media Otoño.** En la Figura 80 se puede observar que la precipitación en otoño es subestimada en todo el arco mediterráneo, en ambos archipiélagos y también en la costa cantábrica en ambos métodos de regionalización. Lo contrario ocurre en algunas zonas de Galicia, cuenca del río Duero y algunas zonas de la meseta central para el método ANA, mientras que en el método SDSM aunque la subestimación es menor, sigue siendo generalizada con un valor de entorno al 50%. También se observa que, mientras que en las zonas donde hay subestimación los modelos tienen un comportamiento uniforme, en el resto de zonas, los modelos difieren (debido al tamaño de los puntos que indica un CV_e entre los modelos de entre 1 y 10), pudiendo tener errores muy distintos en signo, pero compensándose entre ellos. El valor de la subestimación llega en algunos casos hasta el 75 %, mientras que el valor máximo de la sobreestimación está en torno al 25%. Es curioso

ver el comportamiento extremal de la estación situada en Melilla en la regionalización SDSM, que tiene un color rojo que indica un error del 100%. Esta estación da valores anómalos en otros estadísticos, por lo que no es especialmente relevante.

Figura 80 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico Media Otoño (series completas de datos).

- **Media Invierno.** En la Figura 81 se pueden encontrar unas diferencias más marcadas en el método ANA que las encontradas en la Figura 80 de precipitación media en otoño. La sobreestimación en la cuenca del Duero y Tajo y en toda la cordillera pirenaica ronda el 50%, mientras que el error en subestimación del arco mediterráneo no es tan amplio (en torno al 50%). También es destacable que en la costa cantábrica las estaciones tienen un tamaño grande (CV_e de los modelos de 10), lo que implica que los modelos no siguen los mismos errores, de ahí los colores blancos (pues errores opuestos se anulan en la media). Por su parte, el método SDSM presenta básicamente la misma estructura en sus errores. Sigue habiendo una subestimación por parte de los modelos regionalizados de forma generalizada para todas las estaciones. El error ronda el 30%, aunque en algunas estaciones de la costa mediterránea, este error puede llegar hasta el 75 %. Algunas estaciones tienen un color blanco pero, por el contrario, tienen un tamaño grande lo que indica que los modelos difieren en sus errores pudiéndose compensarse estos entre sí.

- **Media Primavera.** Respecto a la comparación en primavera (Figura 82), se puede ver como los errores se reducen respecto a los dos casos anteriores en ambas técnicas de regionalización. Sigue habiendo dos zonas claramente distintas: cuencas con influencia atlántica donde se dan sobrestimaciones con valores máximos del 50%, y el arco mediterráneo con unas subestimaciones que apenas superan el 25% de error para el método ANA, y un error generalizado en torno al 20 % para el método SDSM. Si bien el

número de estaciones con tamaño grande (CV_e de los modelos de 10) crece, por lo que los modelos difieren más en cuanto al error en la precipitación media en primavera. Es destacable el tamaño de los puntos en las Islas Baleares y en la cabecera de la cuenca del río Júcar en los modelos con el método ANA, y la zona baja del levante para el método SDSM.

Figura 81 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico Media Invierno (series completas de datos).

Figura 82 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico Media Primavera (series completas de datos).

- **Media Verano.** Finalmente en cuanto a comparaciones estacionales para la precipitación promedio, en la siguiente gráfica (Figura 83), se puede ver una gran variabilidad a lo largo de toda España. Se observa que la mayoría de las estaciones tienen un tamaño mediano o grande con la técnica ANA, por lo que existe gran dispersión entre los resultados de los modelos. Mientras que en la técnica SDSM, estos puntos de tamaño grande se concentran

de nuevo en el sur del levante, al igual que en la figura anterior. En general estas estaciones de tamaño grande (CV_e de los modelos en torno a 10) suelen tener color blanco. Las zonas donde hay una clara tendencia se encuentra en el suroeste de la Península, en la zona del levante y en las Islas Canarias, donde hay una sobrestimación de la precipitación media en estos meses de verano en la Figura 83.a. Por otro lado, la técnica SDSM ofrece patrones parecidos pero resultados bastante diferentes, destacando las zonas más atlánticas tienen una subestimación del orden del 40%, mientras que en las regiones mediterráneas y del sur, se encuentran sobrestimaciones del estadístico. Esto mismo ocurre con los dos archipiélagos.

Figura 83 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico Media Verano (series completas de datos).

- **MediaMax.** Comenzando con los estadísticos de las series de máximos anuales, se pueden apreciar los errores en la media en la Figura 84. Ambos métodos de regionalización presentan para todas las estaciones errores negativos (las barras de colores representan solo valores negativos en este caso), lo que indica que los modelos simulan precipitaciones máximas anuales inferiores a las observadas de manera generalizada. Además, se puede observar que el método SDSM tiene errores negativos mayores que el método ANA. Sin embargo, si se observa con detenimiento, existen los mismos patrones en ambos métodos: mayores errores en el Mediterráneo, valle del Ebro y meseta central superior, así como en las Islas Canarias.

- **CVMax.** En este estadístico, los errores son inferiores a los anteriores, con colores claros en muchas estaciones. Se puede apreciar que cuanto más blanco es el color, mayor es el tamaño, indicando que estos valores tan cercanos a cero se dan por compensación de errores entre modelos. Sin embargo, aunque algunas zonas de la Península presenten

errores positivos (parte oriental del valle del Ebro en el método ANA, en la Figura 85.a, y Galicia en el método SDSM, en la Figura 85.b), en general los modelos dan valores del CVMax menores en comparación con los datos observados, lo que indica que la dispersión de los máximos anuales, o extremos, simulados por los modelos es inferior a la dispersión de las observaciones, es decir el clima simulado es más homogéneo, en cuanto a extremos, que el clima real.

Figura 84 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico MediaMax (series de máximos anuales).

Figura 85 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico CVMax (series de máximos anuales).

- **CSMax**. Por último, en la Figura 86 se presentan los mapas de errores del coeficiente de asimetría de las series de máximos anuales. No se puede apreciar ningún tipo de tendencia o patrón en los resultados, sino una gran dispersión de resultados. Los colores varían a lo largo de toda la Península, así como los tamaños. Con ello, los mapas muestran que los

modelos se comportan de manera completamente aleatoria, independientemente del clima, método de regionalización o altitud de la estación. Esto indica, una gran incertidumbre en la simulación de los valores más extremos de las series de precipitación máxima anual, por ambos métodos de regionalización. La aleatoriedad de estos resultados también podría ser debida en parte a la variabilidad muestral, ya que el coeficiente de asimetría es el estadístico de tercer orden. Sin embargo, se están considerando series de 40 años, que no son excesivamente cortas.

Figura 86 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico CSMax (series de máximos anuales).

- **MediaMax Otoño.** En cuanto a la precipitación máxima estacional de la Figura 87, en este caso de otoño, se observa que todas las estaciones tienen una subestimación del estadístico. Es decir, todas las estaciones tienen una precipitación máxima en otoño menor que la observada. Este error negativo es mayor en el arco mediterráneo que en las regiones atlánticas del país, llegando a valores que rondan el 100% de subestimación. La estructura del error es muy parecida a la de la Figura 84, de la precipitación media de máximos anuales, pero con errores mayores si cabe.

- **MediaMax Invierno.** Al igual que ocurre en la gráfica anterior y en la gráfica de la precipitación media para máximos anuales, esta gráfica de precipitación media de máximos de invierno (Figura 88) sigue la misma estructura, pero esta vez los errores son menores. Sigue habiendo un error mayor en el arco mediterráneo, con errores que pueden llegar hasta un 60% de subestimación, mientras que en el resto de la Península, el error está en torno al 50% de subestimación para el método ANA y del 70% para el método SDSM.

Figura 87 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico MediaMax Otoño (series de máximos anuales).

Figura 88 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico MediaMax Invierno (series de máximos anuales).

- **MediaMax Primavera.** En esta gráfica (Figura 89) los errores son menores en el arco mediterráneo. Sin embargo, el error es generalizado por toda la península, en torno a un 50% de subestimación, salvo en algunas zonas concentradas como el Sistema Ibérico o Cataluña, donde el error sube hasta un 60% de subestimación.

En el caso de primavera el error es similar al de invierno, con un error menor en el levante pero con una subestimación generalizada en todas las estaciones estudiadas. Esta subestimación varía desde el 50% hasta llegar en algunas estaciones al 100%. No hay ningún patrón espacial, salvo el menor error citado en el levante. Respecto al tamaño de las estaciones en la gráfica, es un tamaño pequeño (Coeficiente de Variación de los errores

de los modelos en torno a 0), lo que indica uniformidad en los resultados de los errores entre modelos.

Figura 89 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico MediaMax Primavera (series de máximos anuales).

- **MediaMax Verano.** Finalmente, en la Figura 90, que muestra la comparación de los máximos en verano, también hay un error generalizado en toda la Península, con valores mayores del 50% de subestimación en la mayoría de las estaciones. Esta gráfica no sigue a las anteriores, sin haber ningún tipo de patrón, y con un error mayor en las regiones atlánticas que en el resto de gráficas estacionales. El tamaño de las estaciones en la gráfica indica que todos los modelos se comportan de manera similar (CV_e de los modelos en torno a 0), tanto para la subestimación como para la sobrestimación del estadístico. Es destacable que en las Islas Canarias, hay errores positivos (sobrestimación), cosa que no ocurre en ninguna otra gráfica.

Figura 90 – Errores entre los modelos regionalizados: método ANALOGOS (a) y método SDSM (b), y la serie observada en el estadístico MediaMax Verano (series de máximos anuales).

4.4.2.2. Comparación entre métodos de regionalización

Para el análisis de comparación entre métodos de regionalización no se han utilizado todos los estadísticos calculados anteriormente, ya que para algunos de ellos la comparación no es necesaria. Este es el caso de los estadísticos para valores máximos (MediaMax, CVMax y CSMax) y también para el estadístico DsP. Tanto para MediaMax como para DsP, los resultados concluyen que el mejor método es ANA y SDSM, respectivamente, en todos los casos. Por otro lado, CVMax y CSMax tienen unos resultados demasiado aleatorios como para percibir algún tipo de tendencia. Además, de los siete modelos que tienen ambos métodos de regionalización, solo se van a escoger cuatro (BNU-ESM, MIROC-ESM, MIROC5 y MRI-CGCM3), ya que los modelos MPI-ESM-LR y MPI-ESM-MR se comportan de manera muy similar al modelo MRI-CGCM3 y el modelo INMCM4 al modelo MIROC5. En las gráficas se pueden observar tres colores distintos, así como tres formas distintas para cada estación. El color depende del método de regionalización que tiene menor error, es decir, el mejor de los dos (morado para el método ANA y verde para SDSM). Además, hay un tercer color (amarillo) que indica que ambos métodos tienen el mismo error, con un intervalo de $\pm 5\%$ en valor absoluto, de tal forma que no se puede concluir que un método sea mejor al otro. La forma que se adopta en cada estación, es función del signo del estadístico en cada método (positivo o negativo). En el caso de que ambas técnicas de regionalización tengan un error positivo, la estación tendrá forma de pirámide, si ambos métodos tienen un error negativo, la estación tendrá forma de pirámide invertida, y si ambos métodos difieren (por ejemplo uno positivo y otro negativo) la forma será un círculo. Esto puede servir para ver si ambos métodos se comportan de la misma manera en ciertas regiones.

En la Figura 91 se han reunido los mapas correspondientes a la comparación en la Media (series completas). Se puede apreciar que los mapas son mayormente morados, a excepción del modelo MIROC-ESM. Esto significa que para este estadístico el método ANA tiene un error menor, es decir, los modelos simulan mejor la precipitación media anual por el método ANA que por el método SDSM. Se puede apreciar también, que en la costa mediterránea, sobre todo las regiones de Valencia, Alicante, Murcia, Almería y las Islas Baleares, hay zonas verdes que indican un menor error en el modelo SDSM, de tal forma que en estas zonas el método SDSM obtiene mejores resultados de la precipitación media anual. En el resto de zonas los resultados dependen del modelo. Por ejemplo, en el modelo

BNU-ESM, hay una zona verde importante en León y Galicia que concuerda con el modelo MIROCESM, pero no con el resto de modelos.

Figura 91 – Comparación entre el ajuste de los dos métodos de regionalización a las observaciones, y la tendencia del error de ambos métodos en cada estación, en el estadístico Media (series completas de datos), para cuatro modelos climáticos característicos.

Asimismo, en el modelo MIROC5 solo se observan algunas estaciones verdes, mientras que el resto son moradas (el método ANA se comporta mucho mejor para este modelo). Respecto a la forma de cada estación, se pueden observar dos tendencias claras: en toda la región de clima mediterráneo se observa que el error en ambos métodos es negativo, lo que indica que en esta zona los modelos simulan una precipitación media anual inferior a la observada, independientemente del método utilizado, mientras que en toda la zona superior de la meseta central predominan los círculos, es decir, que una técnica de regionalización simula precipitaciones medias anuales superiores a la observada, mientras que la otra técnica suministra precipitaciones inferiores. Esta tendencia puede comprobarse en todos los modelos.

Figura 92 – Comparación entre el ajuste de los dos métodos de regionalización a las observaciones, y la tendencia del error de ambos métodos en cada estación, en el estadístico CV (series completas de datos), para cuatro modelos climáticos característicos.

En la Figura 92 se reúnen los mapas del estadístico CV para los modelos seleccionados (dispersión de las precipitaciones diarias de las series completas). En este caso, el método SDSM es el que tiene menor error, es decir, la dispersión de los valores de precipitación en la serie completa de datos, o variabilidad del clima, es simulada mejor por el método SDSM. Al contrario de la Figura 91, en esta figura se aprecian dos comportamientos diferentes, el de los mapas a y b (modelos BNU-ESM y MIROC5 y, por lo tanto, también el modelo INMCM4) y el de los mapas c y d (modelos MIROC-ESM y MRI-CGCM3 y, por lo tanto, también los modelos MPI-ESM-LR y MPI-ESM-MR). Para los mapas a y b se aprecia que, en el valle del Ebro y la meseta central (a excepción del Sistema Central), el método ANA presenta un error menor, mientras que para los mapas c y d, el método que menor error tiene es el SDSM. Por el contrario, se observa que, en la costa valenciana, en los mapas a y b, el método SDSM es mejor, mientras que, en los mapas c y d, el método ANA

es el que tiene un error menor. Si se estudia el signo de los errores en las estaciones, se vuelve a observar una clara diferencia entre los mapas a y b y los mapas c y d. Mientras que los primeros muestran una mayor abundancia de círculos (lo que nos indica que ambas técnicas de regionalización tienen diferentes signos en el error), en los mapas c y d, la mayor parte de las estaciones tiene forma de pirámide invertida, lo que indica que ambos métodos tienden a subestimar el coeficiente de variación.

Figura 93 – Comparación entre el ajuste de los dos métodos de regionalización a las observaciones, y la tendencia del error de ambos métodos en cada estación, en el estadístico CS (series completas de datos), para cuatro modelos climáticos característicos.

Finalmente, la Figura 93 presenta los mapas del estadístico CS. Al igual que en el estadístico Media, el método ANA es el que mejor se comporta. En la zona del interior de Valencia y Murcia, así como parte de Aragón, el método SDSM es mejor, pero no para todos los modelos (solo para los modelos BNU-ESM y MIROC5 y, por lo tanto, también para el modelo INMCM4). Si se estudia el signo de los errores, se puede observar que la mayoría de las estaciones tienen errores negativos en ambos modelos. Es decir, la extremalidad climática real está suavizada por los modelos, presentando extremos más cercanos al comportamiento medio, que en el caso de las observaciones. Sin embargo,

dentro de esta tendencia, el método ANA simula un clima más cercano a la realidad que en el caso del método SDSM.

4.4.3. Discusión y conclusiones

El presente capítulo muestra la precisión de los modelos climáticos globales (MCG), con su respectiva regionalización, a la hora de reproducir el comportamiento real de la precipitación en España. La regionalización realizada a partir de los modelos climáticos globales de diferentes países ha sido realizada mediante dos métodos de regionalización estadística: el método de los análogos (ANA), y el método de regionalización estadística (SDSM, en sus siglas en inglés). El análisis se ha realizado en el periodo de control (1961–2000), comparando las proyecciones de los modelos climáticos con los datos observados en pluviómetros mediante estadísticos que tratan de caracterizar la distribución de la precipitación.

Los resultados del estudio muestran que la regionalización de los MCGs no ha sido adecuada. La comparación de los estadísticos muestra unos resultados muy dispares en función del estadístico analizado. Hay una clara diferencia entre el comportamiento medio de las series y el comportamiento de los máximos anuales. Mientras que los modelos regionalizados se comportan razonablemente bien para valores medios, no ocurre así para valores máximos anuales. Todos los modelos para ambos métodos de regionalización subestiman las precipitaciones extremas (precipitaciones máximas anuales), empeorando los resultados en el área mediterránea. El coeficiente de variación tanto para la serie completa (CV) como para la serie de máximos anuales (CVMax) se comporta de una manera adecuada, aunque con una subestimación generalizada del estadístico, suavizando la variabilidad natural del clima. Respecto al CSMMax, tanto para la serie completa como para la serie de máximos anuales, los modelos no tienen un comportamiento correcto. Los resultados muestran una aleatoriedad completa en todo el territorio, sin la posibilidad de sacar ningún patrón regional. La falta de ajuste en los máximos y la aleatoriedad de algunos de sus estadísticos indican que los métodos de regionalización utilizados por AEMET no son adecuados para caracterizar los extremos de precipitación, por lo que se deberían probar otros métodos de regionalización que quizás mejorasen el comportamiento extremal de las proyecciones de precipitación. Es interesante resaltar el buen comportamiento que tiene el método SDSM al corregir los días sin precipitación (DsP), ya que presenta un error casi nulo de manera generalizada. Por el contrario, el método de los análogos provoca una subestimación generalizada del estadístico, sobre

todo en las zonas con mayor precipitación de la Península. Este fenómeno es llamado ‘drizzle’, o llovizna en español, y evidencia que el modelo (o el método) genera más días con lluvia (normalmente baja) de lo que debería. Respecto a los valores estacionales, los valores medios de cada una de las estaciones tienen un comportamiento similar, unos patrones similares, a los valores medios tanto de la serie de precipitación promedio anual como la serie de máximos anuales. Esto es, un patrón muy marcado este-oeste en el método de análogos, dando sobrestimaciones en el oeste (zona con influencia atlántica) y subestimaciones en el este (zona con influencia mediterránea). Por su parte, en el método SDSM, aunque se dé también este patrón, existe una subestimación generalizada en toda la Península. En el caso de las gráficas estacionales en los máximos de precipitación, sigue habiendo una subestimación clara en todas las estaciones del año estudiadas, siendo esta subestimación más importante en el método SDSM.

Con estos resultados, no se puede seleccionar de forma clara qué método es mejor, ya que aunque en algunos estadísticos uno sea mejor, este falla en otros. Sin embargo, se puede afirmar que el método de regionalización estadística ajusta de manera muy eficaz los días sin precipitación, y que el método de los análogos tiene mejores resultados en los valores máximos anuales. Por todo ello, se concluye que, antes de realizar cualquier estudio de impacto del cambio climático sobre las inundaciones con estos datos, es necesario compararlos con los disponibles en otras fuentes, como los modelos CORDEX, ya que los métodos de regionalización utilizados por la AEMET no se ajustan adecuadamente a los datos máximos y extremos. En cualquier caso, si se decide utilizar las proyecciones de precipitación suministradas por AEMET, se recomienda encarecidamente realizar una corrección del sesgo adecuada a la zona de estudio, para al menos obtener resultados en el orden de magnitud de las observaciones.

4.5. Modelos CORDEX

4.5.1. Datos de los modelos climáticos regionalizados

Los datos empleados en esta parte del estudio proceden de las simulaciones realizadas por MCR bajo el programa CORDEX en su dominio europeo. En el momento de búsqueda de datos se descargaron un total de 14 proyecciones, sin embargo, como se ha comentado en el Capítulo 3.4.2, para facilitar el tratamiento y la presentación de resultados, únicamente se utilizaron aquellos modelos que tuvieran una disposición espacial de celdas igual, reduciéndose este número a 12 proyecciones.

La variable estudiada es la precipitación, por lo que no se han empleado los datos de temperatura. La resolución de los modelos es de 12.5 km de lado de celda y los escenarios de emisiones estudiados son, como ya se ha comentado, el RCP 4.5 y el RCP 8.5. Respecto al periodo temporal utilizado, se ha utilizado el periodo control disponible de cada una de las proyecciones, como se ha indicado igualmente en el Capítulo 3.4.2, bien 1951–2005, o bien 1971–2005.

Para más información sobre el proyecto o sobre los modelos empleados, se puede consultar el citado Capítulo 3.4.2.

4.5.2. Resultados

4.5.2.1. Evaluación de los errores de los modelos

A continuación, se presentan los mapas comparativos de los estadísticos explicados en el Capítulo 4.3. Como se ha comentado, cada círculo en el mapa representa una estación. El color asociado a cada error se muestra en la barra de colores de la esquina inferior izquierda de cada gráfica, y el valor de CV_e se muestra igualmente mediante una leyenda encima de la barra de colores. En cada mapa, se ha ajustado la escala de colores en función de los valores obtenidos. Siguiendo el orden presentado en la Tabla 16, se presentan los siguientes resultados al igual que se hizo en el capítulo anterior con los modelos AEMET, pero esta vez con una sola gráfica ya que el método de regionalización (regionalización dinámica mediante MCR) es único:

- **Media.** La Figura 94, muestra las diferencias en la precipitación promedio anual. En ella se puede observar como la zona norte de la meseta central, así como los Pirineos y otros sistemas montañosos muestran una sobrestimación en la precipitación media. Algunos de esos errores llegan a tener sobrestimaciones del 100%. Por otro lado, en la costa mediterránea y algunas zonas de Andalucía, muestran ligeras subestimaciones del estadístico. Se pueden observar también diferencia de tamaños en las estaciones, teniendo por lo general los tamaños más grandes (CV_e de los modelos en torno a 1 y 10) los colores más claros, debido a la posible compensación de errores. Por lo general, esta dispersión de resultados se puede encontrar en todo el arco mediterráneo, aunque es importante destacar muchas estaciones en el Sistema Central con estos tamaños mayores.

Figura 94 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico Media (series completas de datos).

- **CV.** Respecto a este estadístico, en la Figura 95 se puede apreciar un tono amarillento predominante en toda la Península. Este color indica una subestimación leve del estadístico, de entorno al 25%. El tamaño de las estaciones muestra uniformidad en los errores de los modelos, es decir, todos los modelos regionalizados se comportan de forma similar. Los mayores errores se pueden encontrar en la zona norte de la Península, especialmente en el valle del río Duero y los Pirineos. Este comportamiento ya se ha visto anteriormente para el método de regionalización ANA utilizado por los modelos AEMET, en el Capítulo 4.4.2.1 lo que indica que el clima simulado por los modelos tiene menos variabilidad que la del clima real.

Figura 95 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico CV (series completas de datos).

- **CS.** En la Figura 96 se pueden encontrar diferentes zonas con un cierto color, pero sin un patrón generalizado. Así, se encuentra una subestimación en la parte central del valle del río Duero, los Pirineos y el sur del levante. Por otro lado, existe una sobrestimación del parámetro en la zona central del valle del río Ebro, el valle del río Tajo y algunas zonas de las Islas Baleares. El tamaño de las estaciones es medio (CV_e de los modelos en torno a 1), lo que indica que no todos los modelos tienen los mismos errores, habiendo cierta variabilidad entre sus resultados. Estos resultados dan una idea de los resultados que se verán posteriormente en el estadístico MediaMax.

Figura 96 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico CS (series completas de datos).

Figura 97 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico DsP (series completas de datos).

- **DsP**. Por otro lado, el estadístico DsP ilustrado en la Figura 97 muestra una subestimación generalizada de los días sin precipitación, para todos los modelos regionalizados y estaciones estudiadas (CV_e de los modelos en torno a 0). Este error es mayor en algunas estaciones del norte de la Península, concretamente en el País Vasco y la Cordillera Cantábrica, con errores que pueden llegar hasta el 60%. El error es menor conforme las estaciones están más al sur, con valores en torno al 20% en Andalucía.

- **PmaxA3**. En cuanto a la precipitación máxima anual acumulada en días consecutivos, en primer lugar se observan distintas zonas con errores localizados para un número de tres días consecutivos, en la Figura 98. Hay una sobrestimación en el estadístico en la cuenca del río Duero, así como en algunas estaciones de los Pirineos y del Sistema Bético. El error en estas zonas ronda el 25%. Por otro lado, hay una subestimación del estadístico en el sur del levante, costa cantábrica y oeste de Andalucía, así como en las Islas Baleares. El error en estas zonas puede llegar hasta el 50 %. Respecto al tamaño de las estaciones, se puede encontrar una zona con mucha incertidumbre entre modelos en el tramo final de la cuenca del río Ebro, así como en la zona norte de la cuenca del río Duero y en la cuenca del río Guadiana.

Error medio en: Precip. máxima acumulada (3 días) (CORDEX)

Figura 98 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico PmaxA3 (series completas de datos).

- **PmaxA5**. Continuando con este tipo de estadísticos, al igual que sucede en la gráfica anterior, la cuenca del río Duero, los Pirineos y el Sistema Bético presentan una sobrestimación del estadístico en cinco días consecutivos (Figura 99). Esta sobrestimación crece en algunas de las estaciones respecto al gráfico anterior. También se mantienen los

errores en las zonas donde hay una subestimación del estadístico: levante, costa cantábrica y oeste de Andalucía. Sin embargo esta subestimación es menor. Respecto a la dispersión de los modelos, hay el mismo comportamiento que en el gráfico anterior, sumando la zona de la costa de Cataluña.

Error medio en: Precip. máxima acumulada (5 días) (CORDEX)

Figura 99 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico PmaxA5 (series completas de datos).

- **PmaxA7.** Finalmente, en el acumulado a siete días (Figura 100), se puede encontrar lo mismo que en las dos gráficas anteriores. Esta vez, además de los Pirineos, la cuenca del río Duero y el Sistema Bético, el sur de la meseta central también tiene bastantes estaciones con una sobrestimación en el estadístico. Respecto a las zonas con una subestimación de la precipitación acumulada, las mismas zonas que en las gráficas anteriores muestra dicho error, aunque con un valor menor. En cuanto al tamaño de las estaciones, se puede encontrar que hay más estaciones con tamaño grande (CV_e de los modelos en torno a 10), que en las dos gráficas anteriores, aunque en general se mantienen las mismas zonas.

- **Media Otoño.** Comenzando los gráficos estacionales con otoño (Figura 101), en este gráfico se puede ver como los modelos regionalizados sobrestiman la precipitación en otoño en toda la cuenca del río Duero. Lo mismo ocurre en las estaciones del Pirineo y del Sistema Ibérico. El error en estas estaciones ronda el 50%, aunque algunas de ellas llegan a tener errores del 100%. Por el contrario, se subestima la precipitación en el levante y las Islas Baleares, además de algunas estaciones en el País Vasco, el oeste de Andalucía y noreste de Cataluña. Sin embargo, estas subestimaciones no superan el 50%. Los modelos

tienen gran dispersión en sus resultados en muchas zonas a lo largo de la Península, destacando el sur del levante y un núcleo importante de ellas en el oeste de la costa cantábrica (CV_e de los modelos en torno a 10).

Error medio en: Precip. máxima acumulada (7 días) (CORDEX)

Figura 100 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico PmaxA7 (series completas de datos).

Error medio en: Media Otoño (CORDEX)

Figura 101 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico Media Otoño (series completas de datos).

- **Media Invierno.** La sobrestimación sufrida en otoño se ve incrementada en las mismas zonas en invierno (Figura 102), creciendo el error positivo en el Sistema Central, con varias

estaciones que superan el 100% de error. Por su parte, la subestimación en la costa mediterránea se agrava, con más estaciones con errores del 50%. Esta subestimación se ve reducida en las estaciones del País Vasco. En cuanto a la dispersión de los resultados, se puede observar el mismo patrón que en la gráfica anterior. Aquellas estaciones con un color claro (tanto positivo como negativo) tienen tamaños pequeños, por lo que los modelos se comportan de manera uniforme en sus errores.

Figura 102 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico Media Invierno (series completas de datos).

- **Media Primavera.** En primavera, el comportamiento de los modelos sigue de manera similar (Figura 103) al de las estaciones anteriores. Existe una subestimación de la precipitación en el sur, aunque esta se ha reducido considerablemente, dejando solo algunas estaciones con un color amarillo muy débil (error menor del 10%). Por otro lado, las sobrestimaciones son parecidas a las que se dan en otoño, con los Pirineos y la cuenca del río Duero como principales zonas con errores positivos. Estas sobrestimaciones llegan en algunos puntos a ser mayores del 100%. El tamaño de las estaciones sigue el mismo patrón que en las gráficas anteriores, destacando la zona del levante (CV_e de los modelos en torno a 10), por lo que los modelos tienen diferentes errores en estas zonas.

Error medio en: Media Primavera (CORDEX)

Figura 103 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico Media Primavera (series completas de datos).

- **Media Verano.** Finalmente, respecto al verano (Figura 104) el patrón cambia respecto a las anteriores figuras. Es destacable que hay una tremenda sobrestimación de la precipitación en todo el sur de la costa mediterránea (de más del 100% en muchas estaciones). El resto de la Península, así como las Islas Baleares presentan una sobrestimación más reducida de entorno al 50%. También hay que destacar algunas estaciones puntuales con una subestimación pequeña, pero sin estar concentradas en una región concreta. Los tamaños de la mayoría de las estaciones son intermedios (CV_e de los modelos en torno a 1), lo que indica bastante variabilidad si se tiene en cuenta la cantidad de estaciones que tienen este tamaño.

Error medio en: Media Verano (CORDEX)

Figura 104 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico Media Verano (series completas de datos).

- **MediaMax**. En la Figura 105 se puede comprobar que los resultados se parecen mucho al CS de los valores medios (Figura 96), aunque con algunos cambios sustanciales. En todo el arco mediterráneo se observa una subestimación del estadístico mayor, en torno al 25% con valores que llegan al 50% de error. Asimismo, esta subestimación también se encuentra en la costa cantábrica y en la zona oeste de Andalucía. En la cuenca del Duero, aparecen muchas estaciones con tamaño grande (CV_e de los modelos en torno a 10), lo que indica que los modelos difieren en sus errores, pudiendo contrarrestarse los signos, de ahí el color más blanco. También es importante destacar una sobrestimación del estadístico en las montañas de León, que se extiende a buena parte de Galicia, con errores en torno al 25%. Finalmente, destacar que muchas estaciones tienen un tamaño mediano o grande, lo que muestra la gran variabilidad entre modelos.

Figura 105 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico MediaMax (series de máximos anuales).

- **CVMax**. Por su parte, el CV de los máximos anuales (Figura 106) muestra una sobrestimación en la mayoría de las estaciones estudiadas. Esta sobreestimación está entre el 25 y 50%. Sin embargo, algunas estaciones sobrepasan el 50% del error. También hay estaciones que subestiman el estadístico, pero estas están repartidas a lo largo de la Península sin un patrón generalizado, a excepción del sur del levante donde hay una zona con bastantes estaciones con subestimación (error del 30% en su mayoría). El tamaño de las estaciones es variable, sin ninguna zona concreta que resaltar, aunque muchas de ellas tienen un tamaño mediano (CV_e de los modelos en torno a 1), por lo que los modelos, al igual que en la gráfica anterior, tienen dispersión en sus resultados.

Error medio en: Coeficiente de Variación máximos (CORDEX)

Figura 106 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico CVMax (series de máximos anuales).

- **CSMax.** Al igual que ocurría con el mismo estadístico en las regionalizaciones realizadas en los modelos AEMET, los resultados en el CS de los máximos anuales (Figura 107), muestran una variabilidad importante en cuanto al sentido (positivo o negativo) de sus diferencias. Si bien la mayoría de las estaciones tienen colores azules (sobrestimación del parámetro), otras tienen colores amarillos e incluso rojos (subestimación), por lo que no hay una tendencia clara, dependiendo cada resultado de la propia estación. Respecto a los tamaños, la mayoría de las estaciones tienen un tamaño medio (CV_e de los modelos en torno a 1), lo que indica dispersión en sus resultados. Sin embargo, a pesar de la dispersión, los colores indican un claro signo del error, por lo que podemos encontrarnos con modelos con mucho error dentro del mismo signo.

- **MediaMax Otoño.** En esta gráfica estacional se observa una subestimación de la precipitación máxima en otoño en varias zonas de la Península (Figura 108). Se puede apreciar una subestimación en todo el arco mediterráneo, especialmente en el levante, en el suroeste de Andalucía, costa cantábrica y algunas zonas de Aragón, así como en las Islas Baleares. Por otro lado, algunas estaciones en la cabecera del río Duero muestran una ligera sobrestimación del parámetro. Los errores en subestimación rondan el 50% en la zona del levante, aunque este error baja en otras zonas. Respecto al tamaño de las estaciones, muchas de ellas tienen un tamaño mediano o grande (CV_e de los modelos en torno a 1 y 10), pero no es un patrón generalizado. Algunas zonas con este tamaño mayor se pueden encontrar en la cuenca del río Duero y en el Sistema Central.

Error medio en: Coeficiente de Sesgo máximos (CORDEX)

Figura 107 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico CSMax (series de máximos anuales).

Error medio en: Media Otoño máximos (CORDEX)

Figura 108 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico MediaMax Otoño (series de máximos anuales).

- **MediaMax Invierno.** Continuando con invierno (Figura 109), se pueden encontrar resultados parecidos a los conseguidos en otoño. Hay una subestimación generalizada en todo el arco mediterráneo, el suroeste de Andalucía y la costa cantábrica. Sin embargo, crecen la sobrestimación del estadístico en la toda la cuenca del río Duero y también en los Pirineos. Tanto la sobrestimación como la subestimación van desde el 25 al 50% en sus respectivos signos. Respecto al tamaño de los puntos, la dispersión de los resultados de los

modelos decrece respecto a la gráfica anterior, aunque sigue habiendo gran dispersión en algunos puntos del sistema central.

Figura 109 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico MediaMax Invierno (series de máximos anuales).

Figura 110 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico MediaMax Primavera (series de máximos anuales).

- **MediaMax Primavera.** Se puede apreciar un aumento de la dispersión (CV_e de los modelos en torno a 1 y 10) en los resultados de la precipitación máxima en primavera (Figura 110), y con ello unos colores más blancos que indican un error medio cercano a 0 pero que probablemente sea debido a la compensación entre los signos del error. Por ello, en las

zonas donde hay un error más marcado como en el suroeste de Andalucía, con una subestimación leve del estadístico, el tamaño de las estaciones es pequeño.

- **MediaMax Verano.** Finalmente, en verano (Figura 111) se observa una subestimación generalizada del estadístico para la mayor parte de la Península y las Islas Baleares. Esta subestimación no supera el 50% del error. Por otro lado, en las costas del sur de la Península se encuentran varias estaciones con una sobrestimación importante en el estadístico (de entre el 25 y el 50%, con algunas estaciones sobrepasando este valor). Este cambio de signo puede estar relacionado con las estaciones con tamaño grande (CV_e de los modelos en torno a 10), en el sur del levante. Ello indicar que los modelos no se ajustan bien en la costa mediterránea sur. El resto de las estaciones de la Península tienen un tamaño mediano o pequeño, lo que muestra uniformidad en sus resultados.

Figura 111 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico MediaMax Verano (series de máximos anuales).

4.5.3. Discusión y conclusiones

El presente capítulo muestra la fidelidad de los modelos climáticos regionales (MCR) procedentes del programa CORDEX a la hora de reproducir el comportamiento real de la precipitación en España. La regionalización de dichos modelos es dinámica, por lo que cada MCG tiene una regionalización propia según el MCR utilizado. El análisis se ha realizado en el periodo de control, que es diferente para cada modelo siguiendo dos posibles intervalos de tiempo: 1951–2005 y 1971–2005. En estos periodos, se comparan las proyecciones de

los modelos climáticos con los datos observados en pluviómetros mediante una serie de estadísticos que tratan de caracterizar la distribución de la precipitación.

Los resultados de la comparación muestran algunas debilidades en las simulaciones de los modelos respecto a la realidad. Sin embargo, el comportamiento general de los modelos no es tan malo como el esperado debido a la utilización de distintos modelos con diferentes parametrizaciones cada uno de ellos.

El comportamiento de los valores promedios de precipitación, es decir utilizando la serie completa, muestra una sobrestimación en gran parte de la península para la Media, aunque con un CV más bajo de lo esperable. Este último estadístico, además, es uniforme a lo largo de todas las estaciones pluviométricas estudiadas, por lo que es un déficit común en todos los modelos. Estos resultados indican precipitaciones por encima de lo esperado y muy similares entre sí. Por su parte, el CS no muestra un patrón claro a lo largo de la Península con subestimaciones en algunas zonas, pero también con valores superiores a los esperados, especialmente en los valles.

Respecto a los valores máximos, se observa una subestimación de los valores máximos anuales de precipitación en la zona del levante, así como en la costa cantábrica, lo que contrasta con zonas en el oeste de la Península que muestran valores por encima de lo esperado. También se aprecia una zona de transición entre ambas zonas, donde los modelos muestran comportamientos de signo diferente. Por otro lado, el CVM_{Max} expone una sobrestimación muy clara por toda la Península, si bien hay que matizar este resultado ya que los resultados indican que los modelos simulan comportamientos diferentes entre sí. En cuanto al CSM_{Max}, los modelos no tienen un comportamiento adecuado conforme a los datos observados. Los resultados muestran una aleatoriedad completa en todo el territorio, sin la posibilidad de sacar ningún patrón regional. Por lo que los valores más extremos de precipitación pueden tener valores muy dispares y distintos de la realidad.

En cuanto a la correcta simulación del número de días en los que hay precipitación, el estadístico D_{sP} marca que los modelos simulan más días con precipitación de los que debería, especialmente en el norte de la Península. En cuanto a los valores estacionales, tanto medios como máximos, el comportamiento de los estadísticos marca unos resultados similares a su comportamiento anual, exceptuando el verano, ya que el mapa de resultados marca un comportamiento ligeramente diferente al del resto de estaciones. Este comportamiento anómalo es especialmente marcado en la costa del sur de la Península, donde tanto para valores promedio como valores máximos, hay una

sobrestimación de los valores de precipitación. Es decir, en verano los modelos dan precipitaciones más intensas de las que deberían mostrar.

Estos resultados indican que los modelos climáticos tienen un comportamiento errático en algunas características de la distribución de precipitación, como pueden ser los valores más extremos. También se observan patrones muy marcados en diferentes estadísticos que, debido principalmente a una componente geográfica, es necesario corregir o tener en cuenta. Sin embargo, los modelos aquí presentados no muestran un comportamiento uniforme entre ellos, al revés, existe mucha variabilidad en sus resultados, por lo que es necesario profundizar en cada modelo en particular para ver los principales problemas que presenta, en vez de hacer una conclusión generalista. Esto se deduce del gran número de estaciones que muestran un CV_e muy alto, indicando que puede haber modelos que se comporten extremadamente mal, pero también otros que realicen una simulación perfecta de la precipitación. Además, salvo en algunos estadísticos como puede ser el CV, donde hay un comportamiento generalizado de subestimación, el resto de estadísticos dependen de la zona que se estudie, pudiendo haber zonas donde los modelos CORDEX se adecúen perfectamente a los valores observados de precipitación. Estas zonas pueden ser, por poner un ejemplo, Sevilla, donde se ha encontrado únicamente una ligera subestimación de todos los estadísticos utilizados.

4.6. Comparación entre modelos AEMET y datos CORDEX

Finalmente, se expone una comparación directa entre los datos AEMET, obtenidos mediante técnicas de regionalización estadística, y datos CORDEX, procedentes de una regionalización dinámica. Esta última parte recoge figuras ya mostradas en los capítulos anteriores de cara a poder realizar un contraste más claro entre diferentes técnicas de regionalización. Solo se podrá realizar esta comparación en la península ibérica y las Islas Baleares, ya que los modelos CORDEX no ofrecen datos en las Islas Canarias y el norte de África.

Únicamente se va realizar este análisis sobre unos pocos estadísticos, ya que el resto se pueden consultar en sus respectivos capítulos. Así, se han seleccionado una serie de estadísticos característicos que definan el comportamiento de la precipitación, como son: Media, CV, MediaMax, CVMax y DsP.

- **Media.** Como se puede distinguir en la Figura 112, que muestra los errores en la precipitación media, las diferencias entre las tres gráficas son claras, tanto entre AEMET y

CORDEX como, ya se ha visto en el Capítulo 4.4.2, entre los dos métodos de regionalización estadística. Los puntos en común entre las distintas gráficas son la costa mediterránea, donde las tres gráficas muestran un error negativo en los datos de los modelos climáticos, y la meseta norte de la Península, donde tanto el método ANA como los modelos CORDEX muestran un sobrestimación de la precipitación. Sin embargo, es más interesante investigar aquellas zonas donde las gráficas difieren entre ellas.

Figura 112 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico Media (series completas de precipitación), de los modelos AEMET (izquierda) y CORDEX (derecha).

Por un lado, hay que destacar el método SDSM, que no muestra ningún tipo de patrón espacial, sino una subestimación generalizada de la precipitación. Si bien esto puede resultar llamativo dado que independientemente de la zona estudiada, con mayor o menor dificultad a la hora de simular la precipitación, los errores son iguales y negativos, lo que en verdad manifiesta es una incapacidad de la técnica de regionalización para adecuar los

diferentes comportamientos regionales de la precipitación, generando una señal homogénea para toda la península. Por otro lado, tanto la técnica ANA como los modelos CORDEX sí que muestran diferentes patrones regionales, aunque hay algunas diferencias relevantes. La más llamativa es la sobrestimación de la precipitación por parte de los modelos CORDEX en las zonas montañosas: Sistema Central, Pirineos y Montes de León. Este comportamiento no se da en el método ANA. Por el lado contrario, hay zonas donde los modelos CORDEX simulan una sobrestimación en zonas donde el método ANA realiza un ajuste adecuado, como en la meseta sur o en zonas de Extremadura y el sur de la Península. Por último, hay que destacar que en la gráfica de los modelos CORDEX se aprecian círculos más grandes que en la gráfica de la técnica ANA, lo que indica que los modelos CORDEX no se comportan de manera tan uniforme como los modelos regionalizados mediante técnicas estadísticas, ya que esto se aprecia tanto para el método ANA como para el método SDSM. Si bien puede parecer preferible un comportamiento homogéneo de cara al tratamiento de los datos, sobre todo cuando se está comparando el periodo control con los datos observados, a la hora de evaluar los cambios en el futuro es más interesante esa diversidad en las proyecciones que ofrecen los modelos CORDEX a una simulación homogénea que dependa de algún posible sesgo en la propia regionalización.

- **CV.** En la Figura 113 se aprecian comportamientos distintos a la figura anterior por parte de todos los modelos, tanto AEMET como CORDEX, para el estadístico CV. En el método SDSM, donde en la gráfica de la Media se podía encontrar un comportamiento completamente uniforme para toda la Península, en el caso del CV este comportamiento varía, mostrando que la técnica de regionalización simula unos valores de CV altamente aleatorios. Si bien se puede apreciar un comportamiento similar en las zonas costeras, como la costa cantábrica o la mediterránea, con una subestimación del estadístico del orden del 40%, en el resto del área no se puede extraer ningún patrón que pueda definir los errores en la simulación de la precipitación. Lo contrario ocurre en la técnica ANA así como en los modelos CORDEX, donde se aprecia una subestimación del estadístico completamente generalizada para la Península, siendo la subestimación mayor en la técnica ANA (40 – 50%) que para los modelos CORDEX (20 – 30%) . Es también interesante destacar de nuevo esa diferencia entre las simulaciones de los distintos modelos en la costa sureste de la Península para la técnica ANA, con un CVe de los errores de 10.

Figura 113 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico CV (series completas de precipitación), de los modelos AEMET (izquierda) y CORDEX (derecha).

- **MediaMax.** En el caso de la precipitación máxima diaria anual, la Figura 114, las diferencias entre los modelos AEMET y los modelos CORDEX son elevadas. Mientras que en las técnicas de regionalización estadística la subestimación de la precipitación máxima anual es generalizada, mayor para la técnica SDSM que para la técnica ANA, con valores que llegan hasta más del – 100%, los modelos CORDEX muestran un ajuste más o menos bueno. Si bien hay que decir que los modelos CORDEX no simulan de manera homogénea, como se ha visto en las figuras anteriores, el error en muchas estaciones es mínimo, como por ejemplo en la costa mediterránea con errores del -30%. Hay zonas como la meseta norte, donde el error es nulo o casi nulo, pero la dispersión del error es grande, por lo que el error medio se anula. Sin embargo, en aquellas estaciones donde la dispersión de los errores es pequeña, los errores igualmente son pequeños.

Figura 114 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico MediaMax (series completas de precipitación), de los modelos AEMET (izquierda) y CORDEX (derecha).

- **CVMax.** Por su parte, el estadístico CVMax mostrado en la Figura 115, también muestra un comportamiento completamente distinto entre los modelos AEMET y CORDEX. Así, mientras que los modelos AEMET muestran más estaciones con una subestimación en el CV de las series de máximos anuales, el modelo CORDEX muestra más estaciones con una sobrestimación. No se aprecia ningún patrón espacial en ninguna de las gráficas, sino más bien un comportamiento aleatorio como por ejemplo en el levante de la Península. Por ejemplo, en el método SDSM se encuentran estaciones relativamente cercanas que muestran signos del error opuestos. En el método ANA, sí que se aprecia un patrón de subestimación en el norte de la Península, pero no existe una continuidad espacial o unos límites claros de donde se encuentra esa subestimación. Por su parte, los modelos CORDEX, al igual que ocurría en el resto de gráficas anteriores, la dispersión de los resultados de la comparación es alto, aunque de nuevo sin un patrón espacial que marque a qué zonas afecta más esa variabilidad en los errores de los modelos.

Figura 115 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico CVMax (series de MA), de los modelos AEMET (izquierda) y CORDEX (derecha).

- **DsP.** Finalmente, en la Figura 116 se concluye esta comparación, más ligera pero también más clara sobre los distintos modelos climáticos y sus métodos de regionalización, con el estadístico DsP. Este estadístico también puede ser útil a la hora de analizar la estructura temporal de la precipitación a lo largo del año. Al igual que pasaba con otras gráficas analizadas anteriormente, el comportamiento de las tres gráficas es bastante diferente. La diferencia más llamativa es el caso de la técnica SDSM, que no muestra ningún tipo de error a la hora de ajustar el número de días donde hay precipitación a lo largo del año. Por el lado contrario están los modelos CORDEX y la técnica ANA, que muestran un patrón espacial, con un gradiente marcado norte-sur, siendo los errores mostrados por este patrón más grandes en los datos de la técnica ANA. Mientras que los errores de subestimación en este estadístico alcanzan el -100% en la técnica ANA, los modelos CORDEX solo muestran un error máximo de en torno al -60% en zonas muy localizadas de la cordillera cantábrica.

Figura 116 – Error medio entre los modelos climáticos regionalizados y la serie observada en el estadístico Media (series completas de precipitación), de los modelos AEMET (izquierda) y CORDEX (derecha).

4.7. Conclusiones

En este capítulo se ha presentado la comparación de los datos simulados por los modelos climáticos con los datos reales registrados en estaciones pluviométricas en la península ibérica y, en concreto, en España. La separación en dos comparaciones independientes ha sido realizada debido a las diferentes técnicas de regionalización utilizadas sobre los datos de los MCG: regionalización estadística y regionalización dinámica. El primero de los casos, la regionalización estadística, ha sido llevada a cabo por la AEMET, mediante dos técnicas: la técnica de análogos (ANA) y la técnica SDSM. Por su parte, la regionalización dinámica recogida por el proyecto CORDEX, aúna las simulaciones de combinaciones de MCG con MCR, procedentes de todo el mundo.

Antes de utilizar los datos simulados por los modelos climáticos para realizar estudios de impacto del cambio climático en el periodo futuro, es necesario comprobar la calidad de las simulaciones de los modelos respecto a datos reales, para identificar posibles fallos generalizados o modelos con un comportamiento erróneo que fuese necesario corregir. De esta manera, los dos estudios comparativos realizan una labor imprescindible para estudios sobre cambio climático, y pueden servir de referencia para estudios de este tipo desarrollados en la península ibérica.

La comparación de los datos de los modelos con los datos reales observados ha sido común en ambos estudios, y ha consistido en la utilización de una serie de estadísticos que tratan de caracterizar el comportamiento de la precipitación desde diferentes enfoques. Se ha realizado una comparación en las series de valores medios anuales de precipitación, en las series de máximos anuales, así como en las series estacionales de ambos casos. Además, se ha completado la comparación con otros estadísticos como los días sin precipitación o la precipitación acumulada en N días consecutivos. Esta comparación se ha realizado sobre las propias estaciones de precipitación observada, y se han estandarizado los resultados para poder realizar una comparación adecuada entre estaciones y estadísticos.

Las conclusiones que se han obtenido de los dos estudios de comparación son las siguientes. La mejor técnica de regionalización es la regionalización dinámica, ya que los errores en la mayor parte de los estadísticos han sido menores. Este mejor comportamiento es especialmente claro en las series de máximos anuales, si bien hay que destacar que, para los valores más extremos de precipitación, ninguna de las dos técnicas de regionalización suministra resultados perfectos. Por ejemplo, los resultados obtenidos mediante el estadístico CSM_{ax} dan valores completamente aleatorios, siendo imposible realizar una corrección correcta de manera generalizada en ninguno de los casos estudiados. Además, ambas técnicas tienen errores comunes, como la subestimación de la precipitación máxima acumulada en N días consecutivos, o una subestimación del CV para las series de valores medios anuales de precipitación. Sin embargo, en otros estadísticos, como el valor medio de las series de valores medios anuales, todas las técnicas de regionalización siguen unos ciertos patrones comunes a lo largo de las estaciones utilizadas, aun teniendo valores distintos en las medidas de error. También es destacable que, respecto a la comparación de la estacionalidad de las precipitaciones, todos los modelos tienen un comportamiento completamente erróneo en verano, para todas las

técnicas. En el resto de estaciones del año, los modelos siguen los mismos patrones que su valor medio anual.

Por todo ello, en el caso de utilizar un tipo de fuente de datos de modelos climáticos con datos de cambio climático, es preferible utilizar los modelos procedentes del proyecto CORDEX realizando, antes de utilizarlos en el futuro, una comparación con datos observados de cara a comprobar e incluso corregir su comportamiento tanto en el periodo de control como en el periodo futuro.

Finalmente, examinando en profundidad el primer estudio de comparación realizado con los modelos AEMET, se han podido extraer algunas conclusiones adicionales. Se ha observado que la técnica de regionalización ANA permite obtener mejores resultados que la técnica SDSM, especialmente en los valores máximos anuales de precipitación, ya que, aunque ambas técnicas muestran una subestimación de los valores, el método SDSM mantiene una subestimación total en todas las estaciones estudiadas por encima del 60%, mientras que el método ANA muestra un patrón este-oeste, suministrando en algunas regiones subestimaciones del 30%. Es especialmente destacable el comportamiento de la técnica SDSM en cuanto al número de días sin precipitación, ya que el error en este estadístico para dicha técnica ha sido nulo. Sin embargo, al realizar un análisis directo entre ambas técnicas en una serie de estadísticos, la técnica ANA es visiblemente mejor para realizar la regionalización de los datos. Por ello, en el caso de utilizar los datos procedentes de la AEMET, se recomienda utilizar los datos procedentes de la técnica de análogos, sin perjuicio de realizar antes de su uso, un estudio comparativo en el área que se quiera estudiar y una corrección de los datos.

5. CAMBIOS EN LAS PRECIPITACIONES EXTREMAS EN SITUACIÓN DE CAMBIO CLIMÁTICO A ESCALA NACIONAL

En este capítulo se presenta la segunda etapa de la tesis doctoral, que parte de los resultados obtenidos en la comparación entre las realizaciones de los modelos climáticos y los datos observados en el periodo de control, mostrados en el capítulo anterior. Tal y como se ha visto, la mejor fuente de información de proyecciones climáticas para evaluar eventos extremos es la proporcionada por los modelos CORDEX, ya que los modelos AEMET, con cualquiera de las técnicas de regionalización utilizadas, no dan resultados tan válidos ni ajustados espacialmente de los eventos extremos de precipitación, desde el punto de vista estadístico. Además, el hecho de que los datos estén distribuidos en forma de malla, facilita la interpretación de los resultados obtenidos en este capítulo.

Las proyecciones de precipitación suministradas por los modelos CORDEX han sido tratadas estadísticamente, con el objetivo de obtener leyes de frecuencia que determinen las precipitaciones máximas diarias para diferentes probabilidades de ocurrencia. Las leyes también se han obtenido para los datos en el periodo control. De esta forma, con ambas leyes de frecuencia se pueden obtener tasas de cambio entre el periodo control y el periodo futuro para cada modelo y los cuantiles que se desee estudiar. Con este método se consigue sortear los posibles errores sistemáticos de cada modelo, obteniendo únicamente el cambio bruto de cada modelo. La estructura de los trabajos realizados en este capítulo puede verse en la siguiente figura (Figura 117).

Figura 117 – Esquema de los trabajos realizados en este capítulo.

El capítulo se ha organizado mediante los siguientes puntos. En primer lugar, en el Capítulo 5.1, se resume la problemática asociada a este tipo de estudios y se exponen algunos casos y estudios similares al aquí presentado. A continuación, se muestran brevemente los datos utilizados en el Capítulo 5.2. La metodología utilizada para obtener las proyecciones en el futuro se exponen en el Capítulo 5.3. En el Capítulo 5.4, se presentan los resultados obtenidos. Finalmente, en el Capítulo 5.5, se exponen la discusión y las conclusiones obtenidas de los resultados, a pesar de que el principal objetivo de este estudio no es el obtener unas respuestas específicas, sino más bien proporcionar resultados con los que trabajar posteriormente.

5.1. Introducción

Como se ha presentado en el capítulo de Introducción de la tesis, actualmente hay una preocupación sobre cómo y en qué medida podría afectar el cambio climático a las inundaciones. La sociedad y los ecosistemas son vulnerables a cualquier cambio en la frecuencia e intensidad de los eventos extremos, como la olas de calor, sequías, o los eventos de precipitación extrema, como se ha visto en los últimos años (Beniston et al., 2007). Para adaptar a los sistemas humanos y hasta cierto punto los naturales al cambio climático, es necesario conocer el posible comportamiento futuro del clima local, como por ejemplo las características futuras de la precipitación media o extrema. En concreto, para adaptar las infraestructuras hidráulicas, es necesario estudiar los eventos de precipitación extrema, ya que son los que definen el diseño de dichas infraestructuras además de ser el principal conductor del riesgo de inundación. Sin embargo, simular la respuesta de la precipitación al cambio en el clima global es una tarea complicada debido a la cantidad de procesos que intervienen en su generación (Prein et al., 2016).

Como se ha podido observar en el capítulo anterior, generalmente los modelos climáticos suelen tener errores sistemáticos, debido a que su concepción se basa en la imposibilidad de entender del todo el sistema climáticos terrestre. Además estos errores suelen ser más graves precisamente en los eventos extremos, generalmente infravalorándolos (Capítulo 4.6). Para paliar estos posibles errores, es conveniente no comparar directamente el cambio proyectado por los modelos con los valores observados, sino por el contrario, compararlo con la simulación del propio modelo en el periodo de control para así obtener un cambio relativo.

Por otro lado, la incertidumbre en la evolución de los eventos futuros es alta, acumulándose en forma de cascada en cada uno de los pasos que se necesitan hasta

obtener los resultados de cambio: escenarios de emisiones, MCG, MCR, etc. (Mitchell y Hulme, 1999; Webster et al., 2003). Teóricamente, la mayoría de estas incertidumbres se pueden cuantificar parcialmente con el uso de un gran número de proyecciones. Así, se puede considerar que el cambio en el clima es el resultado medio de las diferentes proyecciones y que la incertidumbre sería el rango de estos resultados (Boé et al., 2009). Además, una coincidencia de resultados o tendencias obtenidos por los diferentes escenarios, modelos y regionalizaciones es considerada como un índice de robustez y fiabilidad de las estimaciones de las proyecciones.

Dado el alto impacto potencial de estos eventos, se han dedicado bastantes estudios a evaluar el comportamiento futuro de la precipitación extrema (Beniston et al., 2007; Frei et al., 2006; Fowler et al., 2007; Rajczak et al., 2010). Sin embargo, la mayoría de ellos se llevan a cabo a escala europea o se centran en áreas de interés específicas. En la península ibérica, se puede encontrar un número limitado de estudios (Herrera et al., 2010; Ribalaygua et al., 2013; Monjo et al., 2016; Barranco et al., 2017; Lorenzo y Alvarez, 2020). En general, sus resultados se basan en la extensión de la distribución de los cambios esperados en los eventos extremos de precipitación. Algunos estudios sugirieron una disminución general del 30% en los cuantiles de precipitación de 10 y 100 años en el sureste de España para en el escenario de emisiones RCP 8.5, con algunos valores estadísticamente significativos (Monjo et al., 2016), mientras que otros encontraron un aumento general a escala nacional (Lorenzo y Alvarez, 2020).

En definitiva, este capítulo de la tesis, trata de evaluar los cambios en las precipitaciones máximas en España. Para ello, se utilizan únicamente las proyecciones de los modelos CORDEX, dados los resultados del capítulo anterior. De esta forma, se pretende ofrecer una nueva visión de los cambios previsibles en las precipitaciones máximas, con los nuevos escenarios de emisiones, para todo el horizonte temporal del siglo XXI.

5.2. Caso de estudio y datos utilizados

El caso de estudio, brevemente introducido en el Capítulo 3.2, se presenta en el siguiente punto. También se hace una pequeña mención a los datos utilizados para esta parte de la investigación, ya introducidos asimismo en el Capítulo 3.4 y más concretamente en el Capítulo 3.4.2, ya que en este estudio únicamente se utilizarán los datos de los modelos climáticos y no los datos observados.

5.2.1. Caso de estudio

El área de estudio seleccionada en este capítulo viene determinada principalmente por la disponibilidad de datos de los modelos CORDEX, siendo la península ibérica en su totalidad (España y Portugal), así como las Islas Baleares. Una introducción al área de estudio se ha anticipado en el Capítulo 3.2. Esta área de estudio difiere del anterior capítulo ya que los modelos AEMET y CORDEX cubren diferentes áreas. Este es el caso de las Islas Canarias y del norte de África, las cuales no están incluidas dentro de los límites de los modelos CORDEX que se han utilizado en este estudio.

Para realizar este estudio, el área definida en el párrafo anterior se ha ampliado ligeramente para poder investigar los límites del área, ya que si no puede ser difícil interpretar los resultados en dichas zonas. A los límites administrativos y terrestres, es decir, desde la costa de la Península e islas, así como desde la frontera de España con Francia, se le ha añadido una franja de 10 km. De esta forma, se incluyen posibles cambios limítrofes de nuestra área de estudio.

Posteriormente, de cara a realizar un análisis detallado sobre el área de estudio, la zona de estudio se ha dividido en diferentes cuencas o regiones de estudio. Esta división ha sido realizada a partir de los límites marcados por las principales cuencas hidrográficas de la Península (Figura 118), en muchos coincidentes con las Demarcaciones Hidrográficas. De esta forma, se han considerado las siguientes cuencas o regiones:

- Cuencas de Galicia Costa y del Miño-Sil.
- Cuencas del Cantábrico
- Cuenca del río Ebro
- Cuencas Internas de Cataluña
- Cuenca del río Duero
- Cuenca del río Tago
- Cuencas atlánticas de Portugal
- Cuenca del río Guadiana
- Cuenca del río Guadalquivir
- Cuencas internas andaluzas
- Cuencas de cabecera de los ríos Júcar y Segura
- Cuencas bajas mediterráneas
- Islas Baleares

Figura 118 – Distribución de las regiones consideradas para mostrar los resultados del estudio.

Como se puede comprobar, no se han seguido exactamente las divisiones administrativas dentro de las cuencas internacionales. Se ha tratado de estudiar las cuencas íntegramente, o bien de agrupar zonas con un comportamiento climático similar. Para ver en detalle la extensión de las regiones, en la Figura 118 se muestra su disposición.

5.2.2. Datos de los modelos climáticos

Los modelos climáticos utilizados en este estudio son los mismos que los utilizados en el Capítulo 4.5.1. Una pequeña introducción así como sus características pueden encontrarse bien en el capítulo citado o bien en el Capítulo 3.4.2, donde se dan más detalles sobre su fuente. Un listado de estos modelos puede encontrarse a continuación en la Tabla 17.

Los modelos empleados tienen una resolución espacial con un ancho de celda de unos 12 km, lo cual, junto con el área de estudio definida en el capítulo anterior, dan un total de 4293 celdas por modelo a tratar en este estudio. De todas las variables disponibles por los modelos, únicamente se han utilizado las series de precipitación. La resolución temporal de esta variable ha sido diaria.

Tabla 17. Listado de los modelos climáticos utilizados (MCG-MCR), su acrónimo y sus periodos de simulación del periodo control y del periodo futuro.

ID	Acronym	MCG	MCR	Simulation Periods (Control/Future)
1	ICH-CCL	ICHEC-EC-EARTH	CCLM4-8-17	1951–2005/2006–2100
2	MPI-CCL	MPI-ESM-LR	CCLM4-8-17	1951–2005/2006–2100
3	MOH-RAC	MOHC-HadGEM2-ES	RACMO22E	1951–2005/2006–2099
4	CNR-CCL	CNRM-CM5	CCLM4-8-17	1951–2005/2006–2100
5	ICH-RAC	ICHEC-EC-EARTH	RACMO22E	1951–2005/2006–2100
6	MOH-CCL	MOHC-HadGEM2-ES	CCLM4-8-17	1951–2005/2006–2099
7	IPS-WRF	IPSL-CM5A-MR	WRF331F	1951–2005/2006–2100
8	IPS-RCA	IPSL-CM5A-MR	RCA4	1971–2005/2006–2100
9	MOH-RCA	MOHC-HadGEM2-ES	RCA4	1971–2005/2006–2099
10	ICH-RCA	ICHEC-EC-EARTH	RCA4	1971–2005/2006–2100
11	CNR-RCA	CNRM-CM5	RCA4	1971–2005/2006–2100
12	MPI-RCA	MPI-ESM-LR	RCA4	1971–2005/2006–2100

Los datos que se han utilizado son tanto del periodo control, como del periodo futuro (Tabla 17). Además, se han empleado los escenarios de emisiones RCP 4.5 y RCP 8.5, tal y como se está siguiendo a lo largo de esta tesis.

5.3. Metodología

5.3.1. Cambios relativos en la precipitación máxima esperada en el futuro

En la evaluación de los posibles cambios de la precipitación máxima diaria en el futuro, se consideran tres periodos de tiempo: 2011–2040, 2041–2070 y 2071–2095. Se ha elegido el año 2095 en vez del año 2100 ya que algunos modelos terminan sus simulaciones a futuro en 2099 (Tabla 17), por lo que para tener una longitud homogénea entre modelos y de cara también a la facilidad de tratamiento de datos, se decidió acortar las series a dicho año.

De esta forma, se extraen las series de MA en estos tres periodos tanto de las proyecciones proporcionadas por cada modelo CORDEX en dichos intervalos de tiempo futuro como de las simulaciones en el periodo control, según los periodos disponibles en cada modelo (Tabla 17). Por lo tanto, se obtienen dos series de MA de 30 años y una de 25 años para el periodo futuro, y una serie de MA de 54 o 34 años (según modelo) en el periodo control.

Posteriormente, se estiman los cuantiles de precipitación para un conjunto de probabilidades de excedencia. En concreto se seleccionaron siete periodos de retorno como probabilidades representativas para fines de diseño de ingeniería civil, tales como sistemas de alcantarillado, aliviaderos y presas: 2, 5, 10, 50, 100, 500 y 1000 años. Los

cuantiles de precipitación para un periodo de retorno dado, se estimaron mediante la función de distribución GEV, ajustada mediante el método de los L-Momentos (para más detalle, ver el Capítulo 3.6).

El uso de la función de distribución GEV, con tres parámetros, mejora la caracterización del comportamiento de la cola derecha de la distribución, respecto a una función de dos parámetros como la función Gumbel. Una función de dos parámetros es más rígida y tiene menos flexibilidad para caracterizar los cambios en la ley de frecuencia, por lo que en este estudio la función Gumbel podría suavizar los cambios esperables en el futuro. Además, la función GEV es la empleada en los estudios nacionales de estimación de la precipitación máxima de varios países (Australia: Ball et al., 2016; Estados Unidos: NWS, 2009; Nueva Zelanda: Carey-Smith et al., 2018; Sudáfrica: Smithers y Schulze, 2000a y b), y específicamente en España en los últimos años (tanto a nivel nacional: Chacón y González Pérez, 2014, como a nivel local: Pérez-Sánchez y Senent-Aparicio, 2017 o García-Marín et al., 2011).

Así, para un periodo de retorno dado, T , se obtienen las diferencias relativas o deltas (Δ_T) entre el valor del cuantil de precipitación correspondiente a dicho periodo de retorno T en cada uno de los intervalos de tiempo futuros, y el valor del cuantil de precipitación en dicho periodo de retorno en periodo control. Este proceso se aplica a las proyecciones climáticas suministradas por cada modelo, en cada celda y escenario de emisiones, siguiendo la Ecuación [47]. De esta forma, al comparar las proyecciones a futuro con las simulaciones en control de cada uno de los modelos, se consiguen evitar los posibles sesgos sistemáticos inherentes a cada modelo climático, los cuales podrían conducir a errores generalizados en los resultados. En consecuencia, Δ_T evalúa los cambios previstos por cada modelo, independientemente de su sesgo respecto a las observaciones.

Es decir, los modelos climáticos son forzados con una evolución de concentraciones de gases invernaderos en la atmósfera, por lo que los resultados de los modelos representan la respuesta que simulan dichos modelos a los cambios previstos en la atmósfera. La comparación directa entre las simulaciones de los modelos climáticos en el periodo de futuro y de control, permite extraer el cambio que predice cada modelo en el escenario de emisiones considerado. Las correcciones de sesgo modifican los estadísticos de las series temporales de las proyecciones climáticas, por lo que, a su vez, también modifican la respuesta del modelo a cambios en la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera.

El valor resultante (Δ_T) es un valor adimensional, que indica la relación entre el cuantil de precipitación en el período de control y el período futuro. Se puede entender como un porcentaje, si se multiplican los valores de Δ_T por 100. Por ejemplo, un valor de 0,5 significa que la precipitación aumentará en un 50%. De esta manera, el valor del cuantil de precipitación para un periodo de retorno dado en el futuro se puede obtener multiplicando el valor del cuantil de precipitación actual, obtenido a partir de los datos observados, por el Δ_T resultante.

$$\Delta_{T,i} = \frac{P_{fut_{T,i}} - P_{con_T}}{P_{con_T}} \quad [47]$$

donde $\Delta_{T,i}$ es el delta de cambio para el periodo de retorno T en el periodo futuro i respecto al periodo control, $P_{fut_{T,i}}$ es el valor del cuantil de precipitación asociado al periodo de retorno T , en el intervalo futuro i , y P_{con_T} es el valor del cuantil de precipitación asociado al periodo de retorno T en el periodo control.

Mediante la Ecuación [47], se obtienen un conjunto de 12 valores de deltas de cambio en cada celda y de cada intervalo futuro, además de en cada uno de los escenarios de emisiones (4293 celdas x 3 intervalos x 2 escenarios = 25,758 valores por modelo). Para resumir dicha información, se calcularon los percentiles del 50 % (mediana), 68 % y 90 % en cada periodo en el futuro entre los deltas de los 12 modelos. El percentil del 50 % representa el valor más probable. El percentil del 68 % es el que solo es superado por cuatro modelos climáticos, por lo que representa un valor más conservador de lo que puede pasar en el futuro. Finalmente, el percentil del 90 % es el que solo es superado por un modelo, por lo que representa un resultado altamente pesimista de lo que pueda ocurrir en el futuro. De esta manera se puede mostrar el cambio esperado en precipitaciones extremas sobre la península ibérica y las Islas Baleares de una forma sencilla.

Para presentar los resultados de una manera atractiva visualmente, se ha adoptado un procedimiento de suavizado espacial, que consiste en una interpolación lineal para una cuadrícula más fina de 5 km². Se escogió una interpolación espacial sencilla, ya que los modelos climáticos ya tienen en consideración la orografía, además de tener una resolución espacial que ya de por sí es bastante detallada. Por ello, se entiende que una técnica más compleja como el uso de 'splines' como el utilizado en el algoritmo ANUSPLIN de Australia (Hutchinson y Xu, 2013) o modelos de krigado utilizados por el actual mapa

de precipitaciones máximas de España (MF, 1999) no cambiarían los resultados sustancialmente.

A pesar de escalar los resultados mínimamente, en algunas zonas limítrofes de la Península se pueden dar resultados más extremos que los que proporciona la celda, debido a la propia interpolación. Sin embargo, estos valores más extremos solo se dan en zonas externas a los límites territoriales, ya que se tuvo en cuenta este posible efecto a la hora de seleccionar las celdas a estudiar, escogiéndose celdas fuera de estos límites territoriales. Por ello, los resultados obtenidos y mostrados a continuación, así como las conclusiones a las que se pueda llegar a partir de estos resultados no tienen en cuenta estos resultados más extremos.

5.4. Resultados

En este capítulo se exponen los resultados, en forma de mapas, de la metodología utilizada en este estudio, en el apartado 5.4.1. Dada la gran cantidad de figuras que se pueden obtener de los trabajos desarrollados (RCPs, MCG, intervalos de tiempo futuro,...), únicamente se han seleccionado una serie de figuras que sirvan para ilustrar los resultados, sin embargo, el grueso de las figuras obtenidas estarán situadas en el Anexo 1 – Material complementario.

5.4.1. Cambios en los cuantiles de precipitación en el futuro

En primer lugar, se muestran los resultados brutos de los deltas de cambio en el futuro. Para ello, en la Figura 119, Figura 120 y Figura 121, se muestran los valores de los deltas (Δ_T) en los cuantiles de precipitación de 10, 100 y 1000 años respectivamente, en el periodo futuro intermedio 2041–2070. Cada figura muestra los percentiles 50 %, 68 % y 90 %, así como los dos escenarios de emisiones considerados, distribuidos en forma de matriz. La mediana (percentil 50 %) ofrece un cambio medio proyectado por los modelos climáticos, ya que la mitad prevén cambios mayores a la mediana y la otra mitad cambios menores. Además, puede considerarse el cambio más probable que se espera que ocurra en el futuro, ya que las proyecciones de los modelos se dividen a la mitad, independientemente del cambio que proyecte uno de ellos en particular. Por su parte, los percentiles más altos identifican las áreas donde pueden ocurrir los cambios más importantes, especialmente el percentil 90 %, donde se muestra el valor de cambio definido aproximadamente por el modelo con mayor cambio. De esta manera, se pueden identificar las zonas donde pueden ocurrir mayores cambios en el futuro. Los cambios

relativos (Δ_T) presentados en las figuras se pueden multiplicar para obtener porcentajes de cambio. Por ejemplo, un valor relativo $\Delta_T = +0.25$ (cyan) significa un aumento del 25% en los cuantiles de precipitación.

Por razones de espacio y linealidad en el texto, en este capítulo solo se muestran un extracto de los resultados. El resto de gráficas, para los períodos de tiempo futuro 2011–2050 y 2071–2100, así como el resto de los períodos de retorno considerados, se pueden encontrar en el Anexo 1 - Material complementario.

Comenzando con la Figura 119, donde se muestran los principales cambios para los cuantiles de precipitación respecto a 10 años de periodo de retorno, se puede apreciar claramente incrementos alrededor del 20% en el percentil 50 %, en las esquinas noreste y noroeste de la Península. Estas esquinas también son las zonas que más cambios sufren en el percentil 90 %, con cambios de más del 50%. Recordemos que el percentil 90 % muestra los dos modelos que más cambios proyectan. Por el contrario, en la parte sur se esperan algunas disminuciones en el cuantil de entre el 10 y el 25% para el percentil 50 %. Zonas con cambios comunes a ambos escenarios son también la margen izquierda del río Duero, y las Islas Baleares, con un aumento claro del cuantil de precipitación, contrastado tanto por el percentil 50 % como por el 90 %.

A pesar de la similitud en las zonas anteriores en ambos escenarios de emisiones, los dos RCP considerados muestran resultados bastante diferentes, especialmente en las zonas del este y suroeste de la Península. En el escenario RCP 8.5, se observa un aumento y una disminución, respectivamente, mientras que en el escenario RCP 4.5 se proyectan cambios más pequeños y difusos. Más al norte, en la cuenca del río Ebro, los resultados entre ambos escenarios también son distintos. El escenario RCP 8.5 muestra un aumento en el cuantil de precipitación en la margen derecha de la cuenca, mientras que el escenario RCP 4.5 muestra una disminución. Algo parecido ocurre en la margen izquierda del mismo, donde mientras que para el escenario RCP 8.5 muestra un claro aumento del cuantil de precipitación, en el escenario RCP 4.5 muestra resultados confusos sin un patrón claro.

Figura 119 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 10 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2041–2070, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Es interesante destacar, tal y como se verá también en las siguientes figuras, que los cambios están generalmente delimitados en una cuenca o en una zona en concreto. Este efecto se puede apreciar en la divisoria entre las cuencas de los ríos Guadiana y Guadalquivir, donde a un lado hay cambios azules (positivos) mientras que en el otro lado hay cambios amarillos (negativos). Esto también se encuentra en la cuenca del río Tajo o en las cuencas del norte de la Península que limitan con la cuenca del río Duero. Esto puede indicar que la regionalización de los modelos climáticos es cualitativamente bastante acertada, ya que tienen en cuenta divisorias hidrológicas generalmente establecidas por cadenas montañosas u otras limitaciones geográficas. Los resultados mostrados por estas gráficas, es decir los cambios proyectados para el cuantil de precipitación de 10 años de periodo de retorno, pueden ser útiles para el diseño y mantenimiento de sistemas de alcantarillado, así como para planes de riesgo de inundación en municipios.

En cuanto a los resultados para el periodo de retorno de 100 años presentados en la Figura 120, se puede apreciar como existen igual que en la figura anterior ciertos patrones a comentar. En general, los gráficos muestran una mayor variabilidad espacial en los deltas de cambio. Las esquinas noreste y noroeste de la Península siguen la misma pauta que para el periodo de retorno de 10 años, pero con aumentos mayores de hasta el 50% y de hasta el 100% en el percentil 90 %. En otras zonas con cambios positivos relevantes en la figura anterior, por ejemplo las Islas Baleares, también se muestra ese incremento del valor de precipitación, similar al tratado en las esquinas. Sin embargo, en la cuenca del río Duero, el patrón de aumento generalizado es menos claro, con cada vez más zonas en blanco (sin cambio) e incluso con algunas zonas de cabecera de la margen derecha con cambios negativos en el cuantil. El cambio positivo en esta cuenca se desplaza así a la margen izquierda, concentrándose en torno al cauce del propio río Duero. Esta concentración del cambio positivo también se puede apreciar tanto en los percentiles 68 % como 90 %.

También son destacables las distintas proyecciones encontradas en cuencas contiguas, como es el caso de las cuencas del río Tajo, Guadiana y Guadalquivir. En concreto en el escenario de emisiones RCP 8.5 se puede ver un patrón a bandas, con una disminución, un aumento y una disminución respectivamente, en el gráfico de la mediana. Éste patrón un poco más difuso se puede ver también en el escenario RCP 4.5, especialmente entre el Tajo y el Guadiana. Sin embargo, mientras que en el primer escenario (RCP 8.5) este comportamiento se mantiene en el percentil 90 %, en el escenario RCP 4.5 este

comportamiento se difumina, mostrando los mayores cambios en forma de columna independientemente de los límites geográficos definidos por las cuencas. Cabe destacar también una zona que no se ve claro al no ser una zona extensa, pero que muestra cambios considerables del 50%, y es la desembocadura del río Tago, donde se encuentra Lisboa. En esta zona, así como en su cuenca inmediatamente inferior, se pueden apreciar cambios positivos en este cuantil de precipitación, confirmados por ambos escenarios de emisiones.

Estos resultados, los cambios proyectados para el cuantil de precipitación de 100 años de periodo de retorno, son imprescindibles, ya que muchos planes y estrategias se basan en este cuantil, como pueden ser los planes de gestión del riesgo de inundación a escala de cuenca.

Por último, se ha estudiado también el cuantil de 1000 años de periodo de retorno. Sus resultados pueden encontrarse en la Figura 121. Dada la gran incertidumbre que conlleva el cálculo de este cuantil, especialmente con series de datos tan cortas como las que se están utilizando en este estudio, no se hará especial hincapié en sus resultados, marcando únicamente aquellas zonas con un cambio claro.

Se puede observar como ambos escenarios dan resultados muy parecidos, estableciendo zonas con cambio claras. Una de ellas es la margen izquierda de la cuenca del río Duero. Esta zona ya se ha visto en las figuras anteriores como una zona que presenta cambios positivos. Concretamente en este cuantil de precipitación, estos cambios son más acentuados si cabe a los anteriores, especialmente en el percentil 90 %. En la margen derecha de la misma cuenca también puede encontrarse cómo aquellas zonas limítrofes con las cuencas del norte, es decir, las cuencas vertientes de la cornisa cantábrica y montes de León, se dan cambios negativos en este cuantil. Este comportamiento sigue la línea marcada por el anterior cuantil, el de 100 años de periodo de retorno. También es especialmente importante el cambio producido a lo largo de la cuenca del río Guadiana, el cual tiene aumentos importantes en el valor del cuantil, del 50% para la mediana y el percentil 68 % y de hasta el 100 % en el percentil 90 % en el escenario de emisiones RCP 8.5. Los resultados obtenidos para el cuantil de 1000 años de periodo de retorno pueden ser útiles de cara a evaluar infraestructuras críticas, como presas o aliviaderos.

Figura 120 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 100 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2041–4070, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 121 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 1000 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2041–2070, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Con la intención de observar el comportamiento de la precipitación proyectada a futuro a lo largo de todo el periodo temporal y no solo en el periodo intermedio, se ha reunido en una imagen la evolución de la precipitación de periodo de retorno de 100 años a lo largo de los tres horizontes temporales considerados en la Figura 122. Como se puede apreciar, los cambios son bastante diferentes entre un periodo y otro, salvo en zonas concretas como la zona central de la cuenca del río Tajo y la zona más al sur de la Península, cerca del estrecho de Gibraltar, con cambios negativos o la zona central del cauce del río Duero así como varias cuencas mediterráneas, con cambios positivos. En el resto de la Península, las zonas con cambio van moviéndose, no siendo posible extraer una conclusión concreta.

Sin embargo, sí que se puede observar que los cambios se vuelven más positivos conforme avanza el horizonte temporal para ambos escenarios, especialmente para el escenario RCP 8.5. Mientras que en el primer periodo, se pueden encontrar muchas zonas con cambios negativos (amarillas), la mayoría de ellas van cambiando de signo, como por ejemplo muchas zonas de la cuenca del río Ebro y el río Guadalquivir. También cabe añadir que los cambios no se intensifican con el paso del tiempo, es decir, el valor de cambio, tanto positivo como negativo, no varía mucho. Así, a lo largo de todo el periodo de estudio, los cambios apenas llegan al 50%, positivo o negativo, y generalmente se concentran en un periodo y lugar concreto, como la zona central del río Tajo en Portugal en el último tercio de siglo para el escenario de emisiones RCP 4.5, o la cabecera del Guadiana en el periodo 2041–2070 en el escenario RCP 8.5.

Ya que no se puede incluir en el desarrollo normal del texto todas las gráficas obtenidas de este análisis, se ha realizado un resumen de los resultados de las mismas en la Tabla 18 para el escenario de emisiones RCP 4.5 y en la Tabla 19 para el RCP 8.5, donde se tratan de establecer los patrones más comunes o más característicos de esas zonas, para cada uno de los periodos de retorno estudiados así como para los tres periodos de tiempo futuro que se consideran en este estudio.

Figura 122 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 100 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 %, en los intervalos 2011–2040 (a,b), 2041–2070 (c,d) y 2071–2095 (e,f), para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

La península ibérica y las Islas Baleares han sido divididas en 13 regiones, ya sea por los límites de las autoridades de cuenca o por la fusión de cuencas costeras con características climáticas similares. Se puede encontrar una pequeña introducción de esa división así como la extensión espacial de las regiones, en el Capítulo 5.2.1 de esta tesis, y en concreto en la Figura 118. Las tablas muestran los cambios cualitativos esperados. El color verde representa un cambio positivo generalizado en la región, es decir, un aumento en el cuantil de precipitación. El color rojo indica un cambio negativo generalizado en la región, es decir, una disminución en el cuantil de precipitación. El color naranja representa las regiones donde aparecen ambos cambios, y finalmente, no se asignó ningún color a las regiones donde el cambio no se ve claramente o no hay cambio.

Los resultados en el escenario RCP 4.5 muestran que en el norte de la Península, los cambios son positivos en la mayoría de las cuencas, y es especialmente claro dicho cambio para los periodos de retorno bajos a lo largo de todo el periodo futuro considerado. En los periodos de retorno altos, el cambio no es tan claro, encontrando diferentes tendencias en función del horizonte temporal. Así, se puede observar que se proyecta un incremento en el horizonte intermedio (2041–2070) en muchas de las cuencas, incluidas algunas del sur, mientras que en el primer periodo (2011–2040) se observa un descenso. Por lo que se puede comprobar la ciclicidad del clima a lo largo de toda la Península. Por su parte, las cuencas del sur, aunque tienen un comportamiento cíclico similar, sí que se aprecian cambios negativos en los periodos de retorno bajos, especialmente en las cuencas más al sur de la Península, con cambios negativos a lo largo de todo el periodo futuro.

En el escenario RCP 8.5, los cambios son más evidentes que en el escenario anterior. Mientras que en el RCP 4.5, en muchos horizontes futuros y periodos de retorno no estaba claro el cambio o bien no se podía identificar claramente un cambio, en el RCP 8.5, casi todas las cuencas tienen un cambio definido. Así, se puede encontrar un comportamiento similar, con aumentos de la precipitación máxima en las cuencas del norte, y un descenso en las cuencas del sur. Sin embargo, se puede observar como en muchas de las cuencas, se pueden encontrar ambos cambios a la vez. Este fenómeno ocurre bien en las cuencas del sur para todo el periodo estudiado, o en las cuencas del norte en periodos de retorno altos.

Hay que destacar, que la extensión de la región considerada influye en el signo de cambio. Por ejemplo, en cuencas grandes como la cuenca del río Duero, Ebro, Tago o Guadiana, en las tablas se han marcado ambos signos de cambio, ya que como se ha podido observar en

las figuras anteriores, aparecían de forma recurrente zonas concretas con un cambio, pero en otras partes de la cuenca aparecían zonas con un cambio diferente. Este efecto no se aprecia en el caso de cuencas pequeñas, como las cuencas del sur, la cuenca del Miño-Sil, o las cuencas altas mediterráneas, donde el cambio es muy claro y consistente en el tiempo y en los diferentes periodos de retorno. También cabe destacar que en el RCP 8.5, la mayoría de los cambios son positivos, mientras que en el RCP 4.5, los cambios de diferente signo están equilibrados, siempre siguiendo ese patrón norte-sur.

Tabla 18. Cambios esperables en los cuantiles de precipitación para el escenario de emisiones RCP 4.5, en las regiones consideradas para este estudio. En cada periodo de retorno, la primera columna muestra el cambio esperable para el intervalo futuro 2011–2040, la segunda columna para el intervalo futuro 2041–2070, y la tercera columna para el intervalo futuro 2071–2095.

RCP			4.5																				
Return Period			2			5			10			50			100			500			1000		
Future Time Interval			11-40	41-70	71-95	11-40	41-70	71-95	11-40	41-70	71-95	11-40	41-70	71-95	11-40	41-70	71-95	11-40	41-70	71-95	11-40	41-70	71-95
Upper Mediterranean Basins				+	+		+	+		+	+	+/-	+	+		+	+		+	+		+	+
Ebro River Basin			+/-	+/-	+	+/-	+/-	+	+/-	+/-	+	+/-	+/-	+/-		+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	-	+/-	+/-
Northern Basins				-	-	+			+		+	+		+		+		+/-	+/-	+		+/-	+
Northwestern Basins and Miño-Sil River Basin			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+		-	+		-	+	
Douro River Basin			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+/-	+	+	+/-	+	+/-	+/-	+	+/-	+/-	+
Tagus River Basin				+	+		+	+	+/-	+	+/-	-	+	-	-	+/-	-	-	+/-	-	-		-
Atlantic Basins					+		+	+/-		+	+/-		+					-			-		
Guadiana River Basin			-	-	+		+/-	+	+/-	+	+	+	+	+/-		+	+/-	+/-	+	+/-	+	+	+/-
Guadalquivir River Basin				-	+/-	+	+/-	+	+/-	+	+	+/-	+	+		+	+	-	+	+	-	+	+
Southern Basins				-	-		-	-	-	-	-	-	-	+/-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Segura and Jucar River Basins			-	+/-	+/-	-	+	+	-	+	+	-	+	+		+	+	+/-	+	+/-	-	+	+/-
Mediterranean Basins			-	-		-			+			+	+/-		+		-	+	+/-		+		
Balearic Islands			-	+		-	+		+			+	+/-		+	+/-	+/-	+	+/-		+		

Notes: green – Most of the region increases its precipitation; orange – Both signs (increase and decrease) appeared; red – Most of the region decreases its precipitation; blank – No sign has appeared.

Tabla 19. Cambios esperables en los cuantiles de precipitación para el escenario de emisiones RCP 8.5, en las regiones consideradas para este estudio. En cada periodo de retorno, la primera columna muestra el cambio esperable para el intervalo futuro 2011–2040, la segunda columna para el intervalo futuro 2041–2070, y la tercera columna para el intervalo futuro 2071–2095.

RCP	8.5																						
Return Period	2			5			10			50			100			500			1000				
Future Time Interval	11-40	41-70	71-95	11-40	41-70	71-95	11-40	41-70	71-95	11-40	41-70	71-95	11-40	41-70	71-95	11-40	41-70	71-95	11-40	41-70	71-95		
Upper Mediterranean Basins	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+		+	+		+	+		
Ebro River Basin	+/-	+	+/-	+/-	+	+	+/-	+	+	+/-	+	+	+/-	+	+	+/-	+/-	+/-	+/-	-	+/-	+/-	
Northern Basins			-		+/-		+/-	+/-	+	+/-	+/-	+			+		+/-	+/-		+/-	+		
Northwestern Basins and Miño-Sil River Basin	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+/-	+	+		+/-	+	+		+/-	+/-	+	+/-	+/-	+
Douro River Basin	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+/-	+/-	+	+	+/-	+
Tagus River Basin	+	+/-	+		+	+		+/-	+	-	+/-	+/-	-	-	+	+/-	-	-	+/-	-	-	+/-	
Atlantic Basins	+/-	+/-	+/-		+/-	+/-		+	+	+/-	+	+		+	+		-	+	+	-		+	
Guadiana River Basin	-	-			+/-	+	+/-	+/-	+	+/-	+	+	+/-	+	+		+/-	+	+	+/-	+	+	
Guadalquivir River Basin		-	-	+/-	-	+	+/-	-	+	+/-	-	+	-	-	+		+/-	-	+	-	-	+	
Southern Basins	-	-	-	-	-	-		-	-	+/-	+/-	-		+/-	-		+/-	+/-	-			-	
Segura and Jucar River Basins	+	+/-	+/-	+	+/-	+/-	+	+	+	+/-	+	+	+/-	+	+		+/-	+		+/-	+		
Mediterranean Basins	+		+/-	+	+/-	+/-	+	+/-	+/-	+	+/-	+/-	+	+/-	+/-		+	+/-	+/-				
Balearic Islands	+	-	+	+	+	+		+	+	+/-	+	+	+/-	+	+		+/-	+	+			+	+

Notes: green – Most of the region increase its precipitation; orange – Both signs (increase and decrease) appeared; red – Most of the region decrease its precipitation; blank – No sign has appeared.

5.5. Discusión y conclusiones

5.5.1. Cambios esperables en la precipitación máxima diaria

Los cambios esperados en los cuantiles de precipitación máxima diaria se evaluaron a lo largo de toda la península ibérica y las Islas Baleares. Los cambios identificados dependen no solo de la ubicación geográfica, sino también del escenario de emisiones, el cuantil de precipitación y el período futuro considerado, ya que los resultados indican que el clima oscila con el tiempo.

A pesar de tal dispersión espacio-temporal en los resultados, se encontraron algunas tendencias generales. En primer lugar, la Tabla 18 y la Tabla 19 muestran que se espera un patrón de disminución general tanto en los períodos de retorno altos como en los bajos en el río Guadalquivir y las cuencas del sur de la Península. También se encontraron disminuciones en algunas zonas del interior, como la cuenca del río Tago y algunas áreas de

la cuenca del río Ebro, especialmente para los periodos de retorno altos. En segundo lugar, se encontraron aumentos en la parte norte de la península ibérica, tanto en la cuenca del río Duero, la cabecera de la cuenca del río Guadiana y algunas áreas de la cuenca del río Ebro, así como en las esquinas superiores oriental y occidental (Cataluña y Galicia, respectivamente). Por lo tanto, se encontró un claro patrón norte-sur. Se espera un aumento en los cuantiles de precipitación en las áreas del norte, mientras que se espera una disminución en las partes del sur de la península ibérica.

Aunque no sea fácil comparar los resultados, dado que se están evaluando estadísticos de lluvia diferentes, sí que algunos de estos cambios guardan relación con los resultados producidos por Lorenzo y Álvarez (2020), pues también encuentran que la precipitación máxima diaria anual aumentará en las costas noreste y noroeste, así como un cambio drástico en la zona central del valle del Duero, especialmente en el escenario RCP 8.5. Sin embargo, los resultados no coinciden en el sur, donde ellos encuentran grandes zonas con cambios positivos, mientras que en este estudio la tendencia general ha sido la de disminución de cuantiles. Si bien es cierto que, como se ha comentado, no es posible hacer una comparación directa entre resultados, sí que es destacable que muchos de estos cambios citados coincidan. Además, para los cuantiles de periodos de retorno alto (100 a 1000 años), las Islas Baleares también muestran ese cambio positivo. Por otro lado, se pueden encontrar cambios negativos en la cuenca del río Tago y en el sureste de España para el escenario de emisiones RCP 8.5. Tal tendencia negativa concuerda con los hallazgos de Monjo et al. (2016). Sin embargo, este estudio encontró áreas más grandes con cambios positivos en esa región que las obtenidas por el mismo estudio citado.

Finalmente, las áreas con cambios generalmente se identifican en ambos escenarios de emisiones, independientemente del cuantil considerado. Por lo tanto, un signo similar de cambio para ambos escenarios en un área determinada podría indicar que dicho cambio es más probable que ocurra en el futuro.

6. INFLUENCIA DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN AVENIDAS A ESCALA DE CUENCA

En este capítulo se presenta la tercera etapa de la investigación de la tesis doctoral. En ella, se van a utilizar los resultados obtenidos en los capítulos anteriores sobre las realizaciones de los modelos climáticos en España, así como las tasas de cambio de dichos modelos climáticos, para comprobar el efecto que tienen estos cambios en la precipitación sobre los caudales máximos en los ríos, y de esta forma ver cómo podrían afectar estos últimos en las infraestructuras hidráulicas. Para ello, en base a técnicas ampliamente utilizadas para en estudios de modelización hidrológica, se ha desarrollado una metodología propia que permite no solo identificar los efectos directos sobre el caudal, sino también cuantificar buena parte de la incertidumbre existente en los modelos climáticos. Además, la metodología se ha enfocado en utilizar herramientas sencillas que permitan su puesta en marcha sin muchos recursos, probándose en un caso de estudio en España, la cuenca del río Arga, en el norte de la Península.

El capítulo consta de los siguientes puntos. En primer lugar, en el Capítulo 6.1, se expone el motivo de estudio, así como la problemática asociada. En el Capítulo 6.2, se muestran brevemente los datos utilizados. La metodología utilizada se expone en el Capítulo 6.3. Los resultados obtenidos se presentan en el Capítulo 6.4. En el Capítulo 6.5, se expone la discusión de los resultados. Finalmente las conclusiones de esta parte del estudio se presentan en el Capítulo 6.6.

6.1. Introducción

Aunque en los últimos años se han desarrollado numerosos estudios sobre el cambio de las inundaciones inducido por el cambio climático, generalmente son análisis a gran escala, utilizando modelos hidrológicos globales que no consideran muchos de los procesos de cuenca esenciales en la simulación hidrológica (Dankers et al., 2014; Alfieri et al., 2015; Roudier et al., 2016). Por ello, son completamente necesarios estudios de impacto local que permitan caracterizar el comportamiento de una cuenca con fiabilidad, para poder identificar los cambios que puede provocar el cambio climático, más aun cuando lo que se está estudiando son eventos extremos como las inundaciones.

Los estudios realizados muestran que, en España, no hay una tendencia clara sobre qué podría suceder en el futuro de los caudales máximos, concretamente en el cuantil de 100 años de periodo de retorno que es el parámetro más estudiado (Kundzewicz et al., 2017). Estos estudios muestran la gran disparidad de resultados obtenidos, que dependen

principalmente de la cuenca estudiada, como se puede ver en la tabla resumen aportada por el mismo autor. A nivel de cuenca, se han podido encontrar pocos estudios, destacando los trabajos de Montalvo y Francés (2017), Benito et al. (2018), Lastrada et al. (2020).

Además, otro de los problemas asociados a este tipo de estudios, es que no hay una metodología definida, por lo que los estudios generalmente varían de una cuenca a otra. Aunque la mayoría sigue una estructura similar (Camici et al., 2014; Meresa and Romanowicz, 2017; Osuch et al., 2017; Piras et al., 2014, 2016), todavía hay discrepancias sobre cómo incluir las proyecciones en las simulaciones a futuro, o qué escenarios considerar. Algunos estudios incluso no consideran diferentes escenarios, sino que evalúan las proyecciones en función de la variación de la temperatura que alcanzan diferentes combinaciones de escenarios, horizontes temporales y modelos climáticos, respecto al valor de temperatura de la era pre-industrial (Cortès et al., 2019).

Por todo ello, en este capítulo de la tesis, se aborda el estudio del impacto del cambio climático sobre las inundaciones a nivel de cuenca en España. Se ha elegido una cuenca del norte de España, que es de especial importancia para las inundaciones del río Ebro, al ser uno de sus principales afluentes. Además, se trata de aportar un nuevo punto de vista sobre cómo realizar los estudios de impacto local de cambio climático, mediante una metodología sencilla de llevar a cabo. Por último, y como novedad en este tipo de estudios, sobre todo en los realizados en España, se considera la estacionalidad de las inundaciones y no solo la magnitud. Por lo que los resultados obtenidos de este estudio no solo pueden ser útiles en el diseño de infraestructuras hidráulicas, sino también permiten evaluar las reglas de operación de embalses en el futuro y la determinación de los resguardos estacionales en los embalses, considerando el cambio climático.

6.2. Caso de estudio y datos utilizados

El caso de estudio, brevemente introducido en el Capítulo 3.2, se presenta en el siguiente punto. También se comentan de una manera más particularizada los datos utilizados para esta parte de la investigación, ya que se han explicado anteriormente en los Capítulos 3.3 y 3.4, y desarrollados en los estudios previos de ámbito nacional.

6.2.1. Caso de estudio

La zona de estudio seleccionada ha sido la cuenca del río Arga, afluente del río Aragón justo antes de la desembocadura conjunta en el río Ebro. Esta cuenca está situada en el norte de España, encuadrada entre las comunidades autónomas de Navarra, País Vasco y Aragón. El río Arga es el cuarto afluente más importante del río Ebro, por detrás del río Aragón y del río Cinca, pero el segundo más importante antes de la ciudad de Zaragoza (CHE, 2015). Sin embargo, por su desembocadura conjunta con el río Aragón, su localización previa a la ciudad de Zaragoza y los pueblos a lo largo del cauce del río Ebro y sin un embalse que permita regular las avenidas periódicas, este río es de vital transcendencia en las inundaciones sufridas por el tramo medio del río Ebro.

El área de drenaje de la cuenca es de 2730 km², y conecta parte de las zonas altas del pirineo occidental con la depresión central del valle del río Ebro, donde se une al río Aragón procedente también del Pirineo. La longitud de su cauce es de aproximadamente 150 km. El caudal medio anual del río Arga en su desembocadura es de 51,6 m³/s, aunque se estima que si no existiesen consumos de agua en el río Arga, el recurso hídrico generado en la cuenca sería del orden de 1.697 hm³/año (53,5 m³/s). El periodo de aguas altas se registra entre diciembre y abril y con el máximo en enero y el de aguas bajas entre julio y septiembre con un mínimo en agosto. Los principales ríos o cauces tributarios son el río Araquil (834 km²; 917 hm³/año), el río Ulzama (265 km²; 221 hm³/año), el río Salado (192 km²; 94 hm³/año) y el río Elorz (283 km²; 58 hm³/año).

Como se ha comentado, el río Arga transcurre principalmente por la comunidad autónoma de Navarra, y en concreto por su capital, Pamplona, donde residen casi 200 000 habitantes. Cabe destacar además una presa situada en el cauce del propio río Arga, el embalse de Eugui, de 20,26 hm³, que abastece de agua a la ciudad de Pamplona además de tener otros usos como el recreativo, así como otro embalse situada más abajo, el embalse de Alloz, de 82,16 hm³ de capacidad, situado en el río Salado, afluente del Arga. Su uso primariamente es hidroeléctrico, aunque también atiende algunos abastecimientos y riegos.

Se ha elegido esta cuenca, además de por ser uno de los principales afluentes, por su gran importancia en las inundaciones de la zona media del río Ebro. Esto es debido a la poca regulación a lo largo de esta cuenca (especialmente en su cauce principal) y a las escasas abstracciones de agua para zonas de cultivo. Es por ello que esta cuenca es óptima a nivel

de modelización hidrológica, además de ser de especial importancia por los efectos que produce en la región.

Figura 123 – Mapas de: temperatura, precipitación evapotranspiración y usos del suelo de la cuenca del río Arga (CHE, 2008).

El rango de altitudes de la cuenca es de entre 275 m. hasta 1551 m. sobre el nivel del mar en la Sierra de Aitzgorri, con una pendiente media de 8 m/km. Los usos del suelo varían a lo largo de la cuenca, habiendo grandes zonas de bosques perennes y vegetación dispersa en las zonas montañosas en el norte de la cuenca, así como zonas de cultivo tanto de secano como de regadío en la depresión del sur de la cuenca (Figura 123). Respecto a la climatología, tal y como se ha visto en el Capítulo 3.2, el clima predominante es templado

sin estación seca y con un verano más bien frío. Esta cuenca está a caballo entre el clima atlántico y el mediterráneo, por lo que las condiciones que generan las tormentas dependen de la estación del año, siendo las más abundantes en diciembre y enero. La precipitación media anual de la cuenca es de 972 mm, aunque aumenta hasta los 1 700 mm en las zonas montañosas (Pirineos). Estas precipitaciones se concentran principalmente entre los meses de noviembre y enero. La temperatura media anual es de unos 10 °C en las zonas altas y de 14 °C en las zonas bajas (Castiella et al., 2007). Por último, la evapotranspiración (ETP) media adopta valores mayores de 750 mm/año en el tercio más meridional de la cuenca del río Arga. Sin embargo la evapotranspiración potencial (ETP) en la cabecera del Arga es inferior a 600 mm (CHE, 2008).

6.2.2. Datos observados

Como se ha comentado en el Capítulo 3.3, los datos utilizados en este estudio consisten en siete estaciones pluviométricas, cuatro estaciones climáticas que proporcionan la temperatura y cuatro estaciones de aforo situadas a lo largo de la cuenca, tres de ellas en el cauce principal y la restante situada en la desembocadura de uno de sus afluentes principales (Tabla 10).

Es importante destacar la situación de las estaciones de aforo, ya que estas son las que van a marcar los límites de las subcuencas que se van a utilizar para calibrar y posteriormente analizar los resultados del modelo hidrológico. En la Figura 124, se puede ver de nuevo la situación de las estaciones, y también los límites de las cuatro subcuencas definidas por las estaciones de aforo: Araquil, Ulzama, Arga Medio y Arga Bajo. La subcuenca del Ulzama no está definida íntegramente por sus límites geográficos ya que la estación de aforo estaba situada unos kilómetros aguas arriba de su desembocadura, por lo que se ha redimensionado dicha cuenca a la posición de la estación de aforo. A las subcuencas definidas por las estaciones se le ha separado o añadido, según se entienda, una subcuenca más, la del río Arga en su cabecera considerada en el estudio como Arga Alto. Esto se debe a que era conveniente analizar por separado dicha cuenca, ya que las características que tiene son completamente diferentes a las de la cuenca situada aguas abajo, el Arga Medio. Además, al ser la subcuenca de mayor altitud, era conveniente separar posibles efectos nivales sobre los caudales. De esta forma, se obtienen las cinco subcuencas que se verán en el estudio a partir de ahora.

Figura 124 – Localización y principales características de la cuenca del río Arga, además de las estaciones pluviométricas, climáticas y de aforo situadas a lo largo de la cuenca (Garijo y Mediero, 2018).

En cada una de estas cinco subcuencas se han calculado los valores medios areales según la distribución de las estaciones, mediante el método de los polígonos de Thiessen (Thiessen, 1911), de la precipitación y la temperatura diaria. Este procedimiento se ha realizado debido a que el modelo empleado para la simulación hidrológica es un modelo conceptual, por lo que se necesitaba un valor único de precipitación y de temperatura en cada subcuenca definida.

Por último, el modelo hidrológico seleccionado para el estudio, el modelo HBV, también requiere de la entrada de datos de evapotranspiración mensuales en cada una de las subcuencas. Para ello, en base a los datos areales de temperatura y mediante la formulación de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948), se han calculado los valores de evapotranspiración mensual ETP_m mediante la Ecuación [48].

$$ETP_m = 16 * \left(\frac{10t}{I}\right)^a \quad [48]$$

donde t_m es la temperatura media mensual, I es el índice anual de calor (Ecuación [49]), definido a su vez por el índice mensual de calor de Thornthwaite (Ecuación [50]) y a es definida por la Ecuación [51].

$$I = \sum_{i=1}^{12} i_m \quad [49]$$

$$i_m = \left(\frac{t_m}{5}\right)^{1.514} \quad [50]$$

$$a = 675 * 10^{-9} * I^3 - 771 * 10^{-7} * I^2 + 1792 * 10^{-5} * I + 0.49239 \quad [51]$$

Una vez obtenido el valor en cada mes, éste se debe corregir este valor mediante la Ecuación [52]:

$$ETP_{mc} = ETP_m * \frac{N}{12} * \frac{d}{30} \quad [52]$$

donde N es el número teórico de horas de sol en cada mes, obtenido mediante las tablas ofrecidas por Allen et al. (1998) y d es el número de días de cada mes.

6.2.3. Proyecciones climáticas

Las proyecciones climáticas utilizadas en este estudio proceden de las dos fuentes de información expuestas en el Capítulo 3.4: AEMET y CORDEX. La primera ofrece proyecciones regionalizadas a España mediante dos técnicas de regionalización estadística, mientras que la segunda ofrece proyecciones regionalizadas a Europa y en concreto a España, mediante MCR.

En total se utilizan 24 proyecciones climáticas, 10 correspondientes al método de regionalización de análogos realizado por la AEMET, y 14 correspondientes a los MCR recogidos del proyecto CORDEX (Tabla 20). En todas las proyecciones utilizadas se emplean

los escenarios de emisiones RCP 4.5 y RCP 8.5, y todos ofrecen tanto la precipitación como la temperatura, utilizadas ambas variables en la simulación hidrológica.

Tabla 20. Proyecciones climáticas utilizadas en este estudio, el acrónimo utilizado, su método de regionalización y la fuente de donde proviene (Garijo y Mediero, 2018).

No.	Acronym	GCM	Downscaling method/RCM	Source
1	ACC	ACCESS 1-0	Analog statistical downscaling	AEMET
2	BCC	BCC-CSM 1-1		
3	BNU	BNU-ESM		
4	CNR	CNRM-CM5		
5	INM	INMCM4		
6	MIR1	MIROC-ESM		
7	MIR2	MIROC5		
8	MPI-LR	MPI-ESM-LR		
9	MPI-MR	MPI-ESM-MR		
10	MRI	MRI-CGCM3		
11	ICH-CCL	ICHEC-EC-EARTH	CCLM4-8-17	EURO-CORDEX
12	MPI-CCL	MPI-ESM-LR	CCLM4-8-17	
13	MOH-RAC	MOHC-HadGEM2-ES	RACMO22E	
14	CNR-CCL	CNRM-CM5	CCLM4-8-17	
15	ICH-RAC	ICHEC-EC-EARTH	RACMO22E	
16	MOH-CCL	MOHC-HadGEM2-ES	CCLM4-8-17	
17	MPI-REM1	MPI-ESM-LR	REMO2009	
18	MPI-REM2	MPI-ESM-LR	REMO2009	
19	IPS-WRF	IPSL-CM5A-MR	WRF331F	
20	IPS-RCA	IPSL-CM5A-MR	RCA4	
21	MOH-RCA	MOHC-HadGEM2-ES	RCA4	
22	ICH-RCA	ICHEC-EC-EARTH	RCA4	
23	CNR-RCA	CNRM-CM5	RCA4	
24	MPI-RCA	MPI-ESM-LR	RCA4	

Para más información sobre estas proyecciones o sobre el proceso de regionalización empleado, se puede consultar el Capítulo 3.4.

6.2.4. Comparación entre datos observados y datos modelados

Dados los errores sistemáticos encontrados en el Capítulo 4, previamente al uso de los datos de los modelos climáticos en el estudio, se ha procedido a hacer una comparación entre los mismos y los datos observados en nuestra cuenca. En este caso, no solo se ha realizado la comparación para la precipitación sino también para la temperatura. Esta comparación, se ha realizado en el periodo de control de los modelos climáticos (1961–2000) y sobre las subcuencas definidas previamente, ya que la distribución puntual de los datos impide una comparación directa entre los modelos climáticos del CORDEX y los datos observados.

En base a una comparación visual, los datos de temperatura en las diferentes subcuencas muestran un comportamiento similar entre los datos observados y los datos de los

distintos modelos climáticos, tanto los modelos AEMET como los modelos CORDEX. Por lo que se decide no hacer ningún tipo de corrección. Sin embargo, respecto a los datos de precipitación, tal y como se ha visto en el Capítulo 4, ambas fuentes de datos muestran errores sistemáticos, especialmente los modelos AEMET.

Profundizando en la comparación, de cara a hacer una corrección por sesgo, se han obtenido las series de MA de precipitación de los datos observados y los datos de los modelos climáticos en el periodo de control. Con este objetivo, se han obtenido los estadísticos más representativos de las series: media, coeficiente de variación (CV) y coeficiente de sesgo (CS). Además, también se ha obtenido el valor medio del número de días sin precipitación por año de las series diarias de precipitación, ya que la distribución temporal de la precipitación a lo largo del año tiene influencia en las simulaciones del modelo hidrológico. Todos estos estadísticos se han obtenido para cada subcuenca. Una vez obtenidos estos valores, se ha calculado el error parcial de cada estadístico mediante la Ecuación [53].

$$Error = (x_i - x_{obs})/x_{obs} * 100 \quad [53]$$

donde x_i es el correspondiente estadístico del modelo climático i , x_{obs} es el correspondiente estadístico de los datos observados. Posteriormente, para cada subcuenca y para cada fuente de datos (AEMET y CORDEX), se ha obtenido en error medio en cada estadístico. Los resultados se muestran en la Tabla 21.

Tabla 21. Porcentaje de error promedio de los estadísticos: Media, CV, CS de las series de MA, y del número de días sin precipitación, entre los modelos climáticos y los datos observados para cada subcuenca.

Fuente	AEMET				CORDEX			
	Media (%)	CV (%)	CS (%)	Días sin precipitación (%)	Media (%)	CV (%)	CS (%)	Días sin precipitación (%)
Araquil	-49.8	19.3	-53.0	-99.9	0.7	-1.1	-24.6	- 53.16
Ulzama	-45.9	7.8	-78.1	-91.2	-3.8	-19.2	2.5	-53.1
Arga Alto	-52.8	18.1	-86.5	-85.2	-2.6	-25.8	132.9	-56.1
Arga Medio	-51.7	45.4	-47.4	-79.5	-10.4	15.2	33.7	-59.3
ArgaBajo	-63.3	85.2	85.2	-83.2	5.2	3.3	90.2	-59.4

Como puede observarse, los modelos CORDEX muestran unos errores mucho menores que los modelos AEMET. Los modelos CORDEX, tanto en la media como el CV, revelan que los

modelos climáticos tienen valores cercanos a los datos observados, especialmente en la subcuenca del Araquil y del Arga Bajo. Por su parte, el CS muestra peores resultados, especialmente en la subcuenca del Arga Alto, tal vez por su característica montañosa. Los modelos AEMET, sin embargo, muestran unos errores mayores en casi todos los estadísticos y subcuencas. Destaca el resultado de la media, ya que como se ha visto en el Capítulo 4.4, los modelos AEMET dan una precipitación máxima anual, con un error del 50% de su valor de media. En el caso del CS, los resultados son igual de problemáticos que en los modelos CORDEX. El número de días sin precipitación también muestra que de media los modelos climáticos dan lluvia en un 50 % más de días, en el caso del CORDEX, y de un 100 % más de días, en el caso de AEMET, que en la realidad. Esta característica es un error común en los modelos climáticos, llamada ‘drizzle’ o llovizna en español, que simulan más días de lluvia con valores de precipitación muy pequeños de los que realmente ocurren (Teutschbein, 2015). Este problema se debe a la propia parametrización de los modelos de clima que tratan así de conseguir los valores de precipitación media objetivo que se les ha incluido en la calibración. Este efecto es un grave problema a la hora de hacer simulaciones continuas de avenidas, ya que esa lluvia provoca que el suelo tenga una humedad antecedente mayor, y que los valores de caudal punta sean mayores.

Siguiendo con la comparación de los datos, una distribución GEV (ver Capítulo 3.6.2) ha sido ajustada a las series de MA de los modelos climáticos y de los datos observados. Las leyes de frecuencia resultantes se muestran en la Figura 125. En esta gráfica también se muestran los datos en forma de puntos con los que se ha ajustado cada curva. Estos valores han sido asociados a un periodo de retorno mediante la fórmula de Gringorten (Gringorten, 1963).

Figura 125 – Comparación de las leyes de frecuencia GEV ajustadas a las series de MA de la precipitación media areal de cada cuenca, en el periodo control. La línea azul gruesa es la curva ajustada a partir de los datos observados, y el resto de líneas más finas, a partir de los modelos climáticos, en términos del periodo de retorno (Tr). Los modelos AEMET se muestran en la primera fila y los modelos CORDEX en la segunda.

Como se esperaba, y de acuerdo con la comparación de los estadísticos, los modelos CORDEX muestran un mejor comportamiento que los modelos AEMET. Tal y como puede verse en la Figura 125, los modelos AEMET están claramente subestimando la precipitación máxima diaria. En ninguna de las cinco subcuencas estudiadas, las leyes de frecuencia obtenidas de los modelos AEMET se acercan a la ley de frecuencia de los datos observados, ni tan siquiera en los cuantiles bajos de la ley de frecuencia (periodos de retorno pequeños). Por otro lado, los modelos CORDEX, aunque desarrollan una variabilidad entre modelos pronunciada para los cuantiles altos, el ajuste con la ley de frecuencia observada es bastante bueno para cuantiles bajos.

Con estos resultados, se ve claramente la necesidad de corregir los valores de precipitación de los modelos AEMET, con el fin de obtener unos valores proyectados de precipitación realistas. Sin embargo, y a pesar de ciertos errores vistos en la Tabla 21 como

por ejemplo el número de días sin precipitación, se ha decidido no hacer ningún tipo de corrección sobre los datos de los modelos CORDEX.

6.3. Metodología

6.3.1. Modelización y calibración del modelo hidrológico

La modelización de la cuenca se ha llevado a cabo con el programa HBV. Una introducción al modelo hidrológico, así como sus características básicas puede encontrarse en el Capítulo 3.4. La modelización de la cuenca se realiza en dos periodos: Control (1961/1970–2000) y Futuro (2006–2100). La calibración y validación del modelo hidrológico se realizará en el periodo de control mediante los datos observados expuestos en el Capítulo 6.2.2: los valores medios areales de la precipitación diaria y temperatura diaria, la serie de evapotranspiración mensual y las series de caudales en los puntos aforados, en cada una de las subcuencas. El modelo hidrológico realiza una simulación continua diaria, ofreciendo datos de caudal a la salida de cada una de las subcuencas.

Contrastando las series de caudales simulados con las series de caudales observados en los puntos de salida de las subcuencas es posible calibrar los parámetros del modelo conceptual, que pueden ser diferentes en cada una de las subcuencas. Una vez calibrado el modelo hidrológico, se introducen en él las series de precipitación (corregidas según el caso), temperatura y evapotranspiración, del periodo control y del periodo futuro. El periodo control servirá para establecer la base sobre la que, con los resultados de las simulaciones a futuro, obtener las tasas de cambio en los caudales máximos. El esquema de desarrollo seguido puede encontrarse en la Figura 126.

Dado que no son cuencas independientes, sino que están distribuidas en forma de cascada, es necesario calibrar en primer lugar las subcuencas de cabecera, para posteriormente utilizando los datos de salida de las cuencas ya calibradas, seguir calibrando los parámetros del modelo hidrológico, hasta la desembocadura de la cuenca en su totalidad. En primer lugar se han calibrado las cuencas del Araquil y del Ulzama. La cuenca del Arga Alto, al no tener estación de aforo en su desembocadura, no se ha podido calibrar a priori. Esta se calibrará conjuntamente con la cuenca del Arga Medio. Finalmente, se calibrará la cuenca del Arga Bajo. Un esquema de esta calibración se puede observar en la Figura 127. La calibración de las cuencas ha tenido en cuenta los usos del suelo asignados en cada cuenca.

Figura 126 – Esquema de la metodología desarrollada para la evaluación de impactos de cambio climático sobre variables hidrológicas.

Figura 127 – Procedimiento de calibración de la cuenca del río Arga, dividida en las subcuencas consideradas: Araquil, Ulzama, Arga Alto (sin datos de caudal de salida), Arga Medio y Arga Bajo (salida última de la cuenca).

Respecto a la calibración y validación del modelo hidrológico, al no haber datos continuos durante todo el periodo control en todas las variables requeridas, se han seleccionado diferentes periodos de tiempo según la disponibilidad de datos en cada subcuenca. La Tabla 22 muestra los periodos de tiempo utilizados en la calibración y validación.

Tabla 22. Periodos utilizados en la calibración y validación del modelo hidrológico.

Sub-catchment	Warming-up	Calibration	Validation	Total (years)
Araquil	1962 (1 year)	1971–1980 (9 years)	1981–1984 (3 years)	13
Ulzama	1979 (1 year)	1983–1998 (15 years)	1973–1977 (5 years)	21
Arga Alto ^a	–	–	–	–
Arga Medio	1979 (1 year)	1994–2000 (7 years)	1975–1977 (3 years)	11
ArgaBajo	1975 (1 year)	1983–1986, 1989–1994 (10 years)	1995, 1997, 1999–2000 (4 years)	15

^aLa cuenca del Arga Alto no tiene estación de aforo

Para la calibración de los parámetros del modelo hidrológico, se ha utilizado la herramienta incluida dentro del programa de simulaciones de Monte Carlo. El comportamiento de la cuenca se simula asignando valores aleatorios a los parámetros del modelo dentro de un rango establecido. Obtenidos los datos de salida, se evalúa la eficiencia de las series de caudal simuladas con diferentes funciones objetivo. El coeficiente de eficiencia Nash-Sutcliffe (NSE en sus siglas en inglés; Ecuación [54]), llamado 'Reff' por el programa, suele ser la función objetivo más utilizada en calibración de modelos hidrológicos. Esta función compara la predicción del modelo con su predicción más simple, que consiste en un valor constante igual a la media de las observaciones a lo largo de todo el periodo evaluado (Nash and Sutcliffe, 1970).

$$NSE = 1 - \frac{\sum(Q_{obs_t} - Q_{sim_t})^2}{\sum(Q_{obs_t} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad [54]$$

donde Q_{obs_t} es el caudal observado en el paso temporal t , Q_{sim_t} es el caudal simulado en el paso temporal t , y $\overline{Q_{obs}}$ es el valor medio de la serie de caudales observados. Como se puede observar en la ecuación, la idea de este coeficiente es la de evaluar las realizaciones del modelo hidrológico con la media observada. Por tanto, esta función sirve para realizar una evaluación general del modelo. Sin embargo, dado que este estudio está enfocado sobre máximos de caudal, no es muy conveniente utilizar esta formulación. Por ello un coeficiente que tenga en cuenta la eficiencia en los extremos de la simulación será más apropiada para los fines de este estudio.

El coeficiente de eficiencia, llamado por el programa como 'ReffQObsSample' (Ecuación [55]), ha sido seleccionado como el más adecuado para este estudio. Este coeficiente está basado en la evaluación de una cantidad de valores o registros limitados, según sea el interés de la evaluación. Los valores que se han utilizado para evaluar la eficiencia de la Ecuación [55], corresponden a valores de caudal que exceden el umbral obtenido mediante la técnica POT, o de series parciales, (ver Capítulo 3.6.4), de tal manera que se excedan tres veces por año (POT3), de media, dicho umbral a lo largo del registro observado.

Esta función también está incluida dentro del propio programa, y se basa en comparar la predicción de caudal aportada por el modelo hidrológico con los datos de caudal observado elegido, considerando el número de medidas donde ambos valores coinciden. La eficiencia perfecta en esta función, al igual que en el coeficiente NSE, es un valor de 1.

$$ReffQObsSample = 1 - \frac{1}{m} \sum \frac{\frac{1}{n} \sum (Q_{meas_t} - Q_{sim_t})^2}{Q_{meas_t}^2} \quad [55]$$

donde Q_{meas_t} es el caudal seleccionado en el paso temporal t , Q_{sim_t} es el caudal simulado en el paso temporal t , m es el número de datos seleccionados para ser evaluados en la función, y n es el número de puntos donde el valor de la simulación es igual al valor observado.

Como el estudio está enfocado en los valores máximos de caudal, se ha dado prioridad a la obtención de buenas eficiencias en esta segunda función objetivo (Ecuación [55]). Sin embargo, como se ha comentado antes, los modelos hidrológicos son sensibles a sus valores medios por la humedad antecedente que precede precisamente a esos valores extremos. Por ello, en la calibración del modelo se tendrá también en cuenta el coeficiente NSE, de tal forma que su eficiencia no baje a valores inaceptables.

6.3.2. Corrección de los datos proyectados a futuro

Antes de comenzar a utilizar los datos de los modelos climáticos en la simulación hidrológica es necesario hacer una corrección de dichos datos, tanto en periodo control como en periodo futuro, en el caso de que los datos de los modelos climáticos en periodo control muestren una señal diferente a los datos observados. Sunyer et al. (2012) muestra la importancia de la corrección de los datos en casos, como el nuestro, donde hay una

subestimación de los días secos y de los valores extremos (valores de precipitación muy altos).

En este estudio, se investiga la influencia del cambio climático en las inundaciones, que son eventos extremos. Sin embargo, los datos medios (o los que no son extremos) también son importantes de cara a la modelización hidrológica, ya que como se ha comentado, este tipo de precipitación influye de manera importante en la humedad antecedente del suelo. Por ello, la corrección de los datos tiene que tener en cuenta no solo los valores más altos sino también los valores medios de precipitación.

El método de corrección propuesto en este estudio está incluido en la categoría de “histogram equalisation”, descrito en detalle por Piani et al. (2010). En este método, la variable corregida (x_{corr}) es una función de la variable en bruto (x_{sim}), es decir de la variable simulada por los modelos climáticos, dado por la Ecuación [56].

$$x_{corr} = f(x_{sim}) \quad [56]$$

La función $f(x)$ está definida para que cumpla la condición de que los histogramas de las variables corregida (x_{corr}) y la variable observada (x_{sim}) coincidan. Tal y como Piani et al. (2010) explica, esta función llamada “función de transferencia”, es una función que está definida por los histogramas de las variables estudiadas o por sus funciones de distribución acumuladas. Sin embargo, en el caso de que ambas variables (la observada y la simulada) tengan la misma longitud, la función puede ser obtenida directamente en base a un gráfico de dispersión entre las mismas variables. Esto es, en el caso de que ambas variables (la variable observada y la variable simulada a corregir) fueran iguales, en el gráfico de dispersión los datos estarían a lo largo de la diagonal principal. Por ello, con la función de transferencia se trata de corregir la desviación que tengan los datos con respecto a la diagonal principal, tal y como puede observarse en la Figura 128.

Figura 128 – Ejemplo de corrección del sesgo mediante la técnica utilizada. En rojo los datos procedentes de los modelos climáticos; en azul los datos corregidos por la función $f(x_{sim})$.

Con la intención de obtener series de precipitación con la misma longitud, se han calculado la serie de percentiles del 1 al 99, para cada subcuenca y modelo climático. De esta forma, tanto los valores extremos como los valores medio se deberían corregir. Posteriormente, se ha ajustado una regresión lineal (Ecuación [57]) a los datos simulados, una vez se han representado los percentiles en el gráfico de dispersión (Figura 128). Ésta función no es la mejor en todos los casos, ya que algunas cuencas muestran heterocedasticidad, y sería conveniente el uso de otras funciones de regresión. Sin embargo, con la idea de facilitar el tratamiento de datos y de unificar criterios, se ha decidido utilizar la regresión lineal para todas las subcuencas.

$$x_{sim} = a * x_{obs} + b \quad [57]$$

donde x_{sim} es la serie de percentiles de los datos dados por el modelo climático, x_{obs} es la serie de percentiles de los datos observados, y a y b son los parámetros de la regresión, la pendiente de la recta y su punto de intersección con el eje vertical, respectivamente.

Una vez que se ha ajustado la recta de regresión, los datos corregidos pueden ser obtenidos mediante la Ecuación [58].

$$x_{corr} = (x_{sim} - b) / a \quad [58]$$

donde x_{corr} es la serie de percentiles corregidos de cada modelo climático, x_{sim} es la serie de percentiles suministrados por los modelos climáticos, y a y b , son los parámetros de la regresión obtenidos en la Ecuación [57].

A pesar de que la corrección se ha realizado sobre los percentiles, ésta corrección se puede aplicar igualmente sobre los datos brutos de los modelos climáticos. De tal forma que, a partir de las series de precipitación diaria bruta, se puede obtener la serie de precipitación diaria corregida.

6.3.3. Análisis de las series de caudales

Las series de caudales se van a evaluar siguiendo dos enfoques. Por un lado, se va a realizar el análisis de las series de máximos anuales. Posteriormente se van a estudiar las series parciales, o series POT, que ofrecen más información que las series de máximos anuales pero en donde hay que asegurar la independencia de las series. Ambos tipos de series son ampliamente explicadas en el Capítulo 3.6, por lo que en este apartado únicamente se va a exponer las características específicas de cada tipo de serie en el caso de estudio y cómo se evaluarán los resultados en cada análisis.

6.3.3.1. Series de máximos anuales

Como se ha introducido en otras partes de esta tesis, el diseño de infraestructuras hidráulicas requiere conocer los valores de caudal para periodos de retorno altos (de al menos 100 años). Para ello, la técnica más utilizada para estudiar estos valores altos es utilizando las series de máximos anuales para ajustar una ley de frecuencia que permita extrapolar los resultados más allá de los registros disponibles. En este estudio, se va a realizar el ajuste de los datos disponibles mediante una función de distribución GEV, utilizando los L-momentos (Capítulo 3.6). Esta función es la más adecuada en el área de estudio (la cuenca del río Arga) según Jiménez et al. (2014), ya que es la que mejor se ajusta a las características estadísticas de las series de máximos anuales de caudales en esta región. Además, Jiménez et al. (2014) propone unos valores regionales del L-coeficiente de sesgo en esta región, que se utilizarán en este estudio.

Para el análisis, las series de máximos anuales de caudales han sido obtenidas de las distintas simulaciones hidrológicas llevadas a cabo, bien con datos observados o bien con datos de los modelos climáticos. En el periodo control se utilizarán las series de caudal de los años 1961–2000 en el caso de los modelos AEMET, y de los años 1961/1971–2000

(según el modelo climático) en los modelos CORDEX. En el periodo futuro, se utilizarán las series de caudal de los años 2020-2100, con los escenarios de emisiones RCP 4.5 y RCP 8.5, de cada uno de los modelos climáticos. Una vez obtenidas, se van a realizar dos análisis para obtener las conclusiones en este estudio. En primer lugar, se efectuará en el periodo control una comparación directa entre las leyes de frecuencia de los datos observados de caudal y de las simulaciones con datos de modelos climáticos. Como el modelo hidrológico es únicamente una aproximación de la realidad y por lo tanto el modelo hidrológico esconde ciertos errores o sesgos (Vrugt et al., 2002), las simulaciones con los datos de los modelos climáticos no se pueden comparar de manera directa con las observaciones reales (OBS). Por ello, se utilizarán los datos de caudal de la simulación con el modelo hidrológico pero utilizando datos observados de precipitación y temperatura (SIM). De esta forma se puede realizar un análisis más realista, evitando errores inherentes al modelo hidrológico (Mediero et al., 2011).

Tras la comparación en el periodo de control, se realizará el análisis de las proyecciones de los modelos climáticos en el futuro. Para llevar a cabo este segundo análisis, se van a calcular las tasas de cambio entre el periodo futuro y el periodo control. Estas tasas de cambio se computan mediante la diferencia relativa entre el valor de caudal dado por un periodo de retorno en el periodo control, y el mismo valor pero en el periodo futuro, para cada modelo climático y escenario de emisiones. Este mismo procedimiento es el utilizado en el Capítulo 5. Sin embargo, no se va a utilizar la misma metodología que en el capítulo anterior, ya que aquí no se trata de establecer cuál va a ser el cambio en la precipitación (o en este caso caudal) en el futuro, sino ver cuál es el caudal resultante aplicando dicha tasa de cambio. Para ello, obtenidas las tasas de cambio, se van a multiplicar por los valores de los cuantiles de la ley de frecuencia OBS, obteniendo de este modo ley de frecuencia proyectada a futuro de cada uno de los modelos climáticos.

De cara a hacer más visual los resultados obtenidos, se ha utilizado una degradación gris alrededor de la ley de frecuencia original para mostrar el rango de resultados de todos los modelos climáticos. De tal forma que la degradación será más oscura conforme el valor del rango se acerque a la mediana de las proyecciones de los modelos climáticos, y más clara conforme se aleje. Además, se marcan igualmente la línea ejemplificando la mediana de las proyecciones así como los percentiles 33 y 67 de los resultados de los modelos climáticos. Esto se ha realizado para cada subcuenca y cada fuente de datos (AEMET y CORDEX).

6.3.3.2. Series parciales

Las series parciales es una técnica muy útil cuando no hay suficientes datos disponibles para hacer un análisis de series anuales. Como se ha explicado en detalle en el Capítulo 3.6.4, este método no solo coge un dato por año, sino todos los datos que sobrepasen un umbral determinado. De esta manera, según donde se establezca el umbral, se obtienen muchos más datos para poder dar robustez a las pruebas o análisis estadísticos que se realizan. Sin embargo, esta técnica no deja de tener inconvenientes, como por ejemplo la necesidad de asegurar una independencia entre los datos de un mismo año. Para ello, se pueden establecer diferentes enfoques según el fin del estudio. En el caso de este estudio, se va a utilizar un número fijo de excedencias por año igual a tres (POT3). Es decir, de media a lo largo de la serie, debe haber tres valores que excedan el umbral por año. Éste criterio ha sido utilizado por otros autores (Mediero et al., 2014, 2015, Petrow and Merz, 2009), dando buenos resultados.

Esta técnica permite analizar resultados derivados de la obtención de las series parciales. Además del uso de las propias series parciales, se puede estudiar el umbral necesario para obtener las mismas, de tal forma que para cada periodo temporal, modelo climático y escenario de emisiones, así como de los datos observados, se ha obtenido un umbral diferente. Además, se incluirán igual que en apartado anterior no solo el umbral de los datos observados brutos (OBS), sino también el valor del umbral obtenido a partir de las simulaciones con datos observados (SIM). Estos valores del umbral se han comparado mediante gráficas para cada una de las subcuencas, pudiéndose observar patrones según modelo climático, fuente de datos o escenario de emisiones.

6.3.4. Análisis estacional

Tras el análisis de las series parciales, los valores obtenidos por la técnica POT han sido clasificados por el mes donde han ocurrido, de tal forma que se pueda analizar la estacionalidad de las avenidas. Es decir, el mes o meses donde generalmente ocurren las avenidas importantes en esa cuenca. Posteriormente, se han calculado las frecuencias relativas en cada mes del año, sumando el total de avenidas ocurridas en dicho mes por el número total de avenidas en la cuenca. De esta forma, la suma de las frecuencias de todos los meses será igual a la unidad.

En primer lugar, se ha realizado la comparación de las series parciales en el periodo control, tanto de las series simuladas de caudal con datos observados (SIM) como con los

diferentes modelos climáticos. Para ello, se ha obtenido una matriz de valores de las frecuencias relativas de cada modelo climático a lo largo de los 12 meses, para cada subcuenca estudiada. Mediante una barra de colores según la frecuencia relativa del mes, se pueden ver claramente mediante una inspección visual qué modelos climáticos se comportan mejor con los valores SIM. También se ha incluido en esta comparación los valores de frecuencias relativas propios de las series de caudal observado (OBS). La razón de incluir estos últimos se debe a que las series de datos de caudal SIM son muy cortas para representar razonablemente bien las frecuencias de algunos meses, tal y como se verá en el capítulo de resultados.

Posteriormente, se ha realizado el análisis de la estacionalidad en el futuro, proyectada por los diferentes modelos de clima, en ambos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y RCP 8.5). La manera de representar estos cambios ha sido la misma que la utilizada en el capítulo anterior (Capítulo 6.3.3.1), en el apartado de las series de máximos anuales. La comparación es más fácil que en el caso de las leyes de frecuencia ya que la estacionalidad de las avenidas no muestra una variabilidad tan grande. Además, al estar comprendidos los valores a lo largo de 12 meses, se puede visualizar mucho más claramente los cambios entre ellos.

6.4. Resultados

En este capítulo se desarrollan los resultados obtenidos de las distintas metodologías utilizadas, explicadas en la Sección 6.3. No solo se van a presentar los resultados finales del estudio sino también aquellas partes que requieren revisión a lo largo del estudio, como la corrección de los datos y la calibración del modelo hidrológico.

6.4.1. Corrección del sesgo

El resultado de la corrección del sesgo se presenta en este capítulo. Esta corrección únicamente se ha aplicado a los datos de precipitación de los modelos AEMET, ya que como se ha comprobado anteriormente, los datos de precipitación de los modelos climáticos CORDEX tienen un comportamiento aceptable, así como los datos de temperatura de todos los modelos climáticos seleccionados.

Figura 129 – Resultados de la corrección del sesgo en los datos de precipitación de los modelos AEMET. Los percentiles de precipitación observada (eje x) fueron graficados contra los percentiles de precipitación simulada por los modelos climáticos (eje y). La diagonal principal indica un ajuste perfecto.

En la Figura 129, se muestran los valores originales y los valores corregidos de los percentiles de precipitación en el gráfico de dispersión, para cada una de las subcuencas. Esta técnica se ha mostrado previamente en el Capítulo 6.3.2. Se puede apreciar como la corrección de sesgo reduce la cantidad de percentiles con precipitación donde no debería haber precipitación, de los modelos climáticos. Como ya se ha explicado, este problema es de gran importancia en la modelización hidrológica. Además, los percentiles más altos de los modelos se ajustan mejor a la diagonal principal, corrigiendo algo la subestimación general de series de máximos anuales. Sin embargo, se espera que los valores de precipitación extremos sean más bajos que las observaciones, ya que las magnitudes de precipitación para percentiles más altos permanecen por debajo de la diagonal principal después de la corrección de sesgo. Esta particularidad se incrementa si se estudian en detalle percentiles más altos (99-100).

Figura 130 – Comparación de las leyes de frecuencia GEV ajustadas a las series de máximos anuales de la precipitación media areal de cada cuenca, en el periodo control. La línea azul gruesa es la curva ajustada a partir de los datos observados, y el resto de líneas más finas, a partir de los modelos climáticos, en términos del periodo de retorno (Tr). Las curvas de modelos AEMET, en la primera fila, están realizadas a partir de los datos corregidos y las curvas de los modelos CORDEX sin corrección del sesgo, en la segunda.

Con respecto a la comparación de las leyes de frecuencia de precipitación de los modelos climáticos respecto a lo observado, la Figura 130 muestra los resultados para los modelos AEMET incluyendo la corrección de sesgo y los modelos EURO-CORDEX sin ninguna corrección. Mientras que el método de corrección de sesgo mejora el comportamiento de las curvas, el método de corrección lineal utilizado no es capaz de corregir su forma debido a un bajo CS de las series. Aunque una corrección mejor es posible, la calidad de los datos iniciales es de suma importancia, pues no solo es importante el valor de la precipitación sino también su estructura espacial y temporal. Por ello, aunque se utilicen técnicas de corrección del sesgo en los valores de precipitación, si la estructura de la lluvia no es la correcta, los datos de precipitación tampoco lo serán. Como se discutió anteriormente, se ha preferido el método lineal debido a su simplicidad, aunque no corrige el comportamiento de las precipitaciones más extremas. Al comparar la Figura 125 y la Figura

130 está claro que las leyes de frecuencia de los modelos climáticos tienen la misma forma en ambas figuras, si bien en los cuantiles extremos de la curva los valores se vuelven aún más extremos (los valores bajos son más bajos y los altos son más altos) debido precisamente a esa imposibilidad de la corrección lineal de cambiar la curvatura. Las leyes de frecuencia de los modelos AEMET en la subcuenca del Arga Bajo todavía muestran un mal comportamiento, aunque en general la corrección mejora las curvas de frecuencia. Por otro lado, en el resto de las subcuencas, la corrección mejora las curvas de frecuencia de forma satisfactoria, especialmente en las subcuencas de Araquil, Ulzama y Arga Alto. En la subcuenca del Arga Medio, solo un modelo climático se ajusta bien a la ley de frecuencia observada, mientras que el resto subestima los cuantiles en períodos de alto retorno.

6.4.2. Resultados de calibración y validación del modelo hidrológico

La calibración del modelo hidrológico se realizó para cada subcuenca con el objetivo de lograr el mejor conjunto de parámetros para cada sitio de medición, preservando los parámetros calibrados en las subcuencas anteriores, por lo que se asegura que los parámetros previamente aceptados no se pierdan en siguientes calibraciones. Sin embargo, tras realizar la calibración del modelo hidrológico, es necesario evaluar su correcto desempeño con valores que no se han utilizado en la propia calibración. Los datos empleados para ello se han podido ver en la Tabla 22. Para ello, se han seguido las funciones objetivo ‘NSE’ y ‘ReffQObsSample’. Los resultados de dichas funciones objetivo, en cada una de las subcuencas, pueden encontrarse en la Tabla 23.

Tabla 23. Eficiencia obtenida en los procesos de calibración y validación del modelo hidrológico mediante las dos funciones utilizadas: NSE y ReffQObsSample.

Subcuenca	Calibración		Validación	
	NSE	ReffQObsSample	NSE	ReffQObsSample
Araquil	0.527	0.792	0.535	0.781
UlzamaArga Alto ^a	0.452	0.720	0.298	0.672
Arga Medio	–	–	–	–
ArgaBajo	0.566	0.785	0.466	0.806
	0.599	0.93	0.413	0.868

^aLa cuenca del Arga Alto no tiene series de caudal para calibrar

De acuerdo con las categorías definidas por Moriasi et al. (2007) para la función NSE (Ecuación [54]), se considera un ajuste muy bueno cuando los valores de eficiencia están entre 0.75 y 1, un ajuste bueno entre 0.65 y 0.75, un valor satisfactorio para valores entre 0.50 y 0.65, y un ajuste insatisfactorio por debajo de 0.50. Otros autores a lo largo del

estudio de varios modelos hidrológicos (Athira et al., 2016; Daggupati et al., 2015; Kara y Yucel, 2015) asumen estas categorías para los procesos de calibración y validación.

Por lo tanto, sobre la base de esta clasificación, los resultados obtenidos en la calibración y su posterior validación de la cuenca se consideran lo suficientemente buenos como para continuar con el estudio. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que la calibración se limitó en gran medida al estudio de eventos extremos como inundaciones, ya que se centró en los valores de caudal seleccionados por la técnica POT.

6.4.3. Influencia del cambio climático sobre las leyes de frecuencia

Además del análisis en la desembocadura de la cuenca, se han realizado los análisis en aquellas subcuencas donde hay una estación de aforo disponible, pues puede ser de interés, dado que cada subcuenca tiene una forma, uso del suelo y otras características diferentes. Además, otro punto importante por el cual investigar cada una de las subcuencas es la localización de elementos de interés a lo largo del cauce, como una presa o una ciudad. Por ejemplo, la estación de aforo Arga Medio está ubicada inmediatamente después de la ciudad de Pamplona (la ciudad más grande en el área estudiada), por lo que con los resultados obtenidos en este estudio, las autoridades locales podrían realizar algún tipo de estudio complementario que sirviera para la seguridad y protección de la ciudad. Además, las diferencias entre las subcuencas de Araquil y Ulzama podrían hacer que una comparativa entre ambas subcuencas pueda ser interesante ya que la primera es una cuenca alargada y plana y la segunda es una pequeña cuenca montañosa.

En la Figura 131 se pueden ver los primeros resultados en el periodo control. Hay ocho subgráficas que representan las cuatro subcuencas (una por cada columna) y las dos fuentes de modelos climáticos (AEMET en la primera fila y CORDEX en la segunda fila). En cada gráfico se muestra la ley de frecuencia de caudales de SIM (simulación del modelo hidrológico con los datos observados de precipitación y temperatura), así como las leyes de frecuencia a partir de los datos de los diferentes modelos climáticos.

En cada gráfico se puede observar un comportamiento similar entre las dos fuentes de modelos climáticos. En el caso de los modelos AEMET, en la subcuenca del Araquil (Figura 131.a), las leyes de frecuencia de los modelos climáticos se encuentran por encima de la SIM para periodos de retorno de menos de 5 años, mientras que a partir de 5 años, las leyes se sitúan por debajo. Esta tendencia se corrige aguas abajo. En las subcuencas de Ulzama y Arga Medio (Figura 131.b y Figura 131.c), la sobrestimación en los cuantiles de la

ley de frecuencia SIM es mayor a medida que aumenta el periodo de retorno. Por último, en la subcuenca del Arga Bajo (Figura 131.d), se logra un buen comportamiento de las leyes de frecuencia de los modelos climáticos, respecto a la ley SIM, a pesar de una ligera sobreestimación en todos los cuantiles.

Figura 131 – Comparación de las leyes de frecuencia GEV ajustadas a las series de MA de caudales en el periodo control, La línea azul gruesa es la curva ajustada a partir de los datos SIM, y el resto de líneas más finas, a partir de los modelos climáticos, en términos del periodo de retorno (Tr). Los modelos AEMET, en la primera fila, incluyen la corrección del sesgo realizada, mientras que los modelos CORDEX se muestran sin corrección en la segunda fila.

Respecto a los modelos CORDEX, se muestra un comportamiento similar a los modelos AEMET como ya se ha anticipado. Hay una sobreestimación de las leyes de frecuencia en comparación con la ley SIM para la mayoría de los modelos climáticos estudiados en todas las subcuencas, a excepción de los periodos de retorno altos en la subcuenca del Araquil (Figura 131.e). Debido a la gran dispersión de los modelos de clima, algunas leyes de frecuencia son muy semejantes a la ley SIM, pero el número de ellas varía a lo largo de los gráficos. En la subcuenca del Ulzama (Figura 131.f), hay una clara sobreestimación de las leyes de frecuencia (con la excepción de uno de los modelos de clima que tiene un ajuste

perfecto). Con respecto al Arga Medio (Figura 131.g), la mitad de los modelos climáticos obtienen un ajuste aceptable mientras que la otra mitad sobreestima la ley de frecuencia SIM. Finalmente, en la subcuenca del Arga Bajo (Figura 131.h), la ley de frecuencia SIM se encuentra en el medio de todos los modelos climáticos, debido a la gran dispersión mostrada por esta fuente de datos (modelos CORDEX). Algunos de ellos incluso tienen una subestimación bastante grande.

Es importante analizar las diferencias en las leyes de frecuencia para los periodos de retorno más bajos que representan las inundaciones que ocurren más habitualmente (entre 2 y 10 años). Si se estudia este rango, las diferencias no son tan exageradas, como son los casos de la subcuenca del Arga Bajo con los modelos CORDEX y la subcuenca del Araquil con los modelos AEMET. También cabe destacar que a pesar de que los datos introducidos en este periodo control tienen comportamientos claramente diferentes entre los modelos AEMET y CORDEX, las leyes de frecuencia resultantes en dicho periodo no lo son tanto. Por ello, es importante subrayar el peso que tiene el modelo hidrológico en los resultados obtenidos.

Antes de avanzar a los resultados en el futuro, es interesante destacar cómo el modelo hidrológico se comporta a lo largo de la cuenca. Si se analizan las diferencias en los resultados entre las leyes de frecuencia de precipitación introducidas en el modelo hidrológico y las leyes de frecuencia de caudal obtenidas a partir del mismo, podemos encontrar ciertos patrones que merecen la pena investigar. Al centrarse en los modelos AEMET, ya que son los que se han corregido y que muestran un comportamiento más uniforme, se puede destacar que en la subcuenca del Araquil, las leyes de frecuencia de caudal se corresponden bastante bien con las de precipitación. Sin embargo, en la cuenca del Ulzama, se puede apreciar cómo, a pesar de que las leyes de frecuencia de precipitación en periodos de retorno altos están subestimadas, las leyes de frecuencia de caudales no siguen ese mismo patrón. Esto se puede explicar debido a que los eventos extremos de precipitación son muy poco frecuentes, y lo que provoca las inundaciones son principalmente precipitaciones con un periodo de retorno medio. Esto concuerda con los datos de las leyes de frecuencia de precipitación donde, efectivamente, para periodos de retorno medios, las leyes de los modelos climáticos están por encima de la ley SIM. Por otro lado, se puede observar cómo, conforme avanzamos en la cuenca aguas abajo, la influencia de la precipitación de una subcuenca en concreto deja de tener relación con sus resultados en caudales. Además, las posibles avenidas son laminadas por la red natural de drenaje, obteniendo leyes de frecuencia más parecidas a la ley SIM.

Figura 132 – Leyes de frecuencia de caudales previstas en el futuro por los escenarios de emisiones RCP 4.5, en términos del periodo de retorno (Tr). La línea azul representa la curva ajustada a los datos OBS; la línea gruesa roja muestra la mediana de las curvas ajustadas a las proyecciones de los modelos climáticos; las líneas a trazos rojas representan los percentiles 33 y 67 de las curvas ajustadas a las proyecciones de los modelos climáticos. El degradado gris muestra la dispersión de las curvas ajustadas a las proyecciones de los modelos climáticos.

Respecto a los resultados en el futuro, se han analizado mediante la metodología explicada en el Capítulo 6.3.3.1. La Figura 132 y la Figura 133, muestran las proyecciones en el escenario RCP 4.5 y RCP 8.5, respectivamente. Siguiendo la misma estructura que la Figura 131, cada columna de las figuras representa una subcuenca y cada fila una fuente de modelos climáticos. En cada subgráfica se puede encontrar la curva OBS (datos observados de caudal), que es la ley con la que se va a comparar el resto. Después, se ha introducido el área de dispersión de las proyecciones a futuro de los modelos climáticos, en degradación gris, así como la ley de frecuencia correspondiente a la mediana de las proyecciones a futuro y las leyes correspondientes a los percentiles 33 y 67 de dicha dispersión. De tal forma que, cuanto más oscura sea la sombra, más cerca estará el valor de la mediana de las proyecciones de los modelos climáticos.

En la Figura 132, correspondiente al escenario de emisiones RCP 4.5, se puede apreciar que la mediana de las curvas de frecuencia de los modelos climáticos está por debajo de la ley de frecuencia OBS en todas las subcuencas, especialmente para los modelos AEMET. Sin embargo, se pueden extraer diferencias significativas en términos de la dispersión de los resultados (extensión del área de sombra gris). Para los modelos AEMET, la sombra es estrecha y altamente concentrada alrededor de la mediana, lo que indica que las proyecciones del modelo climático son similares. Además, las cuatro cuencas estudiadas muestran una ligera disminución de los cuantiles de inundación en el futuro.

Por otro lado, los modelos CORDEX no muestran este comportamiento. En el caso del Araquil (Figura 132.e), la sombra gris es más oscura debajo de la curva OBS, lo que indica que varios modelos proyectan una disminución similar en los cuantiles de inundación en el futuro. Sin embargo, el percentil 67 % está por encima de la curva OBS, lo que significa que algunos modelos climáticos estiman un aumento en los cuantiles de inundación en el futuro. En la subcuenca del Ulzama (Figura 132.f), el comportamiento es similar al de los modelos AEMET, aunque la dispersión es mayor, lo que muestra que hay algunos modelos climáticos con un aumento bastante grande en los cuantiles de inundación. En el caso de Arga Medio (Figura 132.g), la mediana de los modelos climáticos es similar a la ley de frecuencia OBS, al igual que el percentil 67 %, lo que indica que la mayoría de los modelos proyectan un aumento en los cuantiles de inundación. Sin embargo, el área sombreada por debajo de la mediana es bastante oscura, y el percentil 33 % está separado de la mediana, lo que indica que varios modelos de clima predicen descensos en los cuantiles de inundación importantes. Finalmente, en la subcuenca del Arga Bajo (Figura 132.h) se observa el mismo comportamiento que en la subcuenca anterior. Si bien la mediana de las proyecciones de los modelos climáticos está cerca de la curva OBS, el área sombreada de arriba es oscura, lo que refleja que varios modelos climáticos sugieren un aumento en los cuantiles de inundación en el futuro. El hecho de que el límite superior de la zona sombreada esté tan alejado del percentil 67 % sugiere que hay uno o varios modelos climáticos con cambios muy grandes en sus proyecciones.

Para el RCP 8.5, la tendencia de los modelos AEMET mantiene el comportamiento (aunque en teoría es más severo) establecido en el RCP 4.5. Sin embargo, los modelos CORDEX muestran una tendencia diferente. Estos cambios los podemos apreciar en la Figura 133.

Aunque los modelos AEMET proyectan una disminución aún mayor en la intensidad de las inundaciones, tienen un comportamiento bastante uniforme. Además, el área más oscura

de la sombra es más grande, especialmente en la subcuenca del Ulzama (Figura 133.b), lo que indica que todos los modelos climáticos proyectan una disminución, pero difieren en su magnitud. A pesar de esta mayor dispersión, la Figura 133 muestra que el área más oscura en las subcuencas estudiadas cae por debajo de la ley de frecuencia OBS, lo que significa que la tendencia de los modelos AEMET es clara.

Figura 133 – Leyes de frecuencia de caudales previstas en el futuro por los escenarios de emisiones RCP 8.5, en términos del periodo de retorno (Tr). La línea azul representa la curva ajustada a los datos OBS; la línea gruesa roja muestra la mediana de las curvas ajustadas a las proyecciones de los modelos climáticos; las líneas a trazos rojas representan los percentiles 33 y 67 de las curvas ajustadas a las proyecciones de los modelos climáticos. El degradado gris muestra la dispersión de las curvas ajustadas a las proyecciones de los modelos climáticos.

Respecto a los modelos CORDEX, la única subcuenca que sigue la misma tendencia que la obtenida para RCP 4.5 es la subcuenca del Ulzama (Figura 133.f), pues la mediana de las proyecciones de los modelos climáticos es aún más baja. En el resto de las subcuencas estudiadas, la mediana de las proyecciones está por encima de la ley de frecuencia OBS. En el caso del Araquil (Figura 133.e), no solo la mediana sino también el área sombreada más oscura y ambos percentiles (33 % y 67 %) están por encima de OBS. Esto indica que los modelos CORDEX proyectan un aumento en la intensidad de las inundaciones,

principalmente para períodos de retorno de más de 100 años. Como en el Araquil, en las subcuencas de Arga Medio y Arga Bajo (Figura 133.g y Figura 133.h), la mediana y el área sombreada más oscura están por encima de la ley de frecuencia OBS, especialmente en el Arga Bajo. Esta tendencia es significativamente diferente de la que se muestra en RCP 4.5, así como en la tendencia que muestra AEMET. Con respecto a la dispersión, como en el escenario anterior, los modelos CORDEX tienen un mayor rango de cambio tanto por encima como por debajo de OBS, con las proyecciones menos uniformes que en el caso de AEMET, y obteniendo sombras asimétricas de la mediana.

6.4.4. Influencia del cambio climático sobre las series parciales

Antes de analizar la estacionalidad de las inundaciones en la cuenca, se realizó una comparación entre los umbrales utilizados en el enfoque POT, explicada en detalle en el Capítulo 3.6.4 y más concretamente en este estudio en el Capítulo 6.3.3.2. La Figura 134 muestra los umbrales POT obtenidos de las series de caudal simulado de cada modelo climático en el período de control (azul) y los dos escenarios de emisiones (4.5 en rojo y 8.5 en verde). El umbral de SIM también se traza como referencia en cada gráfico. Además, como en la sección anterior, se compararon las cuatro subcuencas por separado.

Los cuatro gráficos muestran una forma similar, con más o menos picos pero con un patrón claro entre ellos. Esto significa que cada modelo climático tiene el mismo comportamiento para toda la cuenca. Con respecto al período de control, los modelos AEMET muestran una sobreestimación significativa del umbral en tres de las cuatro subcuencas (excepto la subcuenca del Araquil; Figura 134.a). En los modelos CORDEX, la subcuenca del Araquil tiene una subestimación del umbral en la mayoría de los modelos climáticos. La subcuenca del Ulzama (Figura 134.b) muestra el mejor rendimiento, con varios modelos climáticos cerca del umbral SIM. Finalmente, las subcuencas de Arga Medio (Figura 134.c) y Arga Bajo (Figura 134.d) muestran el mismo número de modelos climáticos que sobreestiman el umbral que aquellos que lo subestiman, con solo unos pocos (dos o tres, dependiendo de la subcategoría) teniendo un buen ajuste. En la desembocadura de la cuenca (subcuenca del Arga Bajo), la sobreestimación promedio del umbral POT3 para los modelos AEMET es del 22%, mientras que los modelos CORDEX solo tienen el 12%. En el caso de los modelos CORDEX, dado que algunos errores son superiores al 30%, el buen comportamiento de algunos enmascara el resultado de los demás. Siguiendo estos resultados, los modelos climáticos regionales con mejor comportamiento son ICH-RAC, MOH-CCL, MPI-REM1 e IPS-RCA.

Figura 134 – Umbrales del análisis POT, en las cuatro subcuencas con datos, en el periodo control y futuros (RCP 4.5 y RCP 8.5). El umbral de SIM también se muestra como referencia (línea horizontal negra). La línea a trazos vertical, separa los modelos AEMET de los modelos CORDEX.

Al comparar los umbrales de los modelos climáticos en el período de control con los umbrales en los dos escenarios futuros, se pueden encontrar patrones similares en todos los modelos climáticos. Para los modelos AEMET, la tendencia en el futuro es clara: el peor escenario de emisiones (RCP 8.5) conduce a una mayor disminución en el umbral para ocho de los 10 modelos climáticos.

Sin embargo, el patrón es ligeramente diferente dependiendo de la subcuenca analizada para los modelos CORDEX. Como las diferencias entre RCP 4.5 y 8.5 son pequeñas, es difícil extraer una conclusión clara. Si se analizan los resultados de aguas arriba a aguas abajo se pueden sacar las siguientes conclusiones. Siete de los 14 modelos de CORDEX tienen un aumento significativo en el umbral, tanto para RCP 4.5 como para 8.5, en la subcuenca de Araquil. Dos modelos no muestran cambios significativos y cinco modelos muestran una ligera disminución en el umbral. Con respecto al Ulzama, excepto los modelos climáticos MPI-REM2 e IPS-ERF que tienen un aumento y una disminución en sus umbrales en el futuro respectivamente, el resto de los modelos climáticos no muestran una tendencia

significativa (con cinco modelos con umbrales similares al período de control). Como se obtuvo en análisis anteriores, las subcuencas de Arga Medio y Arga Bajo muestran un comportamiento similar, ya que la subcuenca de Arga Bajo se encuentra cerca y aguas abajo de Arga Medio y sin afluentes importantes. En estas dos estaciones de aforo, aunque las diferencias entre las líneas en el gráfico son pequeñas, el cambio en los caudales sería alto ya que caudales en estos puntos son más altos que en las subcuencas estudiadas anteriormente. Ocho modelos muestran un aumento del umbral al menos en uno de los escenarios futuros (con el mayor aumento en el modelo climático MOH-RCA), dos tienen una disminución en el umbral para ambos RCP y el resto revela que el modelo hidrológico no muestra ningún cambio significativo. Es interesante observar que varios modelos CORDEX muestran un aumento en el umbral más alto en el RCP 4.5 que en el RCP8.5. Esta tendencia es lo contrario de lo que sucede en los modelos AEMET donde el RCP 8.5 aumenta la tendencia del RCP 4.5. Es interesante este último resultado, ya que el hecho de que un escenario sea a priori más severo (en este caso el RCP 8.5), los efectos colaterales y o locales provocados por otro escenario más suave puede hacer que los resultados sean peores que en el escenario más severo.

6.4.5. Influencia del cambio climático sobre la estacionalidad de las inundaciones

Además del estudio de los cambios en la intensidad de las inundaciones proporcionado por el análisis sobre las series de máximos anuales, se ha realizado un análisis de la estacionalidad de las inundaciones a lo largo del año, estudiando los cambios en el patrón mensual de ocurrencia de las inundaciones. Este análisis se ha realizado tanto en el periodo control, para comprobar la similitud de los datos proporcionados por los modelos climáticos con los datos observados, como en el periodo futuro. Este procedimiento es interesante para evaluar si las inundaciones siguen el mismo patrón en el futuro como lo hacen en el presente de cara a, por ejemplo, revisar los márgenes de seguridad de presas para las inundaciones de diseño en función del mes o estación. El análisis de la estacionalidad de las inundaciones se basa en las series POT obtenidas previamente y explicadas en detalle en el Capítulo 6.3.3.2. En la Figura 135 se muestran los resultados en el periodo de control, para las cuatro subcuencas separadas en cuatro gráficas diferentes, y separando los modelos AEMET y CORDEX como en las figuras anteriores. En cada subgráfica, se pueden encontrar las frecuencias de ocurrencia de inundación mensual de cada modelo climático además de las frecuencias resultantes de las series SIM y OBS.

Es importante resaltar las diferencias entre la estacionalidad de las series OBS y SIM. En general, las inundaciones de invierno y primavera son más frecuentes en todas las subcuencas. Diciembre es el mes con la frecuencia más alta en todas las subcuencas; y julio, agosto y septiembre son los que presentan frecuencias más bajas, con valores cercanos a cero. En la subcuenca de Araquil, mientras que las frecuencias de la serie SIM en los meses de invierno y primavera tienen valores similares a los de OBS, la serie SIM de verano tiene algunos valores altos (junio y agosto) que sobreestiman las frecuencias mensuales. En el caso de la subcuenca de Ulzama, aunque las frecuencias SIM a fines de verano y otoño tienen valores similares a las frecuencias de la serie OBS, febrero, que es un mes importante para las inundaciones de invierno, muestra una baja frecuencia de inundación. Con respecto a Arga Medio, la serie SIM obtiene resultados aceptables para las frecuencias en invierno y marzo, aunque sobreestima las frecuencias en los meses de verano. Por último, en la subcuenca de Arga Bajo, las diferencias entre las series SIM y OBS son importantes a lo largo de todo el año. Mientras que enero la serie OBS tiene una alta frecuencia de inundación, la serie SIM tiene un valor de cero. Además, en agosto y septiembre ocurre lo contrario, con una frecuencia en la serie SIM de alrededor de 0,1 cuando debería ser 0 según la serie OBS.

Figura 135 – Comparación entre la frecuencia de avenidas mensual de OBS, SIM y las simulaciones de los modelos climáticos en el periodo control.

A pesar del buen ajuste en casi todos los meses en la cuenca, hay algunas frecuencias poco realistas en la serie SIM, especialmente en Arga Bajo. Estas diferencias podrían deberse al corto período de análisis utilizado para la simulación del modelo hidrológico. En tal caso, la comparación entre periodos más largos, como el de la serie observada vs las series de los modelos climáticos, podría conducir a un análisis más realista de la estacionalidad de inundación mensual. Sin embargo, no hay más observaciones de precipitación y temperatura disponibles en la cuenca. Por ello, se ha decidido como más conveniente realizar la comparación entre la serie OBS y las series de los modelos climáticos.

Con respecto ésta comparación, entre modelos climáticos y la serie OBS, los modelos AEMET muestran un comportamiento uniforme similar a la serie OBS en todas las subcuencas. No logran reproducir las frecuencias al final del invierno y los meses de primavera, sobrestimándolas en casi todos los modelos de AEMET, aunque, en general, el ajuste es muy bueno. Sin embargo, los modelos CORDEX muestran resultados dispersos, por lo que es difícil extraer una conclusión común. Si bien algunos modelos CORDEX no pueden reproducir la forma en el verano y sobreestiman sus frecuencias, tienen un buen ajuste en las frecuencias de primavera y otoño.

Posteriormente se realizaron los análisis a futuro, con el fin de evaluar la proyección del cambio de los modelos climáticos. Como en las figuras anteriores, las cuatro subcuencas y las dos fuentes de modelos climáticos se separaron por columnas y filas respectivamente. En la Figura 136, se trazaron las frecuencias de inundación mensuales para el escenario de emisiones RCP 4.5, pudiéndose encontrar algunas tendencias claras en las proyecciones de los modelos climáticos. En los modelos AEMET, hay un aumento significativo en las frecuencias de inundación de finales de invierno y primavera, mientras que en otoño y principios de invierno la frecuencia disminuye. Este retraso en las inundaciones a lo largo del año se puede observaren los gráficos en todas las subcuencas para los modelos AEMET. Los modelos CORDEX también muestran este patrón en todas las subcuencas estudiadas, un aumento en la frecuencia de inundaciones en invierno y una disminución en otoño. También es interesante ver cómo aumenta la frecuencia de inundaciones en verano para todas las subcuencas con los modelos CORDEX (como en mayo, donde todas las subcuencas registraron un aumento). Analizando en detalle la subcuenca del Ulzama (Figura 136.f), tanto los modelos AEMET como los modelos CORDEX muestran el mismo comportamiento: un aumento muy importante en enero y febrero, mientras que hay una disminución en octubre y noviembre, así como una disminución en las frecuencias de

inundaciones del verano. Que se dé esta tendencia similar en fuentes de información diferentes afianza las posibles conclusiones que se puedan obtener de este análisis.

Figura 136 – Frecuencias de avenida mensuales proyectadas a futuro bajo el escenario de emisiones RCP 4.5. La frecuencia mensual de avenidas observada (línea azul gruesa) se compara con la mediana de las proyecciones de los modelos climáticos (línea roja continua). La dispersión de los resultados en forma de degradación gris y los percentiles 33 % y 67 % de dicha dispersión (como líneas rojas discontinuas) también se muestran.

Respecto al escenario de emisiones RCP 8.5, mostrado en la Figura 137, las proyecciones de los modelos climáticos se parecen mucho a las del escenario anterior. En algunos meses, el valor medio de las proyecciones cae aún más que para el RCP 4.5. Este es el caso de las frecuencias de los meses de invierno. Sin embargo, es interesante observar que para el RCP 8.5, los modelos AEMET muestran menos variación en sus proyecciones que en el RCP 4.5, ya que el área sombreada y (especialmente) el área más oscura de la sombra están restringidas. Lo contrario ocurre en los modelos CORDEX, donde para este escenario las proyecciones de los modelos climáticos tienen mayor dispersión. Esta dispersión es especialmente aguda en los meses de invierno, ya que el área sombreada más oscura está por encima y por debajo de la frecuencia de OBS, lo que dificulta dibujar una tendencia en esos meses. A pesar de tener más dispersión, las conclusiones alcanzadas son las mismas

que en el escenario anterior: un retraso generalizado en las inundaciones de invierno desde fines de otoño hasta fines de invierno.

Figura 137 – Frecuencias de avenida mensuales proyectadas a futuro bajo el escenario de emisiones RCP 8.5. La frecuencia mensual de avenidas observada (línea azul gruesa) se compara con la mediana de las proyecciones de los modelos climáticos (línea roja continua). La dispersión de los resultados en forma de degradación gris y los percentiles 33 % y 67 % de dicha dispersión (como líneas rojas discontinuas) también se muestran.

6.5. Discusión de los resultados

6.5.1. Datos de modelos climáticos

La comparación entre las simulaciones de los modelos climáticos en periodo control y los datos observados ha producido unos resultados claros sobre los errores sistemáticos que tienen estos modelos. Las diferencias estadísticas observadas en las series de precipitación entre las observaciones y los modelos climáticos aún muestran una falta de realismo en algunos estadísticos que caracterizan los datos de precipitación, como los días sin precipitación o el coeficiente de sesgo. Esta diferencia ha sido más clara en el caso de los modelos AEMET, que utilizan un ‘downscaling’ estadístico, que en el caso de los modelos CORDEX, que utilizan una regionalización dinámica mediante modelos climáticos

regionales. Por tanto, los datos obtenidos de los modelos climáticos muestran que aún se pueden mejorar los métodos utilizados para regionalizar los resultados de los modelos climáticos globales para estudios locales.

La corrección de sesgo realizada en los modelos AEMET fue completamente necesaria y efectiva, ya que corrigió los datos de precipitación de tal forma que las leyes de frecuencia de precipitación obtenidas en el periodo control consiguieron obtener valores cercanos a la ley obtenida de las observaciones. Sin embargo, no se pudo corregir la forma de la curva en cuanto a su curvatura, es decir, la distribución de la cola derecha de la distribución, lo que condujo a una precipitación mayor que las observaciones para cuantiles bajos y precipitaciones menores en cuantiles altos.

En cuanto a las simulaciones del modelo hidrológico, la comparación en el periodo de control mostró que las curvas de frecuencia de caudales de ambas fuentes de modelos climáticos (AEMET y CORDEX) se comportaron de manera similar. Por lo tanto, la causa probable de este comportamiento fue el modelo hidrológico y su calibración, en lugar del método de 'downscaling' o los datos del modelo climático. Las leyes de frecuencia de caudales de los modelos AEMET generalmente sobreestimaban los cuantiles en comparación con las leyes obtenidas a partir de las simulaciones hidrológicas con datos observados, mientras que algunas leyes de los modelos CORDEX están por debajo de esta debido a su mayor variabilidad.

6.5.2. Proyecciones futuras

Según los resultados obtenidos en las simulaciones para el futuro, se pueden extraer algunas tendencias. En el escenario RCP 4.5, hay una disminución en los cuantiles de las leyes de frecuencia para todas las subcuencas estudiadas para los modelos AEMET y CORDEX. Esta tendencia decreciente es especialmente importante para las subcuencas Arga Medio y Arga Bajo en los modelos AEMET. Sin embargo, para los modelos CORDEX, dicha disminución no es clara, a excepción de la subcuenca Ulzama. Aunque la mediana de los modelos climáticos está por debajo de la ley de frecuencia observada actual, el área sombreada es más amplia, con algunos de ellos dando cambios muy por encima de la misma.

Esta tendencia decreciente se mantiene en el escenario RCP 8.5 para los modelos AEMET. Sin embargo, en este escenario de emisiones, los modelos CORDEX cambian esa tendencia, con la mediana de las proyecciones de los modelos climáticos por encima de la ley de

frecuencia observada actual. Además, el área sombreada por encima de la mediana en las figuras es mucho mayor que el área sombreada por debajo, por lo que se puede deducir que aquellos modelos climáticos que muestran un incremento en las leyes, dan un cambio mucho mayor que aquellos modelos climáticos que muestran un decremento. Esta tendencia creciente coincide con los estudios realizados por Alfieri et al. (2015) y Hirabayashi et al. (2013) que obtuvieron un aumento de las magnitudes de inundación en el norte de la península ibérica, utilizando un horizonte a largo plazo y el escenario de emisiones RCP 8.5. Además, el hecho de que todos los modelos AEMET tengan la misma tendencia decreciente en ambos RCP, además de un comportamiento uniforme, sugiere que la regionalización estadística utilizada ha dado lugar a esta similitud en sus resultados.

El análisis de los umbrales POT confirmó los resultados obtenidos en el análisis de las leyes de frecuencia. Casi todos los modelos AEMET mostraron una disminución en el umbral POT en ambos escenarios de emisiones, con un mayor desplome en el escenario RCP 8.5. Con respecto a los modelos CORDEX, tal cambio en los umbrales no está generalizado, ya que algunos modelos climáticos muestran un aumento del umbral mientras que otros una disminución. Como se discutió en la sección correspondiente, estos umbrales están relacionados con los cuantiles medios de la curva de frecuencia, donde la tendencia en los modelos CORDEX no es tan clara como en los períodos de retorno altos.

Con respecto al análisis de estacionalidad, se puede identificar una tendencia clara entre las subcuencas. Para ambos escenarios de emisiones, se prevé que se producirá un retraso desde finales del otoño hacia finales del invierno. Estos hallazgos siguen los resultados obtenidos por Blöschl et al. (2017), quienes encontraron un retraso en las inundaciones en el norte de España y, específicamente, en el área donde se encuentra la cuenca del río Arga. Además, las frecuencias de inundación para estos meses serán más bajas en el escenario RCP 8.5. En la subcuenca de Ulzama, el pico en abril, que representa las inundaciones típicas de deshielo de primavera, se reduce, lo que podría significar que el impacto de la nieve será menos importante en el futuro. Sin embargo, la demora en los picos en abril puede deberse a la falta de realismo de algunos modelos climáticos en estos meses, como lo mostró la Figura 137.

Es importante utilizar un conjunto de modelos climáticos como primer paso en este tipo de estudios. Como afirman algunos autores, muchos modelos climáticos producen los mismos errores o comparten la misma estructura (Dobler et al., 2012; Knutti et al., 2010). Por lo tanto, el uso de varios modelos climáticos permite considerar la variabilidad natural

(Kundzewicz et al., 2017), ya que las conclusiones pueden variar según los modelos utilizados.

Por último, los resultados proporcionados por este estudio no son fáciles de comparar con los de otros estudios, ya que muchos de estos estudios a escala europea utilizan otro período de evaluación futuro o diferentes escenarios de emisiones. Además, como mostraron Teutschbein et al. (2015), incluso las cuencas vecinas tienen diferentes respuestas hidrológicas a los mismos cambios en las condiciones climáticas externas, por lo que podría ser difícil obtener una relación entre los estudios a gran escala y los estudios locales.

6.6. Conclusiones

Se ha presentado una metodología para cuantificar los cambios en la magnitud de los caudales punta de avenida y la estacionalidad esperados en el futuro debido al cambio climático a una escala local de cuenca. El río Arga fue seleccionado como caso de estudio debido a la importancia del río en la región y en la ocurrencia de inundaciones en el río Ebro. Se han considerado dos fuentes de proyecciones climáticas suministradas por los modelos climáticos globales del AR5 del IPCC: los modelos climáticos regionales del proyecto CORDEX y el método estadístico de análogos para la reducción de escala (regionalización), realizado por la AEMET. Se han utilizado un total de 24 modelos climáticos regionalizados para realizar las simulaciones (10 del AEMET y 14 del CORDEX). El modelo hidrológico del HBV se ha utilizado para realizar las simulaciones.

La calibración del modelo hidrológico ha logrado buenos resultados de acuerdo con la función objetivo seleccionada que evalúa la capacidad del modelo para simular una serie de caudales extremos seleccionados que superan un determinado umbral, ofreciendo eficiencias de entre 0,72 y 0,92 para la calibración y 0,67 y 0,86 para la validación. Estos resultados están en un rango aceptable en comparación con los ofrecidos por otros autores a partir de otros modelos hidrológicos.

Los resultados de las simulaciones hidrológicas se han examinado mediante dos análisis: series de máximos anuales para cuantificar los cambios en las leyes de frecuencia de inundación, y series POT para identificar cambios en la estacionalidad de las inundaciones. Se han podido obtener las siguientes conclusiones principales:

- Todos los modelos climáticos regionalizados estadísticamente (modelos AEMET) muestran una subestimación de los valores de precipitación en el período de control, especialmente en los valores extremos. Sin embargo, los modelos climáticos con regionalización dinámica (modelos CORDEX), conocidos como modelos climáticos regionales, muestran un buen comportamiento en las series de precipitación y temperatura en comparación con los datos observados.
- La corrección de sesgos de series de precipitación para los modelos AEMET mejoran claramente los datos de entrada al modelo hidrológico.
- Se ha logrado una buena eficiencia en valores los extremos de caudal mediante el modelo HBV. Sin embargo, la falta de datos disponibles y la necesidad de ajustar las simulaciones a valores extremos han supuesto un problema en la calibración del modelo.
- Los resultados obtenidos dependen en gran medida del modelo climático elegido. En consecuencia, es importante utilizar un conjunto amplio de modelos climáticos en este tipo de estudios.
- Las conclusiones de los análisis de frecuencia de inundaciones muestran dos comportamientos diferentes según la fuente del modelo climático. Para los modelos AEMET, se espera una disminución en todos los cuantiles de la ley de frecuencia de caudales, con una disminución mayor para el escenario de emisiones RCP 8.5. Sin embargo, los modelos CORDEX no siguen esta misma tendencia en el futuro. Mientras que la mediana de los modelos CORDEX muestra una pequeña disminución de los cuantiles de caudal en el escenario RCP 4.5, las subcuencas del Araquil, Arga Medio y Arga Bajo muestran un aumento en las leyes de frecuencia para el escenario RCP 8.5. Por otro lado, la subcuenca del Ulzama muestra el mismo comportamiento tanto en los dos RCP considerados como en las fuentes del modelo climático con una fuerte disminución, que se hace más grande a medida que aumenta el período de retorno. Estos resultados están en línea con otros estudios europeos.
- La comparación entre los umbrales obtenidos mediante la técnica POT en los períodos de control y futuros siguen el mismo comportamiento que las conclusiones previas obtenidas del análisis de las leyes de frecuencia.

- El análisis mensual de la estacionalidad de las inundaciones proyecta un retraso en las inundaciones desde finales de otoño hasta finales de invierno, y también una disminución en la frecuencia de inundaciones en tales períodos.
- Por último, los modelos AEMET, regionalizados estadísticamente, han obtenido un comportamiento más uniforme y, por lo tanto, una variación menor de los resultados que los modelos regionalizados con métodos dinámicos. Sin embargo estos últimos obtuvieron un mejor ajuste a los datos observados de acuerdo con las estadísticas seleccionadas, por lo que en principio sus resultados son más fiables.

En definitiva, las conclusiones de este trabajo sugieren que las leyes de frecuencia de inundación actuales van a cambiar en el futuro en la cuenca del río Arga. Estos cambios no son elevados y dependen de la fuente de información utilizada. Sin embargo, cualquier cambio, por mínimo que sea, puede influir de manera notable en las infraestructuras existentes y futuras. En consecuencia, la influencia del cambio climático en las inundaciones en la escala de cuenca o local debe considerarse para el diseño de infraestructuras hidráulicas y para futuros planes de gestión del agua bajo el cambio climático. Además, los cambios esperados en la estacionalidad de las inundaciones podrían modificar las reglas de operación del embalse en el futuro.

7. CONCLUSIONES

En este último capítulo se presentan las principales conclusiones alcanzadas en el desarrollo de la tesis doctoral. También se exponen tanto las contribuciones originales obtenidas como las contribuciones científicas logradas a lo largo del desarrollo de la tesis. Por último, se ofrecen posibles líneas de investigación futuras, tanto a partir de los resultados alcanzados como de posibles investigaciones que quedaron parcialmente comenzadas pero no finalizadas en alguno de los capítulos de la tesis.

7.1. Conclusiones finales

Los resultados de la investigación presentada en esta tesis permiten establecer un punto de partida para los futuros estudios de impacto del cambio climático realizados de manera específica para el diseño y comprobación de seguridad de infraestructuras hidráulicas concretas en España, fundamentalmente en dos aspectos. Por una parte, se han obtenido los datos de partida necesarios para realizar dichos estudios, consistentes en una base de datos de tasas de cambio de los cuantiles de precipitaciones máximas diarias. Por otra parte, se ofrecen diferentes metodologías para cuantificar los posibles cambios esperables en el futuro en variables fundamentales en el diseño hidráulico como son las precipitaciones máximas y los caudales de avenida.

Además, los resultados de la tesis proporcionan por primera vez una base de datos a escala nacional que sintetiza los cambios esperables previstos a partir del análisis de las futuras proyecciones de precipitación suministradas por los modelos climáticos, cubriendo tanto la península ibérica como las Islas Baleares.

Por último, se ha desarrollado una metodología para cuantificar los cambios en los caudales punta de avenida esperables en situación de cambio climático a escala local de cuenca, utilizando las proyecciones de precipitación a futuro proporcionadas por los modelos climáticos. La metodología propuesta se puede extender fácilmente al estudio local de cualquier otra cuenca en el territorio nacional.

A continuación, se presentan las principales conclusiones de la tesis, agrupadas en tres grandes grupos que siguen la organización utilizada en el documento:

1) Comparación de las proyecciones climáticas suministradas por los modelos climáticos con datos observados en el periodo de control.

En esta primera parte de la investigación, se han comparado los resultados de las simulaciones de los modelos climáticos en el periodo pasado o periodo control, con los datos observados a lo largo del todo el área de estudio, siempre que hubiera datos disponibles. Para ello, se ha utilizado una serie de estadísticos que permitiesen evaluar, no solo los valores medios de precipitación, sino también los valores máximos y extremos. Las principales conclusiones de esta parte son las siguientes:

- Se han utilizado todo los datos de proyecciones climáticas disponibles en España, consistentes en dos fuentes de información: AEMET y CORDEX. Se analizado la adecuación estadística de la variable precipitación a los datos observados en el periodo de control, ya que es la primera variable que afecta al diseño de infraestructuras hidráulicas, bien directa o indirectamente.
- Se han utilizado diversos estadísticos, con el objetivo de caracterizar la distribución total de las series de precipitación, tanto las series diarias completas como las de máximos anuales.
- Todos los modelos climáticos, independientemente del tipo de regionalización utilizada, ofrecen errores en la simulación de la precipitación tanto para valores medios como para valores máximos o estacionales. Sin embargo, la magnitud y dispersión espacial de los errores en cada estadístico dependen de la fuente de datos considerada. Cabe destacar que algunos estadísticos presentan errores muy bajos o nulos, como es el caso del número de días sin precipitación en la regionalización SDSM de las proyecciones AEMET. Sin embargo, la gran mayoría de los estadísticos estudiados muestran errores generalizados o en forma de patrones espaciales muy localizados.
- Las regionalizaciones estadísticas utilizadas por la AEMET presentan errores considerables en sus valores máximos y extremos. Las dos técnicas de regionalización (análogos y SDSM) ofrecen unos resultados completamente distintos, a excepción del coeficiente de sesgo en valores medios y máximos anuales, donde ambas técnicas se comportan con una subestimación generalizada y con un patrón espacial completamente aleatorio. Sin embargo, el método de análogos es el que mejor se comporta de manera generalizada. Por tanto, en el

caso de utilizarla fuente de información de la AEMET es preferible el uso de la regionalización mediante análogos. Además, si el posterior estudio se centra en el análisis de los valores máximos de precipitación, se recomienda encarecidamente realizar una corrección del sesgo, ya que las proyecciones de precipitación presentan un error generalizado en cuanto a la magnitud de la variable a escala nacional. Además, para las proyecciones regionalizadas mediante la técnica de análogos, será también imprescindible una corrección en el número de días que el modelo climático simula con precipitación, sobre todo para realizar una simulación hidrológica continua, ya que los errores encontrados en este estadístico son muy claros, encontrándose más días con precipitación de los debidos.

- Las proyecciones de precipitación del proyecto CORDEX sufren los mismos errores generalizados que los modelos AEMET. Sin embargo, la magnitud de los errores es menor, especialmente en valores máximos anuales. Es destacable igualmente el comportamiento de los valores más extremos de precipitación, estudiados en base al coeficiente de sesgo, donde los modelos CORDEX tienen un comportamiento completamente aleatorio.
- Por tanto, se concluye que los modelos CORDEX, que utilizan MCR, son preferibles frente a los modelos AEMET para realizar estudios del efecto del cambio climático sobre eventos extremos, ya que a escala nacional su comportamiento es mejor. Este rendimiento superior indica que los modelos CORDEX consideran de manera directa e indirecta el comportamiento de la precipitación real. Por ello, en caso de realizar algún tipo de corrección de sesgo para ajustar aún más los valores simulados a los valores observados, la estructura de la precipitación simulada se conservaría, dando mejores resultados.

2) Cambios esperables en el futuro en los cuantiles de precipitación máxima diaria bajo condiciones de cambio climático.

El segundo paso de la investigación ha consistido en la cuantificación de los cambios proyectados en las precipitaciones extremas por los modelos climáticos, en el futuro bajo la influencia del cambio climático, y considerando dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5), a nivel nacional en España. Siguiendo las anteriores conclusiones del estudio de comparación entre proyecciones climáticas AEMET y CORDEX, se decidió utilizar únicamente los datos de los modelos climáticos CORDEX, debido a su mejor capacidad para representar el comportamiento de las precipitaciones extremas en el periodo control.

Esta decisión implica que el análisis se pudo realizar sobre la península ibérica e Islas Baleares, debido a la falta de información en las Islas Canarias y norte de África. En contrapartida, los resultados cubren toda la Península, incluyendo Portugal. Las principales conclusiones de esta parte de la investigación se detallan a continuación:

- Se ha realizado un análisis comparativo de los cambios entre las proyecciones en los periodos de futuro y control, para cada modelo climático, es decir, se compararon las proyecciones a futuro con las propias simulaciones de los modelos climáticos en el periodo de control. De esta forma, se puede extraer la información de cambio suministrada directamente por los modelos climáticos acerca de la respuesta de la atmósfera a los forzamientos de escenarios de emisiones esperables en el futuro, evitando posibles modificaciones estadísticas de las series temporales inducidas por las técnicas de corrección de sesgo. Además, dado que el comportamiento de la precipitación en estos modelos climáticos en el periodo control es adecuado a escala nacional, se puede considerar que el comportamiento proyectado por los modelos climáticos en el futuro también será más fiable.
- A escala nacional, las zonas en las que existe una previsión de aumento en el valor de las precipitaciones máximas para ambos escenarios de emisiones son: cabecera de la cuenca del río Guadiana, la parte central de la cuenca del río Duero, y algunas áreas específicas de la costa mediterránea. Por el contrario, las zonas en las que se esperan cambios negativos, es decir, reducciones en los valores máximos de precipitación, son: cuenca del río Tago y sureste de España, para el escenario de emisiones RCP 8.5. Cabe destacar que las áreas con cambios generalmente se identifican en ambos escenarios de emisiones, independientemente del cuantil considerado. Por lo que un signo de cambio similar dado en ambos escenarios en un área determinada podría indicar que dicho cambio es más probable que ocurra en el futuro.

3) Influencia del cambio climático sobre los caudales de avenida.

En la última parte de la investigación, se ha desarrollado una metodología para cuantificar la influencia del cambio climático sobre los cuantiles de caudal punta de avenida a escala de cuenca, utilizando los datos diarios de precipitación ofrecidos por los modelos climáticos en el futuro como dato de entrada en el modelo hidrológico HBV. Además, la metodología permite cuantificar en gran parte la incertidumbre existente en los resultados. La metodología ha tratado de utilizar herramientas sencillas que faciliten su

extensión a otras cuencas. La validez de la metodología se comprueba en el caso de estudio de la cuenca del río Arga. Se han considerado las dos fuentes disponibles de información de modelos climáticos: AEMET y CORDEX. Las principales conclusiones de esta parte de la investigación se detallan a continuación:

- Se ha realizado una corrección de sesgo en las proyecciones climáticas de precipitación suministradas por los modelos AEMET, que ha conseguido buenos resultados ya que se han reducido las subestimaciones de la precipitación máxima en sus datos. Sin embargo, la metodología utilizada no es adecuada para el ajuste y la corrección de precipitaciones extremas al ser un modelo de corrección lineal.
- Se ha conseguido una calibración de la cuenca con unas eficiencias comprendidas entre 0,72 y 0,92 para la calibración y 0,67 y 0,86 para la validación. Estos resultados se han considerado como buenos, siguiendo las conclusiones ofrecidas por estudios anteriores.
- El análisis de los caudales en el futuro se ha realizado mediante dos enfoques: el estudio de los cuantiles de caudal en base al ajuste de las series de máximos anuales a una ley de frecuencia, y el estudio de la estacionalidad a partir de los datos de series parciales considerando tres valores por año. Considerar ambos enfoques a la vez y no uno solo permite realizar análisis más completos, ya que en el diseño y gestión de infraestructuras hidráulicas, no solo es importante el caudal pico sino también el periodo de ocurrencia de las mismas.
- El análisis de las series de caudales máximos anuales muestra una disminución en la magnitud de los cuantiles de la ley de frecuencia de caudales para los modelos AEMET en toda la cuenca, siendo la disminución mayor en el escenario de emisiones RCP 8.5. Por su parte, los modelos CORDEX ofrecen resultados diferentes, con un ligero descenso de los cuantiles para todas las subcuencas estudiadas, especialmente para la subcuenca del Ulzama, situada en la cabecera, para el escenario de emisiones RCP 4.5. Para el escenario RCP 8.5, los resultados muestran, por el contrario, un claro aumento en las magnitudes de los cuantiles de caudal, a excepción de la citada subcuenca del Ulzama. Estos últimos resultados siguen la línea de los resultados ofrecidos por otros estudios, especialmente para el escenario RCP 8.5.

- El análisis de las series parciales o de picos sobre umbral con un valor medio de tres excedencias por año (POT3), muestra que, en el futuro en situación de cambio climático, se espera un retraso en las inundaciones desde finales de otoño hasta finales de invierno, y una disminución en la frecuencia de inundaciones en tales períodos, además de un cambio en las inundaciones de primavera debidas al deshielo de la nieve.

7.2. Aportaciones originales

La realización de los estudios incluidos en esta tesis contiene una serie de contribuciones originales que han permitido avanzar en el estado del conocimiento de la materia. A continuación, se exponen las contribuciones originales:

- Realización de una comparación a escala nacional entre las simulaciones climáticas procedentes de los modelos climáticos disponibles por AEMET y CORDEX y los datos observados en pluviómetros en el periodo de control. La utilización de una serie de estadísticos ha permitido caracterizar el comportamiento completo de las proyecciones de precipitación, tanto para valores medios anuales como para valores extremos. Esta contribución ha permitido recomendar las proyecciones climáticas suministradas por el proyecto CORDEX para estudios a escala nacional de eventos extremos, como son las inundaciones.
- Realización de un análisis comparativo entre las técnicas de regionalización estadística utilizadas por la AEMET, respecto de las observaciones registradas en pluviómetros. Este análisis ha permitido concluir que la técnica de regionalización estadística de análogos produce datos más fiables y similares a los datos observados que la técnica SDSM, para el entorno de la península ibérica.
- Elaboración de una base de datos de tasas de cambio en los cuantiles de precipitaciones diarias máximas en el futuro sobre la península ibérica y las Islas Baleares. Esta base de datos ha sido empleada en la práctica para el desarrollo del segundo ciclo de la evaluación preliminar de riesgo de inundación en España, incluyendo los resultados en los documentos de evaluación preliminar del riesgo de inundación de cada Demarcación Hidrográfica.
- Diseño de una metodología para el desarrollo de estudios locales de impacto del cambio climático respecto a precipitaciones e inundaciones, mediante el uso de

herramientas sencillas y fáciles de implementar para profesionales no expertos en la materia.

- Propuesta de una metodología de corrección del sesgo en base a percentiles, para la corrección de datos de precipitación simulados por los modelos climáticos globales o regionales. Los resultados obtenidos mediante esta metodología han servido para mejorar la calidad de las simulaciones climáticas proporcionadas por los modelos climáticos para estudios a escala de cuenca.
- Evaluación de los cambios previsibles en el futuro producidos por el cambio climático sobre las inundaciones del río Arga, y por ende en las inundaciones del río Ebro, en cuanto a los cuantiles de caudales máximos anuales y la estacionalidad de las inundaciones.

7.3. Contribuciones científicas

Los trabajos desarrollados en esta tesis se realizaron dentro del proyecto de investigación “POSEIDÓN: Impacto del Cambio Climático sobre la ley de frecuencia bivariada de avenidas” del Plan Nacional de I+D+i, financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (CGL2014-52570-R). El trabajo ha sido realizado dentro del Grupo de Investigación de Hidroinformática y Gestión del Agua, en el Departamento de Ingeniería Civil: Hidráulica, Energía y Medio Ambiente de la E.T.S.I. de Caminos, Canales y Puertos, de la Universidad Politécnica de Madrid.

Los resultados parciales se han presentado en congresos nacionales e internacionales. Los resultados finales se han difundido mediante publicaciones científicas. Además, se ha registrado una base de datos en el Registro de la Propiedad Intelectual, la cual ha sido utilizada para desarrollar trabajos fuera de esta tesis, mediante licencias de explotación.

7.3.1. Publicaciones en revistas científicas

Los artículos científicos propios, o contribuciones científicas con identificador, que se han materializado a lo largo de esta tesis son los siguientes:

- Garijo, C. & Mediero, L., 2019. Assessment of changes in annual maximum precipitations in the Iberian Peninsula under climate change. *Water*, 11, 2375. <https://doi:10.3390/w11112375>

- Garijo, C. & Mediero, L. 2018. Influence of climate change on flood magnitude and seasonality in the Arga River catchment in Spain. *Acta Geophys*, 66, 769–790. <https://doi.org/10.1007/s11600-0180143-0>
- Garijo, C., Mediero, L., Garrote, L. 2018. Usefulness of AEMET generated climate projections for climate change impact studies on floods at national-scale (Spain). *Ingeniería del agua*, 22(3), 153-166. <https://doi.org/10.4995/la.2018.9312>

7.3.2. Contribuciones en congresos y publicaciones en proceedings

Se han presentado resultados en diversos congresos, tanto nacionales e internacionales, de avances parciales del trabajo, sobre los que se han desarrollado posteriormente los artículos científicos enumerados anteriormente. Estos congresos han sido los siguientes:

- Presentación de poster; “Influence of climate change on floods in the Arga river in Spain”, en el congreso EGU General Assembly 2017, en Viena, Austria. Abril de 2017.
- Presentación oral; “Influence of climate change on floods in the Arga catchment in Spain: intercomparison of model outputs”, en el congreso 8th STAHY workshop, en Varsovia, Polonia. Septiembre de 2017.
- Presentación oral; “Utilidad de las proyecciones climáticas generadas por AEMET para estudios de impacto del cambio climático sobre la ley de frecuencia de avenidas a escala nacional”, en el congreso JIA 2017, en A Coruña, España. Octubre de 2017.
- Presentación oral; “Impacto del Cambio Climático En Las Precipitaciones Máximas En La Península Ibérica”, en el congreso UPM Water, en Madrid, España. Noviembre de 2017.
- Presentación del Conference paper; “Quantification of the expected changes in annual maximum daily precipitation quantiles under climate change in the Iberian Peninsula”, en el congreso 3rd International Electronic Conference on Water Sciences (ECWS-3). Noviembre de 2018.

- Presentación oral; “Assessment of the realisations of EURO-CORDEX projections in the simulation of rainfall regimes in Spain”, en el congreso: European Water Resources Association (EWRA 2019), en Madrid, España. Julio de 2019.
- Presentación oral; “Cambios esperables en los cuantiles de precipitación diaria en situación de cambio climático en la península ibérica”, en el congreso JIA 2019, en Toledo, España. Octubre de 2019.

En algunos de estos congresos se ha tenido la oportunidad de publicar el resumen asociado a la presentación en el libro de resúmenes o proceedings, destacando los siguientes:

- Garijo, C., Mediero, L. y Garrote, L., 2017, Utilidad de las proyecciones climáticas generadas por AEMET para estudios de impacto del cambio climático sobre la ley de frecuencia de avenidas a escala nacional. Jornadas de Ingeniería del Agua 2017. Libro de resúmenes. Puertas, J., Anta, J. y Bermúdez, M. (Editores). A Coruña. Universidade da Coruña, Servizo de Publicacións. 2017. ISBN: 978-84- 9749-670-4
- Garijo, C., & Mediero, L. 2019. Quantification of the expected changes in annual maximum daily precipitation quantiles under climate change in the Iberian Peninsula. Proceedings, 7, 23. DOI: 10.3390/ECWS-3-05819

7.3.3. Bases de datos

Por último, se ha realizado el registro en la Propiedad Intelectual de una base de datos con los resultados obtenidos en el Capítulo 5 de esta tesis:

- “Tasas de cambio en los cuantiles de precipitación diaria máxima anual esperables en situación de cambio climático a escala nacional”. Registro Territorial de la Propiedad Intelectual de la Comunidad de Madrid, bajo titularidad de la Universidad Politécnica de Madrid (UPM), con el número M-001724/2018 con fecha 12/03/2018.

7.4. Aplicaciones en otros estudios

Los resultados obtenidos dentro de la presente tesis han sido aplicados en una serie de estudios fuera del contenido de la misma. En este capítulo se recogen dichas aplicaciones, tanto en el ámbito académico, en otras investigaciones, como en el ámbito profesional, resultado de actividades de transferencia de tecnología del mundo investigador al mundo profesional de la ingeniería.

7.4.1. Aplicaciones en otras investigaciones

Los resultados conseguidos dentro del desarrollo de esta tesis doctoral han sido a su vez utilizados en otras investigaciones fuera de las actividades contenidas en la misma. Los resultados obtenidos del proceso de las series temporales de proyecciones climáticas han sido utilizados en otros estudios de análisis del efecto del cambio climático, principalmente a escala de cuenca en otras cuencas diferentes de la del río Arga. Fruto de dichos estudios, se han publicado los siguientes artículos en revistas y proceedings:

- Soriano, E., Mediero, L., Garijo, C. 2019. Selection of Bias Correction Methods to Assess the Impact of Climate Change on Flood Frequency Curves. *Water*, 11(11), 2266. <https://doi.org/10.3390/w11112266>
- Soriano, E., Mediero, L., Garijo, C. 2018. Selection of bias correction methods to assess the impact of climate change on flood frequency curves. *Proceedings*, 7(1), 14. <https://doi.org/10.3390/ecws-3-05809>
- Soriano, E., Mediero, L., Garijo, C., 2018. Quantification of the impact of climate change on flow peaks and hydrograph volumes for hydrological dam design and safety. *International Conference on "Natural Hazards and Risks in a Changing World. Book of Abstracts*. Petrow, T., Bronstert, A., Thieken, A.H., Vogel, K. (editors). Potsdam, University of Potsdam, Institutional Repository of the University of Potsdam: URN 517-opus4-416613

Además, también se han presentado los resultados de dichos estudios en los siguientes congresos:

- “Quantification of the impact of climate change on flow peaks and hydrograph volumes for hydrological dam design and safety”. International Conference on Natural Hazards and Risks in a Changing World, Postdam, Alemania. Octubre de 2018. Presentación de poster.
- “Selection of bias correction methods to assess the impact of climate change on flood frequency curves”. 3rd International Electronic Conference on Water Sciences (ECWS-3). Noviembre de 2018. Presentación del Conference paper en formato no presencial.
- “Cuantificación de los cambios esperables por efecto del cambio climático en las leyes de frecuencia de caudal y volumen utilizadas en el diseño y comprobación de la seguridad hidrológica de presas”. XI Jornadas Españolas de Presas, del Comité Nacional Español de Grandes Presas (SPANCOLD), León, España. Junio de 2018. Presentación oral.

7.4.2. Aplicaciones fruto de la transferencia de tecnología

Los resultados de una parte importante de esta tesis doctoral también han sido utilizados en el ámbito profesional de la ingeniería, fruto de actividades de transferencia de tecnología, a través de licencias de explotación de la base de datos registrada en el registro de la Propiedad Intelectual, expuesta en el Capítulo 5. La base de datos ha sido empleada en la revisión y actualización de la evaluación preliminar del riesgo de inundación de las Demarcaciones Hidrográficas intercomunitarias en su segundo ciclo (MITECO, 2018b), trabajo realizado por Tragsatec bajo la dirección del Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX, con el objetivo de identificar nuevas áreas con riesgo potencial significativo de inundación (ARPSI), como consecuencia de la posible incidencia esperable del cambio climático sobre las inundaciones.

La base de datos de tasas de cambio de los cuantiles de precipitaciones diarias máximas ha sido utilizada para realizar una primera estimación de los cambios esperables en los cuantiles de caudal punta de avenida en la red hidrográfica de cada una de las Demarcaciones Hidrográficas intercomunitarias. Para ello, MITECO (2018b) propuso una metodología para la evaluación y cuantificación del nivel de cambio significativo en los cuantiles de precipitaciones máximas diarias en situación de cambio climático. En las

celdas identificadas con cambios significativos, las tasas de cambio han servido para estimar los cuantiles de precipitación en el futuro, a partir de los cuantiles de precipitación en la actualidad, obtenidos a partir del “Mapa de máximas lluvias diarias en la España peninsular”. Mediante la utilización del método racional modificado (MF, 2019), MITECO (2018b) obtuvo los cambios esperables en los cuantiles de caudal punta.

Los documentos de “Evaluación Preliminar del Riesgo de Inundación” se pueden consultar en la página web del Ministerio (MITECO, 2018c), la mayoría de los cuales se encuentran aprobados, a excepción de los de las Demarcaciones Hidrográficas de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas, de los ríos Guadalete y Barbate y de los ríos Tinto, Odiel y Piedras. De esta forma se pueden encontrar referencias a la citada base de datos en los capítulos relativos al cambio climático (generalmente el capítulo 4º) en cada documento de revisión de la EPRI de cada cuenca intercomunitaria. En la siguiente tabla (Tabla 24), se incluye un listado completo de las Demarcaciones Hidrográficas en las que se ha utilizado la base de datos obtenidas dentro de la presente tesis.

Tabla 24. Revisión la Evaluación Preliminar del Riesgo de Inundación, segundo ciclo, por las diferentes Demarcaciones Hidrográficas.

Demarcación Hidrográfica	Aprobadas*	En trámite*	Uso Base de Datos
<i>Miño-Sil</i>	X		SI
<i>Galicia Costa</i>	X		SI
<i>Cantábrico Oriental</i>	X		NO
<i>Cantábrico Occidental</i>	X		-
<i>Duero</i>	X		SI
<i>Tago</i>	X		SI
<i>Guadiana</i>	X		SI
<i>Guadalquivir, Ceuta y Melilla</i>	X		SI
<i>Segura</i>	X		SI
<i>Júcar</i>	X		SI
<i>Ebro</i>	X		SI
<i>Cuencas Mediterráneas Andaluzas</i>		X	SI
<i>Guadalete y Barbate</i>		X	SI
<i>Tinto, Odiel y Piedras</i>		X	SI
<i>Distrito de Cuenca Fluvial de Cataluña</i>	X		SI
<i>Islas Baleares</i>		-	-
<i>Islas Canarias</i>	X		NO
<i>El Hierro</i>	X		NO
<i>La Gomera</i>	X		NO
<i>La Palma</i>	X		NO
<i>Tenerife</i>	X		NO
<i>Lanzarote</i>	X		NO
<i>Fuerteventura</i>	X		NO
<i>Gran Canaria</i>	X		NO

* A Junio de 2020

7.5. Futuras líneas de investigación

Esta tesis se puede considerar como el punto de partida para desarrollar los estudios sobre cómo afectará el cambio climático en los eventos extremos como inundaciones o precipitaciones intensas en España. Sin embargo, otras líneas de investigación han quedado iniciadas, siendo las más relevantes las siguientes:

- Estudio de mejora de los métodos de corrección existentes, de los datos de precipitación y temperatura procedentes de las simulaciones de los modelos climáticos, principalmente para mejorar el ajuste de los eventos extremos.
- Continuación de los estudios de impacto del cambio climático en las precipitaciones e inundaciones, utilizando la metodología desarrollada en este trabajo, en otras áreas de interés como: Europa, África, Mediterráneo o Sudamérica.
- Estudio a escala nacional de tasas de cambio en cuantiles de caudales mediante herramientas de simulación hidrológica extensas, pero considerando con un nivel de detalle adecuado las características de cuenca.
- Desarrollo de una metodología extensa y precisa para determinar los criterios para aceptar o rechazar las proyecciones de un modelo climático en los estudios de cambio climático.
- Identificación de los cambios significativos en las proyecciones de precipitación mediante la aplicación de técnicas de bootstrapping considerando la correlación espacial, que permitan complementar los resultados del Capítulo 5.4.1 de esta Tesis.
- Estudiar los focos de incertidumbre en este tipo de estudios, tales como la incertidumbre entre modelos climáticos o entre diferentes escenarios de emisiones, para obtener un resultado de cambio en las proyecciones a futuro más fiable y seguro.

Además de estudios únicamente centrados en las proyecciones de modelos climáticos en el futuro, también es posible seguir otras líneas de investigación centradas en la gran base de dato histórica que se ha obtenido para esta tesis, como son las siguientes:

- Estudio de las oscilaciones climáticas en el tiempo, combinando la base de datos histórica y las proyecciones climáticas en el futuro, con el fin de ver si hay algún patrón y por consiguiente ver si el cambio climático tiene alguna influencia en las mismas.
- Estudio de las relaciones entre las series de precipitación y los índices climáticos globales, tales como la NAO (Oscilación del Atlántico Norte), El Niño/La Niña o la WeMO (Oscilación del Mediterráneo Occidental), y su posible influencia en las proyecciones climáticas.

Por último, también es posible continuar investigando en la línea objetivo de esta tesis, la influencia del cambio climático en las infraestructuras hidráulicas, bien en su diseño inicial, o bien en las obras ya construidas, destacando los siguientes puntos:

- Delimitación de las zonas con riesgo de inundación pluvial o fluvial, utilizando los datos de las proyecciones con cambio climático, para la posible modificación de las ARPSIs actuales incluyendo el cambio climático.
- Estudios de seguridad en infraestructuras hidráulicas existentes, como presas, incluyendo el cambio climático.

8. REFERENCIAS

1. Abbot M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J. 1986a. An introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87, 45-69.
2. Abbot M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J. 1986b. An introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87, 61-77.
3. AEMET, 2006. Programa coordinado para generación de escenarios regionalizados de cambio climático. AEMET, Agencia Estatal de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.
4. AEMET. 2011. Atlas Climático Ibérico. Temperatura del aire y precipitación (1971–2000). AEMET, Agencia Estatal de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Madrid.
5. AEMET. 2012. Atlas Climático de los archipiélagos de Canarias, Madeira Azores. Temperatura del aire y precipitación (1971–2000). AEMET, Agencia Estatal de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Madrid.
6. AghaKouchak, A., Habib, E. 2010. Application of a Conceptual Hydrologic Model in Teaching Hydrologic Processes. *Int. J. Eng. Educ.*, 26, 963–973.
7. AghaKouchak, A., Nakhjiri, N., Habib, E. 2012. An educational model for ensemble streamflow simulation and uncertainty analysis. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 9, 7297–7315, DOI:10.5194/hessd-9-7297-2012
8. Aguilar, E., Barry, A.A., Brunet, M., Ekang, L., Fernandes, A., Massoukina, M., Mbah, J., Mhanda, A., do Nascimento, D.J., Peterson, T.C., Thamba Umba, O., Tomou, M., Zhang, X. 2009. Changes in temperature and precipitation extremes in western central Africa, Guinea Conakry, and Zimbabwe, 1955–2006. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 114, D02115. DOI: 10.1029/2008JD011010
9. Ahn, J-B., Jo, S., Suh, M-S., Cha, D-H., Lee, D-K., Hong, S-Y., Min, S-K., Park, S-C., Kand, H-S., Shim, K-M. 2016. Changes of precipitation extremes over south Korea projected by the 5 RCMs under RCP scenarios. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, 52, 223-236. DOI:10.1007/s13143-016-0021-0
10. Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., Tagipour, A., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D.B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., Vazquez-Aguirre, J.L. 2006. Global observed changes in daily climate

- extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 111, D05109. DOI: 10.1029/2005JD006290
11. Alexandru, A., de Elia, R., Laprise, R. 2007. Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal scale. *Mon. Weather Rev.*, 135, 3221–3238.
12. Alfieri, L., Burek, P., Feyen, L., Forzieri, G. 2015. Global warming increases the frequency of river floods in Europe. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 2247–2260. DOI: 10.5194/hess-19-22472015
13. Allen, M. R., Ingram, W.J., 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419, 224–232, DOI: 10.1038/nature01092
14. Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome, Italy.
15. Andrade, C., Leite, S., Santos, J. 2012. Temperature extremes in Europe: Overview of their driving atmospheric patterns. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 671–1691.
16. Andréasson, J., Bergstrom, S., Carlsson, B., Graham, L.P., Lindstrom, G. 2004. Hydrological change: climate impact simulations for Sweden. *Ambio.*, 33, 228–234.
17. Andréssian, V. 2004. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *J. Hydrol.*, 291, 1–27, DOI: 10.1016/j.jhydrol.2003.12.015
18. Arnell, N.W., Gosling, S.N. 2016. The impacts of climate change on river flood risk at the global scale. *Climatic Change*, 134, 387–401. DOI: 10.1007/s10584-014-1084-5
19. Athira, P., Sudheer, K.P., Cebin, R., Chaubery, L., 2016. Predictions in ungauged basins: an approach for regionalization of hydrological models considering the probability distribution of model parameters. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 30, 1131. DOI: 10.1007/s00477-015-1190-6
20. Ball, J., Babister, M., Nathan, R., Weeks, W., Weinmann, E., Retallick, M., Testoni, I., 2016. Australian Rainfall and Runoff: A Guide to Flood Estimation. Australian Government. ISBN: 978-1-925848-36-6
21. Ban, N., Schmidli, J., Schär, C. 2015. Heavy precipitation in a changing climate: Does short-term summer precipitation increase faster?. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1165–1172. DOI: 10.1002/2014GL062588
22. Bardossy, A. Caspary, H. 1990. Modellkonzept zur Folgeabschätzung von Klimaänderungen für den regionalen Wasserhaushalt. 5. Wissenschaftliche Tagung 'Hydrologie und Wasserwirtschaft'. Munich.
23. Barnett, T.P., Pierce, D.W., Hidalgo, H.G., Bonfils, C., Santer, B.D., Das, T., Bala, G., Wood, A.W., Nozawa, T., Mirin, A.A., Cayan, D.R., Dettinger, M.D. 2008. Human-induced changes in the hydrology of the Western United States. *Science*. 319, 1080–1083. DOI: 10.1126/science.1152538

24. Barranco, L.M. 2011. Evaluación del impacto hidrológico del cambio climático en España. Valoración de las proyecciones climáticas. Tesis Doctoral. Facultad de ciencias geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Madrid, España.
25. Barranco, L.M., Álvarez-Rodríguez, J., Olivera, F., Potenciano, A. 2017. Analysis of downscaled climatic simulations to infer future changes on high precipitation in Spain, *International Journal of River Basin Management*. 15, 161–173, DOI: 10.1080/15715124.2017.1280815
26. Bates, B.C., Kundzewicz, Z.W., Wu, S. Palutikof, J.P. 2008. El Cambio Climático y el Agua. Documento Técnico VI del Panel Intergubernamental del Cambio Climático. Secretaría del IPCC, Ginebra, 224 pp.
27. Beck, M.B. 1991. Forecasting environmental change. *Journal of Forecasting*, 10, 3–19.
28. Bender, M. A., Knutson, T. R., Tuleya, R. E., Sirutis, J. J., Vecchi, G. A., Garner, S. T., Held, I. M. 2010. Modeled impact of anthropogenic warming on the frequency of intense Atlantic hurricanes. *Science*, 327, 454–458.
29. Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, C.A.T., rei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., Palutikof, J., Schöll, R., Semmler, T., Woth, K. 2007. Future extreme events in European climate: An Exploration of regional climate model projections. *Clim. Chang.* 81, 71–95, DOI: 10.1007/s10584-006-9226-z
30. Benito, G., Machado, M.J., Pérez-González, A. 1996. Climate change and flood sensitivity in Spain. En: Branson, J., A.G. Brown y K.J.Gregory (eds.), *Global Continental Changes: The context of Palaeohydrology*. Geological Society of London Special Publication No. 115, 85–98.
31. Benito G., Machado M.J. y Pérez-González A. 1997. Respuesta de las inundaciones al Cambio Climático durante el último milenio.En: Ibáñez JJ., Valero Garcés B.L. y Machado C. (Eds.). *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación*. Geoforma Ediciones, Logroño. pp. 203–219
32. Benito, G., Macklin, M.G., Zielhofer, C., Jones, A.F., Machado, M.J. 2015. Holocene flooding and climate change in the Mediterranean. *Catena*, 130, 13–33. DOI: 10.1016/j.catena.2014.11.014
33. Benito, G., Aranda, J.A., Beneyto, C., Iturbide, M., Machado, M.J., Calle, M., Francés, F., Gutierrez, J.M., Medialdea, A., Sanchez-Moya, Y. 2018. Aproximación multidisciplinar al estudio del impacto del cambio climático en las inundaciones para la adaptación del diseño y análisis de seguridad de presas. En: García, C., Gómez-Pujol, L., Morán-Tejeda, E., Batalla, R.J. (eds). 2018. *Geomorfología del Antropoceno. Efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos*. UIB, SEG, Palma.

34. Benito, G., Sanchez-Moya, Y., Medialdea, A., Barriendos, M., Calle, M., Rico, M., Sopeña, A., Machado, M.J. 2020. Extreme Floods in Small Mediterranean Catchments: Long-Term Response to Climate Variability and Change. *Water*, 12, 1008. DOI: 10.3390/w12041008
35. Berg, P., Feldmann, H., Panitz, H.J. 2012. Bias correction of high resolution regional climatemodel data. *J. Hydrol.*, 448–449, 80–92.
36. Beguería, S., Vicente-Serrano, S.M., Lopez-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M. 2009. Annual and seasonal mapping of peak intensity, magnitude and duration of extreme precipitation across a climatic gradient, northeast Spain. *Int. J. Climatol.*, 29, 1759–1779. DOI: 10.1002/joc.1808
37. Bergström, S. 1972. Development and application of a digital runoff model. SMHI Notiser och preliminära rapporter, serie HYDROLOGI, No. 22, Norrköping.
38. Bergström, S., 1992. The HBV model - its structure and applications. SHMI Reports RH, No. 4, Norrköping, Sweden.
39. Bergström, S., Forsman, A. 1973. Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. *Nordic Hydrology*, 4, 147–170.
40. Beven, K.J., Kirkby, M.J. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Journal*, 24, 43–69, DOI: 10.1080/02626667909491834
41. Bezak, N., Brilly, M., Šraj, M. 2014. Comparison between the peakover-threshold method and the annual maximum method for flood frequency analysis. *Hydrological Sciences Journal*, 59, 959–977.
42. Block, P. J., Souza Filho, F. A., Sun, L., Kwon, H. H. 2009. A Streamflow Forecasting Framework using Multiple Climate and Hydrological Models. *J. Am. Water Resour. As.*, 45, 828–843. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2009.00327.x
43. Blöschl, G., Ardoin-Bardin, S., Bonell, M., Dorninger, M., Goodrich, D., Gutknecht, D., Matamoros, D., Merz, B., Shand, P., Szolgay, J. 2007. At what scales do climate variability and land cover change impact on flooding and low flows?. *Hydrol. Process.*, 21, 1241–1247. DOI: 10.1002/hyp.6669
44. Blöschl, G., Hall, J., Parajka, J., Perdigao, R.A.P., Merz, B., Arheimer, B., Aronica, G.T., Bilibashi, A., Bonacci, O., Borga, M., Canjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G.B., Claps, P., Fiala, K., Frolova, N., Gorbachova, L., Gul, A., Hannaford, J., Harrigan, S., Kireeva, M., Kiss, A., Kjeldsen, T.R., Kohnova, S., Koskela, J.J., Ledvinka, O., Macdonald, N., Mavrova-Guirguinova, M., Mediero, L., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Murphy, C., Osuch, M., Ovcharuk, V., Radevski, I., Rogger, M., Salinas, J.L., Sauquet, E., Sraj, M., Szolgay, J., Viglione, A., Volpi, E., Wilson, D.,

- Zaimi, K., Zivkovic, N. 2017. Changing climate shifts timing of European floods. *Science*, 357, 588–590. DOI: 10.1126/science.aan2506
45. Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R.A.P., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G.T., Bilibashi, A., Bohác, M., Bonacci, O., Borga, M., Canjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G.B., Claps, P., Frolova, N., Ganora, D., Gorbachova, L., Gül, A., Hannaford, J., Harrigan, S., Kireeva, M., iss, A., Kjeldsen, T.R., Kohnová, S., Koskela, J.J., Ledvinka, O., Macdonald, N., Mavrova-Guirguinova, M., Mediero, L., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Murphy, C., Osuch, M., Ovcharuk, V., Radevki, I., Salinas, J.L., Sauquet, E., Sraj, M., Szolgay, J., Volpi, E., Wilson, D., Zaimi, K., Zivkovic, N. 2019. Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*, 573, 108–111. DOI: 10.1038/s41586-019-1495-6
46. Boada-Junca, M. 2001. Manifestaciones del cambio ambiental global en el Montseny. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía, Universidad Autónoma de Barcelona, Bellaterra, España.
47. Boberg F., Christensen, J.H. 2012. Overestimation of Mediterranean summer temperatura projections due to model deficiencies. *Nat. Clim. Change*, 2, 433–436. DOI: 10.1038/NCLIMATE1454
48. Boé, J., Terray, L., Habetsb, F., y Martin, E. 2007. Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *Int. J. Climatol.*, 27, 1643–1655.
49. Boé, J., Terray, L., Martin, E. y Habets, F. 2009. Projected changes in components of the hydrological cycle in French river basins during the 21st century. *Water Resources Research*, 45, 1–19. DOI: 10.1029/2008WR007437
50. Boellstorff, D., Benito, G., 2005. Impacts of set-aside policy on the risk of soilerosion in central Spain. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 107, 231–243.
51. Boone, A., de Rosnay, P., Balsamo, G., Beljaars, A., Chopin, F., Decharme, B., Delire, C., Ducharne, A., Gascoin, S., Grippa, M., Guichard, F., Gusev, Y., Harris, P., Jarlan, L., Kergoat, L., Mougin, E., Nasonova, O., Norgaard, A., Orgeval, T., Ottlé, C., Pocard-Leclercq, I., Polcher, J., Sandholt, I., Saux-Picart, S., Taylor, C., Xue, Y. 2009. THE AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 90, 1865–1880.
52. Bosshard, T., Kotlarski, S., Ewen, T., Schär, C. 2011. Spectral representation of annual cycle in the climate change signal. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2777–2788. DOI: 10.5194/hess-15-2777-2011
53. Boulanger, J-P., Carril, A.F., Sanchez, E. 2016. CLARIS-La Plata Basin: regional hydroclimate variability, uncertainties and cliamte change scenarios. *Clim. Res.*, 68, 93–94.

54. Box, G.E.P., Jenkins, G.M. 1970. Time series analysis: Forecasting and control. Ed. Holden Day, San Francisco, California.
55. Boyer, C., Chaumont, D., Chartier, I. Roy, A.G. 2010. Impact of climate change on the hydrology of St. Lawrence tributaries, *J. Hydrol*, 384, 65–83.
56. Bradshaw, C.J.A., Sodhi, N.S., Peh, K.S.H, Brook, B.W. 2007. Global evidence that deforestation amplifies flood risk and severity in the developing world. *Glob. Change. Biol.* 13, 2396–2410. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2007.01446.x
57. Bronstert, A., Bárdossy, A., Bismuth, C., Buiteveld, H., Disse, M., Engel, H., Fritsch, U., Hundecha, Y., Lammersen, R., Niehoff, D., Ritter, N. 2007. Multi-scale modelling of land use change and river training effects on floods in the Rhine basin. *River Res. Appl.*, 23, 1102–1125. DOI: 10.1002/rra.1036
58. Brunet, M., Casado, M.J., Castro, M., Galán, P., López, J.A., Martín, J.M., Pastor, A., Petisco, E., Ramos, P., Ribalaygua, J., Rodríguez, E., Sanz, I., Torres, L. 2008. Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España. Ministerio de Medio Ambiente Medio Rural y Marino. 158 pp.
59. Brutsaert, W., Mawdsley, J.A. 1976. The applicability of planetary boundary layer theory to calculate regional evapotranspiration. *Water Resour. Res.*, 12, 852–858.
60. Bunte, K. MacDonald, L.H. 1995. Detecting changes in sediment loads: where and how is it posible. In: Osterkamp, W., editor. Effects of scale on interpretation and management of sediment and water quality. International Association of Hydrologic Sciences Publication. pp. 226.
61. Bürger, C. M., Kolditz, O., Fowler, H. J., Blenkinsop, S. 2007. Future climate scenarios and rainfall-runoff modelling in the Upper Gallego catchment (Spain). *Environmental Pollution*, 148, 842–854.
62. Burnash, R.J.C., Ferrai, R.L. y McGuire R.A. 1973. A generalized streamflow simulation system - Conceptual modeling for digital computers. Technical Report, Joint Federal and State River Forecast Center, U.S. National Weather Service and California Department of Water Resources, Sacramento, 204 pp.
63. Burton, A., Kilsby, C.G., Fowler, H.J., Cowpertwait, P.S.P., O’Connell, P.E. 2008. RainSim: A spatial-temporal stochastic rainfall modelling system. *Environmental Modelling & Software*, 23, 1356–1369. DOI: 10.1016/j.envsoft.2008.04.003
64. Caesar, J., Alexander, L., Vose, R. 2006. Large-scale changes in observed daily maximum and minimum temperatures: Creation and analysis of a new gridded data set. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111, D05101.
65. Caesar, J., Alexander, L.V., Trewin, B., Tse-ring, K., Sorany, L., Vuniyayawa, V., Keosavang, N., Shimana, A., Htay, M.M., Karmacharya, J., Jayasinghearachchi, D.A., Sakkamart, J., Soares, E., Hung, L.T., Thuong, L.T., Hue, C.T., Dung, N.T.T., Hung, P.V., Cuong, H.D., Cuong, N.M., Sirabaha, S. 2011. Changes in temperature and

- precipitation extremes over the Indo-Pacific region from 1971 to 2005. *Int. J. Climatol.*, 31, 791–801.
66. Calder, I.R. 2007. Forests and water-ensuring forest benefits outweigh water cost. *For Ecol Manage*, 251, 110–120.
67. Callendar, G.S. 1938. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 64, 223–240.
68. Camici, S., Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T. 2014. Impact of Climate Change on Flood Frequency Using Different Climate Models and Downscaling Approaches. *J. Hydrol. Eng.*, 19, 04014002. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000959
69. Cardell, M.F., Amengual, A., Romero, R., Ramis, C. 2020. Future extremes of temperature and precipitation in Europe derived from a combination of dynamical and statistical approaches. *Int. J. Clim.*, 1–28.
70. Carey-Smith, T., Henderson, R., Singh S. 2018. High Intensiry Rainfall Design System, Version 4. National Institute of Water & Atmospheric Research Ltd, Wellington, New Zealand.
71. Castellarin, A., Kohnová, S., Gaál, L., Fleig, A., Salinas, J. L., Toumazis, A., Kjeldsen, T. R., Macdonald, N. 2012. Review of appliedstatistical methods for flood frequency analysis in Europe, Milestone Report for WG2 of COST Action ES0901. Tech. rep., Centre for Ecology & Hydrology, Wallingford, UK.
72. Castiella, J., Pérez-Martín, C., Sanz-Azcárate, L. 2007. Documento Técnico para la Participación Pública en la Cuenca del Arga. Gobierno de Navarra, Pamplona, España.
73. CCS, 2016. Estadística de riesgos extraordinarios. Serie 1971-2018. Consorcio de Compensación de Seguros. Ministerio de Economía, Industria y Competitividad, Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente, Madrid, España.
74. CCS, 2017. Guía para la reducción de la vulnerabilidad de los edificios frente a las inundaciones. Consorcio de Compensación de Seguros, Ministerio de Economía, Industria y Competitividad, Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente, Madrid, España.
75. CEDEX, 1998. Estudio sobre el impacto potencial del cambio climático en los recursos hídricos y demandas de agua de riego en España. Informe Técnico Centro de Estudios Hidrográficos. CEDEX.
76. CEDEX, 2017. Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hídricos y sequías en España. Centro de Estudios Hidrográficos, CEDEX, Ministerio de Fomento, Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente, Madrid, España.

77. Chacón, M., González Pérez, J. 2014. Caracterización estadística regional de las precipitaciones extremas. En: Metodología para la evaluación del riesgo hidrológico de presas y priorización de medidas correctoras, editado por I. Escuder-Bueno y J. González-Pérez, Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Madrid, Spain, pp. 295-348.
78. Chambers, L., Griffiths, G. 2008. The changing nature of temperature extremes in Australia and New Zealand. *Aust. Meteorol. Mag.*, 57, 13–35.
79. CHE, 2008. Plan hidrológico del río Arga. Versión V.1. Borrador: documentación previa para su análisis. Confederación Hidrográfica del Ebro, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Natural y Marino, España. Disponible en: <http://www.chebro.es/contenido.visualizar.do?idContenido=9315&idMenu=2734> Accedido el 20 de Marzo de 2020.
80. CHE, 2015. Plan Hidrológico de la parte española de la Demarcación Hidrográfica del Ebro. Confederación Hidrográfica del Ebro, Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, España.
81. Schellhuber, H.J., Held, H. 2002. How Fragile is the Earth System? In J.C. Briden y T.E. Downing (eds.), *Managing the Earth. The Linacre Lextures 2001*. Oxford University Press, 5.
82. Chen, X., Wang, D., Tian, F., Sivapalan, M. 2016. From channelization to restoration: Sociohydrologic modeling with changing community preferences in the Kissimme River Basin, Florida. *Water Resources Research*, 52, 1227–1244. DOI: 10.1002/2015WR018194
83. Cheng, L., AghaKouchak, A. 2014. Nonstationary Precipitation Intensity-Duration-Frequency Curves for Infrastructure Design in a Changing Climate. *Scientific Reports*, 4, 7093, 1–6.
84. Choi, G., Collins, D., Ren, G., Trewin, B., Baldi, M., Fukuda, Y., Afzaal, M., Pianmana, T., Gomboluudev, P., Huong, P.T.T., Lias, N., Kwon, W-T., Boo, K-O., Cha, Y-M., Zhou, Y. 2009. Changes in means and extreme events of temperature and precipitation in the Asia Pacific Network region, 1955–2007. *Int. J. Climatol.*, 29, 1906–1925.
85. Chong-yu, X., 2002. Hydrologic models. Uppsala University, Department of Earth Sciences, Hyrology. Uppsala, Sweden.
86. Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. 1988. *Applied ydrology*. McGraw-Hill Publishing Company.
87. Christensen, J. H., et al., 2007. Regional climate projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller

- (eds.)) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 847–940.
88. Christensen, J.H., Christensen, O.B. 2007. A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic change*, 81, 7–30.
 89. Christensen, N.S., Lettenmaier, D.P. 2007. A multimodel nsemble approach to assessment of climate change impacts on the hydrology and water resources of the Colorado River Basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1417–1434.
 90. Claussen, M., Mysak, L., Weaver, A., Crucifix, M., Dichefet, T., Loutre, M-F., Weber, S., Alcamo, J., Alexeev, V., Berger, A., Calov, R., Ganopolski, A., Goosse, H., Lohmann, G., Lunkeit, F., Mokhov, I., Petoukhov, V., Stone, P., Wang, Z. 2002. Earth system models of intermediate complexity: Closing the gap in the spectrum of climate system models. *Clim. Dyn.*, 18, 579–586.
 91. Cortès, M., Turco, M., Ward, P., Sánchez-Espigares, A., Alfieri, L., Llasat, M.C. 2019. Changes in flood damage with global warming on the Eastern coast of Spain. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 19, 2855–2877. DOI: 10.5194/nhess-19-2855-2019
 92. Corte-Real, J., Xu, H., Qian, B. 1999. A weather generator for obtaining daily precipitation scenarios based on circulation patterns. *Clim. Res.*, 12, 61–75.
 93. Covey, C., AchutaRao, K.M., Cubasch, U., Jones, P., Lambert, S.J., Mann, M.E., Phillips, T.J., Taylor, K.E. 2000. An overview of results from the Coupled Model Intercomparison Project. *Global and Planetary Change*, 37, 103–133.
 94. Crane, R.G., Hewitson, B.C. 1998. Doubled CO₂ precipitation changes for the Susquehanna basin: down-scaling from the GENESIS general circulation model. *Int. J. Climatol.*, 18, 65–76.
 95. Crawford, N.H., Lindsley, R. K. Jr. 1966. Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model iV. Department of Civil Engineering, Stanford Univ. Informe Técnico, 39.
 96. Cunnane, C. 1989. Statistical distributions for flood frequency analysis. WorldMeteorological Organization. Operational hydrology report nº 33. Geneva, Switzerland. 73 pp + 42 pp (Appendixes).
 97. CYII, 2018. Escenarios de cambion climático para eventos pluviométricos severos en la Comunidad de Madrid. Canal de Isabel II, Cuadernos de I+D+i, Nº 27. Madrid, España.
 98. Daggupati, P., Yen, H., White, M.J., Srinivasan, R., Arnold, J.G., Keitzer, C.S., Sowa, S.P. 2015. Impact of model development, calibration and validation decisions on hydrological simulations in West Lake Erie Basin. *Hydrol. Process.*, 29, 5307–5320. DOI: 10.1002/hyp.10536

99. Dai, A., 2011a. Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 116, D12115.
100. Dai, A. G., 2011b. Drought under global warming: A review. *Clim. Change*, 2, 45–65.
101. Dai, A., 2013. Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Clim. Change*, 3, 52–58.
102. Dankers, R., Feyen, L. 2009. Flood hazard in Europe in an ensemble of regional climate scenarios. *J. Geophys. Res.*, 114. D16108. DOI:10.1029/2008JD011523
103. Dankers, R., Arnell, N.W., Clark, D.B., Falloon, P.D., Fekete, B.M., Gosling, S.N, Heinke, J., Kim, H., Masaki, Y., Satoh, Y., Stacke, T., Wada, Y. 2014. First look at changes in flood hazard in the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project ensemble. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. DOI: 10.1073/pnas.1302078110
104. Dawadi, S., Ahmad, S. 2012. Changing climatic conditions in the Colorado River Basin: implications for water resources management. *J. Hydrol.* 430–431, 127–41.
105. De Roo, A.P.J., C.G. Wesseling y W.P.A. Van Deursen 2000. Physically based river basin modelling within GIS: The LISFLOOD model. *Hydrological Processes*, 14, 1981–1992.
106. Della-Marta, P. M., Haylock, M. R., Luterbacher, J., Wanner, H. 2007. Doubled length of western European summer heat waves since 1880. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 112, D15103.
107. Déqué, M., Rowell, D. P., Lüthi, D., Giorgi, F., Christensen, J.H., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., de Castro, M., van den Hurk, B. 2007. An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change*, 81, 53–70.
108. Di Baldassarre, G., Castellarin, A., Brath, A. 2009. Analysis of the effects of levee heightening on flood propagation: example of the River Po, Italy. *Hydrolog. Sci. J.*, 54, 1007–1017. DOI:10.1623/hysj.54.6.1007
109. Dibia, C. 2019. A Critical Review on Artificial Intelligence Models in Hydrological Forecasting How Reliable are Artificial Intelligence Models. *International Journal of Engineering and Technical Research*, 8, 365–378.
110. Dierauer, J., Pinter, N., Remom J.W. 2012. Evaluation of levee setbacks for flood-loss reduction, Middle Mississippi River, USA. *Journal of Hydrology*, 450, 1–8.
111. Ding, T., Qian, W. H., Yan, Z. W. 2010. Changes in hot days heat waves in China during 1961–2007. *Int. J. Climatol.*, 30, 1452–1462.
112. Dobler, C., Hagemann, S., Wilby, R.L., Stotter, J. 2012. Quantifying different sources of uncertainty in hydrological projections in an Alpine watershed. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 4343–4360. DOI: 10.5194/hess-16-4343-2012

113. Döll, P., Jiménez-Cisneros, B., Oki, T., Arnell, N.W., Benito, G., Cogley, J.G., Jiang, T., Kundzewicz, Z.W., Mwakalila, S., Nishijima, A., 2015. Integrating risks of climate change into water management. *Hydrol. Sci. J.* 60, 4–13.
114. Donat, M. G., Alexander, L. V., Yang, H., Durre, I., Vose, R., Caesar, J. 2013a. Global land-based datasets for monitoring climatic extremes. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 94, 997–1006.
115. Donat, M.G., Peterson, T.C., Brunet, M., King, A.D., Almazroui, M., Kolli, R.K., Boucherf, D., Al-Mulla, A.Y., Nour, A.Y., Aly, A.A., Nada, T.A.A., Semawi, M., Al Dashti, H.A., Salhab, T.G., El Fadli, K.I., Muftah, M.K., Eida, S.D., Badi, W., Driouech, F., El Rhaz, K., Abubaker, M.J.Y., Ghulam, A.S., Erayah, A.S., Mansour, M.B., Alabdouli, W.O., Al Dhanhani, J.S., Al Shekaili, M.N. 2013b. Changes in extreme temperature and precipitation in the Arab region: Long-term trends and variability related to ENSO and NAO. *Int. J. Climatol.*, 34, 581–592. DOI:10.1002/joc.3707
116. Donat, M.G., Alexander, L.V., Yang, H., Durre, I., Vose, R., Dunn, R.J.H., Willett, K.M., Aguilar, E., Brunet, M., Caesar, J., Hewitson, B., Jack, C., Klein-Tank, A.M.G., Kruger, A.C., Marengo, J., Peterson, T.C., Renom, M., Rojas, C.O., Rusticucci, M., Salinger J., Elrayah, A.S., Sekele, S.S., Srivastava, A.K., Trewin, B., Villarroel, C., Vincent, L.A., Zhai, P., Zhang, X., Kitching, S. 2013c. Updated analyses of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century: The HadEX2 dataset. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 2098–2118.
117. Dooge, J.C.I. 1973. Linear theory of hydrologic system. Technical Bulletin No 1468. Agricultural Research Service, USDA. Washington D.C.
118. Doran, P.T., Zimmerman, M.K. 2009. Examining the scientific consensus on climate change. *EOS Trans. Atm. Geophys. Union*, 90, 22–23.
119. EASAC, 2018. Extreme Weather Events in Europe. Report, Preparing for climatechange adaptation: an update on EASAC’s 2013 study. No. 22. European Academies’ Science Advisory Council.
120. EEA, 2016. Flood risks and environmental vulnerability. Exploring the synergies between floodplain restoration, water policies and thematicpolicies. European Environment Agency, Report nº 1/2016. Copenhagen, Dinamarca.
121. Efthymiadis, D., Goodess, C. M., Jones, P. D. 2011. Trends in Mediterranean gridded temperature extremes and large-scale circulation influences. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 2199–2214.
122. Egido, A., Egido, M., Seco, J., Garmendia, J. 1991. Quantitative relationships of mean seasonal precipitation in the Tagus river basin (Spain). *Int. J. Climatol.* 11, 1–18.
123. Ekstrom, M., Hingray, B., Mezghani, A. Y Jones, P.D. 2007. Regional climate model data used within the SWURVE project 2: addressing uncertainty in regional

- climate model data for five European case study areas. *Hydro. Earth Syst. Sci.*, 11, 1085–1097.
124. Erler, A. R., Peltier, W. R., D’Orgeville, M., 2015. Dynamically High-resolution Hydroclimate Projections for Western Canada. *J. Climate*, 28, 423–450.
125. Essenwanger, O.M. 2001. *General Climatology 1C: lassification of Climates*. Elsevier Science, Amsterdam, London.
126. Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S., Castro-Diez, Y. 1998. Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *Int. J. Climatol.*, 18, 1557–1574.
127. Estrella, T. 1993. *Modelos matemáticos para la evaluación de recursos hídricos*. Centro de Estudios Hidrográficos, Ministerio de Obras Públicas Transportes y Medio Ambiente, Madrid.
128. Estrela, T., Ferrer, M., Ardiles, L., 1995. Estimation of precipitation –runoff regional laws and runoff maps in Spain using a Geographical Information System. International Hydrological Programme (IHP). UNESCO FRIEND AMHY, Thessaloniki, Greece.
129. European Union. 2007. Directive 2007/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2007 on the assessment and management of flood risks. *Official Journal of the European Union*, L 288, 27–34.
130. FAO, 2012. Consecuencias del cambio climático para la pesca y la acuicultura. *Visión de conjunto del estado actual de los conocimientos científicos*. Documento Técnico de Pesca y Acuicultura. No 530. FAO. Roma, Italia. 237 p.
131. Fernandez-Carrasco, P. 2002. Estudio del impacto del cambio climático sobre los recursos hídricos. Aplicación en diecinueve pequeñas cuencas en España. Tesis Doctoral. E.T.S.I. de Caminos Canales y Puertos, Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, España.
132. Fernandez-Mills, G.F. 1995. Principal Component Analysis of Precipitation and Rainfall Regionalization in Spain. *Theor. Appl. Climatol.*, 50, 169–183.
133. Fernandez-Montes, S., Seubert, S., Rodrigo, F.S., Rasilla-Alvarez, D.F., Hertig, E., Esteban, P., Philipp, A. 2014. Circulation types and extreme precipitation days in the Iberian Peninsula in the transition seasons: Spatial links and temporal changes. *Atmospheric Research*, 138, 41–58. DOI: 10.1016/j.atmosres.2013.10.018
134. Feser, F. 2006. Enhanced detectability of added value in limited-area model results separated into different spatial scales. *Mon. Weather Rev.*, 134, 2180–2190.

135. Fischer, E. M., Lawrence, D. M., Sanderson, B. M. 2011. Quantifying uncertainties in projections of extremes—A perturbed land surface parameter experiment. *Clim. Dyn.*, 37, 1381–1398.
136. Flato, G. 2011. Earth system models: an overview. *Wiley Interdisciplinary Reviews, Climate Change*, 2, 783–800.
137. Francés, F. 1996. Modelización distribuida frente a modelización agregada. En: *Métodos para el cálculo hidrológico de crecidas*. Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX, MOPTMA, Madrid, España.
138. Francés, P.A., Casado Calle, M.J., Saavedra, A. P., Calzado, P.R., Camino, E.R. 2017. Guía de escenarios regionalizados de cambio climático sobre España: a partir de los resultados del IPCC-AR5. AEMET, Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente, Madrid, España.
139. Freeze, R.A. 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff. 2. Upstream source areas. *Water Resources Research*, 8, 1272–1283.
140. Frei, C., Schöll, R., Fukutome, S., Schmidli, J., Luigi Vidale, P. 2006. Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *J. Geophys. Res.*, 111, D06105. DOI: 10.1029/2005JD005965.
141. Fowler, H.J., Ekström, M., Blenkinsop, S., Smith, A.P. 2007. Estimating change in extreme European precipitation using a multimodel ensemble. *J. Geophys. Res.*, 112, D18104. DOI:10.1029/2007JD008619
142. Fujino, J., Nair, R., Kainuma, M., Masui, T., Matsuoka, Y. 2006. Multi-gas mitigation analysis on stabilization scenarios using aim global model. *Energy J.*, 0, 343–353.
143. Gallant, A., Hennessy, K., Risbey, J. 2007. Trends in rainfall indices for six Australian regions: 1910–2005. *Aust. Meteor. Mag.*, 56, 223–239.
144. García-Flecha, M. 2004. El cambio climático en la agricultura española: un enfoque económico. Tesis Doctoral. Facultad de Economía, Universidad Politécnica de Navarra. Navarra, España.
145. García-Marín, A.P., Ayuso-Muñoz, J.L., Taguas-Ruiz, E.V., Estevez, J. 2011. Regional analysis of the annual maximum daily rainfall in the province of Malaga (southern Spain) using the principal component analysis. *Water and Environment Journal* 25, 522–531. DOI: 10.1111/j.1747-6593.2011.00251.x
146. García-Ruiz, J.M. 2010. The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. *Catena*, 81, 1–11.
147. Gardner, T.A., Côté, I.M., Gill, J.A., Grant, A., Watkinson, A.R. 2003. Long-Term Region-Wide Declines in Caribbean Corals. *Science*, 301, 958–960.
148. Garijo, C., Mediero, L. 2018. Influence of climate change on flood magnitude and seasonality in the Arga River catchment in Spain. *Acta Geophysica*, 66, 769–790. DOI: 10.1007/s11600-018-0143-0

149. Garijo, C., Mediero, L., Garrote, L. 2018. Utilidad de las proyecciones climáticas generadas por AEMET para estudios de impacto del cambio climático sobre avenidas a escala nacional. *Ingeniería del Agua*, 22, 153–166.
150. Garrote, L., Bras, R.L. 1995a. A distributed model for real-time forecasting using digital elevation models. *Journal of Hydrology*, 167, 307–326.
151. Garrote, L., Bras, R.L. 1995b. An integrated software environment for real-time use of a distributed hydrologic model. *Journal of Hydrology*, 167, 307–326.
152. Gellens, D. Roulin, E. 1998. Streamflow response of Belgian catchments to IPCC climate change scenarios. *J. Hydrol.*, 210, 242–258.
153. Gilroy, K.L., McCuen, R.H. 2012. A nonstationary flood frequency analysis method to adjust for future climate change and urbanization. *Journal of Hydrology*, 414–415, 40–48. DOI:10.1016/j.jhydrol.2011.10.009
154. Giorgi, F., Brodeur, C.S., Bates, G.T., 1994. Regional Climate Change Scenarios over the United States Produced with a Nested Regional Climate Model. *J. Climate*, 7, 375–399.
155. Giorgi, F., Hewitson, B., Christensen, J., Hulme, M., Von Storch, H., Whetton, P., Jones, R., Mearns, L. y Fu, C. 2001. Regional climate information - Evaluation and projections. En: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.H., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linder, P.J., Dai, X., Maskell, K., y Johnson, C.A. (eds.)]. Cambridge Univ. Press, Cambridge: 583–638.
156. Giorgi, F., Jones, C., Asrar, G. R. 2009. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin* 58, 175.
157. Giorgi, F., Lionello, P. 2008. Climate change projections for the Mediterranean region: *Global and Planetary Change*, v. 63, p. 90–104.
158. Girod, B., Wiek, A., Mieg, H., Hulme, M. 2009. The evolution of the IPCC's emissions scenarios. *Environ. Sci. Policy*, 12, 103–118. DOI:10.1016/j.envsci.2008.12.006
159. Giuntili, I., Vidal, J.P., Prudhomme, C., Hannah, D.M. 2015. Future hydrological extremes: the uncertainty from multiple global climate and global hydrological models. *Earth System Dynamics*, European Geosciences Union, 6, 267–285. DOI: 10.5194/esd-6-267-2015
160. González Zeas, D. 2012. Impacto del cambio climático sobre los usos del agua en Europa. Tesis Doctoral. E.T.S.I. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España.

161. Goodess, C.M. 2003. Statistical and Regional dynamical Downscaling of extremes for European regions: STARDEX, The eggs, 625–29.
162. Goodess, C.M., Jones, P.D. 2002. Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *Int. J. Climatol.* 22, 1593–1615.
163. Giorgi, F., Gutowski Jr., W. J. 2015. Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative. *Annu. Rev. Env. Resour.*, 40, 467–490. DOI: 10.1146/annurev-environ-102014-021217.
164. Graham, L.P., Andréasson, J., Carlsson, B. 2007a. Assessing climate change impacts on hydrology from an ensemble of regional climate models, model scales and linking methods. a case study on the Lule river basin. *Climatic Change*, 81, 293–307.
165. Graham, L.P., Hageman, S., Jaun, S., Beniston, M., 2007b. On interpreting hydrological change from regional climate models. *Clim. Change*, 81, 97–122.
166. Green, W.H., Ampt, G. 1911. Studies of soil physics, part I – the flow of air and water through soils. *J. Ag. Sci.*, 4, 1–24.
167. Greenwood, J. A., Landwehr, J.M., Matalas, N.C., Wallis, J.R. 1979. Probability weighted moments: Definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form. *Water Resour. Res.*, 15, 1049–1054.
168. Gregory, J. M. 2010. Long-term effect of volcanic forcing on ocean heat content. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L22701.
169. Gringorten I.I. 1963. A plotting rule for extreme probability paper. *Journal of Geophysical Research*, 68, 813 – 814.
170. Groisman, P. Y., Knight, R. W., Easterling, D. R., Karl, T. R., Hegerl, G. C., Razuvaev, V. A. N. 2005. Trends in intense precipitation in the climate record. *J. Clim.*, 18, 1326–1350.
171. Groisman, P., Knight, R., Karl, T. 2012. Changes in intense precipitation over the central United States. *J. Hydrometeorol.*, 13, 47–66.
172. Guida, R.J., Swanson, T.L., Remo, J.W.F., Kiss, T. 2015. Strategic floodplain reconnection for the Lower Tisza River, Hungary: Opportunities for flood-height reduction and floodplain-wetland reconnection. *J. Hydrol.*, 521, 274–285.
173. Gumbel, E.J. 1958. *Statistics of Extremes*. Columbia University Press, New York.
174. Giuntoli, I., Vidal, J-P., Prudhomme, C., Hannah, D.M. 2015. Future hydrological extremes: the uncertainty from multiple global climate and global hydrological models. *Earth Syst. Dynam.*, 6, 267–285. DOI: 10.5194/esd-6-267-2015
175. Gutowski, W. J., Kozak, K. A., Arritt, R. W., Christensen, J. H., Patton, J. C., Takle, E. S. 2007. A possible constraint on regional precipitation intensity changes under global warming. *J. Hydrometeorol.*, 8, 1382–1396.

176. Hagemann, S., Chen, C., Clark, D.B., Folwell, S., Gosling, S.N., Haddeland, I., Hanasaki, N., Heinke, J., Ludwig, F., Voss, F., Wiltshire, A.J. 2013. Climate change impact on available water resources obtained using multiple global climate and hydrology models. *Earth System Dynamics*, 4, 129–144. DOI: 10.5194/esd-4-129-2013
177. Hall, J., Arheimer, B., Borga, M., Brazdil, R., Claps, P., Kiss, A., Kjeldsen, T. R., Kriauciuniene, J., Kundzewicz, Z. W., Lang, M., Llasat, M. C., Macdonald, N., McIntyre, N., Mediero, L., Merz, B., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Neuhold, C., Parajka, J., Perdigao, R. A. P., Plavcova, L., Rogger, M., Salinas, J. L., Sauquet, E., Schaer, C., Szolgay, J., Viglione, A., Bloeschl, G. 2014. Understanding flood regime changes in Europe: a state-of-the-art assessment: *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 2735–2772.
178. Harris, G.R., Collins, M., Sexton, D.M.H., Murphy, J.M. Booth, B.B.B. 2010. Probabilistic projections for 21st century European climate. *N at Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 2009–2020. DOI: 10.5194/nhess-10-2009-2010
179. Haylock, M. R., Peterson, T.C., Alves, L.M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y.M.T., Baez, J., Barros, V.R., Berlato, M.A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V.J., Grimm, A.M., Karoly, D., Marengo, J.A., Marino, M.B., Moncunill, D.F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J.L., Trebejo, I., Vincent, L.A. 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *J. Clim.*, 19, 1490–1512.
180. Herrera, S., Fita, L., Fernández, J., Gutiérrez, J.M. 2010. Evaluation of the mean and extreme precipitation regimes from the ENSEMBLES regional climate multimodel simulations over Spain. *J. Geophys. Res.*, 115, D21117. DOI:10.1029/2010JD013936
181. Hewitson, B., Crane, R. 2002. Self-organizing maps: Applications to synoptic climatology. *Clim. Res.*, 22, 13–26.
182. Hewitson, B. C., Daron, J., Crane, R. G., Zermoglio, M. F., Jack, C. 2014. Interrogating empirical-statistical downscaling. *Climatic change*, 122, 539–554.
183. Hijioka, Y., Matsuoka, Y., Nishimoto, H., Masui, M., Kainuma, M. 2008. Global GHG emission scenarios under GHG concentration stabilization targets. *JGEE*, 13, 97–108.
184. Hingray, B., Mouhous, N., Mezghani, A., Bogner, K., Schaefli, B., Musy, A. 2007. Accounting for global-mean warming and scaling uncertainties in climate change impact studies: application to a regulated lake system. *Hydrol. Earth Syst. Set*, 11, 1207–1226.

185. Hirabayashi, Y., Kanae, S., Emori, S., Oki, T., Kimoto, M. 2008. Global projections of changing risks of floods and droughts in a changing climate. *Hydrological Sciences Journal*, 53, 754–772. DOI: 10.1623/hysj.53.4.754
186. Hirabayashi, Y., Mahendran, R., Koirala, S., Konoshima, L., Yamazaki, D., Watanabe, S., Kim, H., Kanae, S. 2013. Global flood risk under climate change. *Nat. Clim. Change*, 3, 816–821. DOI:10.1038/nclimate1911
187. Hoerling, M. P., J. K. Eischeid, X.-W. Quan, H. F. Diaz, R. S. Webb, R. M. Dole, D. R. Easterling, 2012. Is a transition to semi permanent drought conditions imminent in the U.S. great plains?. *J. Clim.*, 25, 8380–8386.
188. Hosking, J.R.M., Wallis, J.R., Wood, E.F. 1985. Estimation of the Generalized Extreme-value Distribution by the Method of Probability-Weighted Moments. *Technometrics*. 27, 251–261.
189. Hosking, J.R.M, Wallis, J.R., 1997. Regional frequency analysis: an approach based on L-moments, Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido.
190. Hu, A., Meehl, G.A., Han, W., Timmermann, A., Otto-Bliesner, B., Liu, Z., Washington, W.M., Large, W., Abe-Ouchi, A., Kimoto, M., Lambeck, K., Wu, B. 2012. Role of the Bering Strait on the hysteresis of the ocean conveyor belt circulation and glacial climate stability. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 109, 6417–6422.
191. Hurrell, J., Meehl, G. A., Bader, D., Delworth, T. L., Kirtman, B., Wielicki, B. 2009. A unified modeling approach to climate system prediction. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 90, 1819–1832.
192. Hutchinson, M.F., Xu, T. 2013. ANUSPLIN Version 4.4 User Guide, The Australian National University. Fenner School of Environment and Society, Canberra, Australia.
193. Hutch, R. 2000. A circulation classification scheme applicable in GCM studies. *Theoretical Applied Climatology*, 67, 1–18.
194. Huth R., 2004. Sensitivity of Local Daily Temperature Change Estimates to the Selection of Downscaling Models and Predictors. *Journal of Climate*, 17, 640–652.
195. Iglesias, A. 1995. Simulación de impactos de cambio climático y estrategias de manejo en dos cultivos de referencia: trigo y maíz. Análisis de alternativas. Tesis Doctoral. E.T.S.I. de Caminos Canales y Puertos, Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, España.
196. IGN, 2017. Península Ibérica: Baleares y Canarias. Instituto Geográfico Nacional, Centro Nacional de Información Geográfica, Madrid. Disponible en: <https://www.ign.es/web/catalogo-cartoteca/resources/html/031161.html>, Accedido en Marzo de 2020.

197. Inatsu, M., Satake, Y., Kimoto, M., Yasutomi, N. 2012. GCM bias of the western Pacific summer monsoon and its correction by two-way nesting system. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 90B, 1–10.
198. Inatsu, M., Kimoto, M. 2009. A scale interaction study on East Asian cyclogenesis using a General Circulation Model coupled with an Interactively Nested Regional Model. *Mon. Weather Rev.*, 137, 2851–2868.
199. INE, 2008. Encuesta sobre la estructura de las explotaciones agrícolas, 2007.
200. INM, 1995. Informe de España sobre el Cambio Climático. Convenio Marco sobre el Cambio Climático de Naciones Unidas. Agenda Estatal de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.
201. Ines, A.V.M., Hansen, J.W. 2006. Bias Correction of Daily GCM Rainfall for Crop Simulation Studies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 138, 44–53. DOI: 10.1016/j.agrformet.2006.03.009
202. IPCC, 1990. Emissions scenarios from the response strategies working group of the intergovernmental panel on climate change, Appendix 1. In *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*. Prepared for IPCC by Working Group I. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
203. IPCC, 1996. *Climate Change 1995. The Science of Climate Change: Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A., and Maskell, K., eds. Cambridge: Cambridge University Press
204. IPCC, 2001. In: Watson, R.T., Albritton, D.L., Barker, T., Bashmakov, I.A., Canziani, O., Christ, R., Cubasch, U., Davidson, O., Gitay, H., Griggs, D., Halsnaes, K., Houghton, J. (Eds.), *Third Assessment Report: Climate Change 2001— synthesis report*. Cambridge University Press, Cambridge.
205. IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
206. IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
207. IPCC, 2014. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel*

- on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
208. Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O.B., Bouwer, L., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., Kröner, N., Kotlarski, S., Kriegsmann, A., Martin, E., Meijgaard, E., Moseley, C., Pfeifer, S., Preuschmann, S., Radermacher, C., Radtke, K., Rechid, D., Rounsevell, M., Samuelsson, P., Somot, S., Soussana, J.F., Teichmann, C., Valentini, R., Vautard, R., Weber, B., Yiou, P. 2014. EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Reg Environ Change* 14, 563–578. DOI:10.1007/s10113-013-0499-2
 209. Jacobson, R.B., Linder, G., Bitner, C. 2015. The role of floodplain restoration in mitigating flood risk, Lower Missouri River, USA., In: Hudson P., Middelkoop H. (eds) *Geomorphic Approaches to Integrated Floodplain Management of Lowland Fluvial Systems in North America and Europe*. Springer, New York, NY
 210. Jakob, C., 2010. Accelerating progress in Global Atmospheric Model development through improved parameterizations: Challenges, opportunities, and strategies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 91, 869–875.
 211. Jansà A., Genovés A., Riosalido R. y Carretero O. 1996. Mesoscale cyclones vs heavy rain and MCS in the Western Mediterranean. *MAP Newsletter* 5: 24-25.
 212. Jenkins, G., Lowe, J. 2003. Handling uncertainties in the UKCIP02 scenarios of climate change, Hadley Cent. Tech. Note 44, Met Off., Exter, U.K.
 213. Jiménez, A., Mediero, L., García C. 2014. Análisis y selección de modelos estadísticos para el ajuste de la ley de frecuencia de caudales máximos anuales en España. *Ingeniería Civil*, 174, 5–31
 214. Jiménez, A., Mediero, L. 2014. Caracterización del comportamiento estadístico de los caudales máximos estacionales en la España peninsular. *Propuesta metodológica para su cálculo*. *Ingeniería civil*, 174, 51–69.
 215. Johnson, F. Sharma, A. 2012. A nesting model for bias correction of variability at multiple time scales in general circulation model precipitation simulations. *Water Resources Research*, 48, W01504. DOI: 10.1029/2011WR010464.
 216. Jones, R.N. 2000. Managing uncertainty in climate change projections - issues for impact assessment. *Climate Change*, 45, 403–419.
 217. Jones, P. D., Hulme, M., Briffa, K. 1993. A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme, *Int. J. Climatol.*, 13, 655–663.
 218. Jones, R.N., Chiew, F.H.S., Boughton, W.C., y Zhang, L. 2006. Estimating the sensitivity of mean annual runoff to climate change using selected hydrological models. *Advances in Water Resources*, 29, 1419–1429.

219. Jones, C., Lowe, J., Liddicoat, S., Betts, R. 2009. Committed terrestrial ecosystem changes due to climate change. *Nature Geosci.*, 2, 484–487.
220. Jones, G. S., Christidis, N., Stott, P. A. 2011. Detecting the influence of fossil fuel and bio-fuel black carbon aerosols on near surface temperature changes. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 799–816.
221. Kanada, S., Nakano, M., Hayashi, S., Kato, T., Nakamura, M., Kurihara, K., Kitoh, A. 2008. Reproducibility of Maximum Daily Precipitation Amount over Japan by a High-resolution Non-hydrostatic Model. *Sola*, 4, 105–108.
222. Kanamaru, H., Kanamitsu, M. 2007. Fifty-seven-year California reanalysis downscaling at 10 km (CaRD10). Part II: Comparison with North American regional reanalysis. *J. Clim.*, 20, 5572–5592.
223. Kara, F., I. Yucel, 2015. Climate change effects on extreme flows of water supply area in Istanbul: utility of regional climate models and downscaling method. *Environmental Monitoring and Assessment*, 187, 4808.
224. Kawazoe, S., Gutowski, W. 2013. Regional, very heavy daily precipitation in NARCCAP simulations. *J. Hydrometeorol.*, 14, 1212–1227. DOI:10.1175/JHM-D-12-068.1.
225. Kidson, J. W., 2000. An analysis of New Zealand synoptic types and their use in defining weather regimes. *Int. J. Climatol.*, 20, 299–316.
226. Kilsby, C.G., Tellier, S.S., Fowler, H.J., Howels, T.R. 2007. Hydrological impacts of climate change on the Tejo and Guadiana Rivers. *Hydroi. EarthSyst. Sci.*, 11, 1175–1189.
227. King, A., Alexander, L., Donat, M. 2013. The efficacy of using gridded data to examine extreme rainfall characteristics: A case study for Australia. *Inter. J. Climatol.*, 33, 2376–2387.
228. Knutti, R., Furrer, R., Tebaldi, C., Cermak, J., Meehl, G. 2010. Challenges in Combining Projections from Multiple Climate Models. *J. Clim.*, 23, 2739–2758. DOI: 10.1175/2009JCLI3361.1
229. Knutti, R., Masson, D., Gettelman, A. 2013. Climate model genealogy: Generation CMIP5 and how we got there. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1194–1199
230. Krishna Moorthy, K., S. S. Babu, S. K. Satheesh, S. Lal, M. M. Sarin, S. Ramachandran, 2009. Climate implications of atmospheric aerosols and trace gases: Indian Scenario, *Climate Sense*. World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland, 157–160.
231. Kruger, A., Sekele, S. 2013. Trends in extreme temperature indices in South Africa: 1962–2009. *Int. J. Climatol.*, 33, 661–676.
232. Kundzewicz, Z.W., Radziejewski M., Pihszkar, I. 2006. Precipitation extremes in the changing climate of Europe. *Ciim. Research*, 31, 51-58.

233. Kundzewicz, Z.W., Kanae, S., Seneviratne, S.I., Handmer, J., Nicholls, N., Peduzzi, P., Mechler, R., Bouwer, L.M., Arnell, N., Mach, K., Muir-Wood, R., Brakenridge, G.R., Kron, W., Benito, G., Honda, Y., Takahashi, K., Sherstyukov, B. 2014. Flood risk and climate change: global and regional perspectives. *Hydrological Sciences Journal*, 59, 1–28. DOI: 10.1080/ 02626667.2013.857411
234. Kundzewicz, Z.W., Krysanova, V., Dankers, R., Hirabayashi, Y., Kanae, S., Hattermann, F.F., Huang, S., Milly, P.C.D., Stoffel, M., Driessen, P.P.J., Matczak, P., Quevauviller, P., Schellnhuber, H.-J. 2017. Differences in flood hazard projections in Europe – their causes and consequences for decision making. *Hydrol. Sci. J.*, 62, 1–14. DOI: 10.1080/02626667.2016.1241398
235. Kunkel, K. E., et al., 2008. Observed changes in weather and climate extremes. In: *Weather and Climate Extremes in a Changing Climate. Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands* [G. A. M. T. R. Karl, C. D. Miller, S. J. Hassol, A. M. Waple, and W. L. Murray (eds.)]. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC, pp. 35–80.
236. Lammersen, R., Engel, H., Van de Langemheen, W., Buiteveld, H. 2002. Impact of river training and retention measures on flood peaks along the Rhine, *J. Hydrol.*, 267, 115–124. DOI:10.1016/S0022-1694(02)00144-0
237. Lang, M., Ouarda, T.B.M.J., Bobée, B. 1999. Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *J. Hydrol.*, 225, 103–117. DOI: 10.1016/S0022-1694(99)00167-5
238. Larsen, A.N., Gregersen, I.B., Christensen, O.B., Linde, J.J., Mikkelsen, P.S. 2009. Potential future increase in extreme one-hour precipitation events over Europe due to climate change. *Water Sciences & Technology*, 60, 2205–16. DOI: 10.2166/wst.2009.650
239. Lasanta, T. 1988. The process of desertion of cultivated areas in the Central Spanish Pyrenees. *Pirineos*, 132, 15–36.
240. Lastrada, E., Cobos, G., Torrijo, F.J. 2020. Analysis of Climate Change’s Effect on Flood Risk. Case Study of Reinosa in the Ebro River Basin. *Water*, 12, 1114. DOI: 10.3390/w12041114
241. Leander, R., Buishand, T.A., van den Hurk, B.J.J.M., de Wit, M.J.M. 2008. Estimated changes in flood quantiles of the river Meuse from resampling of regional climate output. *Journal of Hidrology*, 351, 331–343.
242. Leckebusch, G.C., Koffi, B., Ulbrish, U., Pinto, J.G., Spanghehl, T., Zacharias, S. 2006. Analysis of frequency and intensity of European winter storm events from a multi-model perspective, at synoptic and regional scales. *Climate research*, 31, 59–74.

243. Leggett, J., W.J. Pepper, R.J. Swart. 1992. Emissions Scenarios for IPCC: an update. In *Climate Change 1992. The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment* eds Houghton, J.T., B.A. Callander & S.K. Varney. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 69–95.
244. Lehner, B., Döll, P., Alcamo, J., Henrichs, T., Kaspar, F. 2006. Estimating the Impact of Global Change on Flood and Drought Risks in Europe: A Continental, Integrated Analysis. *Climatic Change*, 75, 273–299.
245. Lettenmaier, D.P., Wood, A.W., Palmer, R.N., Wood, E.F., Stakhiv, E.Z. 1999. Water resources implications of global warming: a US regional perspective. *Clim. Change*, 43, 537–579.
246. Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., Bergström, S. 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *J. Hydrol.*, 201, 272–288. DOI: 10.1016/S0022-1694(97)00041-3
247. Lionello, P., Dalan, F., Elvini, E. 2002. Cyclones in the Mediterranean region: the present and the doubled CO2 climate scenarios. *Clim. Res.*, 22, 147–159
248. Llasat M. 1991. Gota fría. Boixareu Universitaria. Barcelona. 165 pp.
249. Llasat, M.C., Llasat-Botija, M., Rodriguez, A., Lindbergh, S. 2010. Flash floods in Catalonia: a recurrent situation. *Adv. Geosci.*, 26, 105–111. DOI:10.5194/adgeo-26-105-2010
250. Llasat, M.C., Llasat-Botija, M., Petrucci, O., Pasqua, A. A., Rosselló, J., Vinet, F., Boissier, L. 2013. Towards a database on societal impact of Mediterranean floods within the framework of the HYMEX Project. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 1337–1350. DOI: 10.5194/nhess-13-1337-2013.
251. Llasat, M.C., Marcos, R., Turco, M., Gilabert, J., Llasat-Botija, M. 2016. Trends in flash flood events versus convective precipitation in the Mediterranean region: The case of Catalonia. *J. Hydrol.*, 541, 24–37. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2016.05.040.
252. Llasat M.C. Puigcerver M. 1990. Cold air pools over Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 42, 171–177.
253. Llasat, M.C., Puigcerver, M. 1997. Total rainfall and convective rainfall in Catalonia, Spain. *Int. J. Climatol.* 17, 1683-1695.
254. López-Moreno, J.I. 2005. Recent variations of snowpack depth in the Central Spanish Pyrenees. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 37, 253–260.
255. López-Moreno, J. I., Begueria, S., García-Ruiz, J. M. 2006. Trends in high flows in the central Spanish Pyrenees: response to climatic factors or to land use change?. *Hydrolog. Sci. J.*, 51, 1039–1050, DOI:10.1623/hysj.51.6.1039
256. López-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M., Beniston, M. 2008. Environmental change and water management in the Pyrenees. Facts and future perspectives for Mediterranean mountains. *Global Planet Change*, 66, 300–312

257. López-Moreno, J.I., Zabala, J., Vicente-Serrano, S.M., Revuelto, J., Gilaberte, M., Azorin-Molina, C., Morán-Tejeda, E., García Ruiz, J.M., Tague, C. 2014. Impact of climate and land use change on water availability and reservoir management: Scenario in the Upper Aragón River, Spanish Pyrenees. *Science of the Total Environment*, 493, 1222–1231.
258. López-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M. 2004. Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *Int. J. Hydrol. Sci.* 49, 787–802.
259. Lorenz, P., Jacob, D. 2005. Influence of regional scale information on the global circulation: A two-way nesting climate simulation. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18706.
260. Lorenzo-Lacruz J., Vicente-Serrano S.M., López-Moreno J.I., González-Hidalgo, J.C., Morán-Tejeda, E. & Zabalza, J., 2012. Recent trends in Iberian river flows (1945-2005). *Journal of Hydrology*, 414-415, 463-475. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.11.023
261. Lorenzo, M.N., Alvarez, I. 2020. Climate change patterns in precipitation over Spain using CORDEX projections for 2021-2050. *Science of the Total Environment*, 723, 138024. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.138024
262. Lucas-Picher, P., Somot, S., Déqué, M., Decharme, B., Alias, A. 2012. Evaluation of the regional climate model ALADIN to simulate the climate over North America in the CORDEX framework. *Clim. Dyn.*, 41, 1117–1137. DOI: 10.1007/s00382-012-1613-8.
263. Madsen, H., Pearson, C.P., Rosbjerg, D. 1997. Comparison of annual maximum series and partial duration series methods for modelling extreme hydrologic events: 2. Regional modeling. *Water Resour. Res.*, 33, 759–769. DOI: 10.1029/96WR03849
264. Manning, L.J., Hall, J.W., Fowler, H.J., Kilsby, C.G. y Tebaldi, C. 2009. Using probabilistic climate change information from a multimodel ensemble for water resources assessment. *Water Resources Research*, 45. W11411. DOI: 10.1029/2007WR006674
265. Martín-Vide, J. 2004. Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in Peninsular Spain. *Int. J. Climatol.*, 24, 959–971.
266. Martínez-Gomariz, E., Locatelli, L., Guerrero, M., Russo, B., Martínez, M. 2019. Socio-Economic Potential Impacts Due to Urban Pluvial Floods in Badalona (Spain) in a Context of Climate Change. *Water*, 11, 2658.
267. Maurer, E., H. Hidalgo, 2008. Utility of daily vs. monthly large-scale climate data: An intercomparison of two statistical downscaling methods. *Hydrol. EarthSyst. Sci.*, 12, 551–563.

268. Mearns L.O., Gutowski, W., Jones, R., Leung, R., McGinnis, S., Nunes, A., Qian, Y. 2009. A regional climate change assessment program for North America. *EOS*, 90, 311–312.
269. Mediero, L., 2007. Pronóstico probabilístico de caudales de avenida mediante redes bayesianas aplicadas sobre un modelo hidrológico distribuido. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Caminos, Canales y Puertos, Universidad Politécnica de Madrid.
270. Mediero, L., Garrote, L., Martin-Carrasco, F. J. 2011. Probabilistic calibration of a distributed hydrological model for flood forecasting. *Hydrological Sciences Journal, Journal Des Sciences Hydrologiques*, 56, 1129–1149.
271. Mediero, L., D. Santillan, L. Garrote, A. Granados, 2014. Detection and attribution of trends in magnitude, frequency and timing of floods in Spain. *Journal of Hydrology*, 517, 1072–1088.
272. Mediero, L., Kjeldsen, T.R., Macdonald, N., Kohnova, S., Merz, B., Vorogushyn, S., Wilson, D., Albuquerque, T., Blöschl, G., Bogdanowicz, E., Castellarin, A., Hall, J., Kobold, M., Kriauciuniene, J., Lang, M., Madsen, H., Onuşluoğlu, G., Perdigão, R.A.P., Roald, L.A., Salinas, J.L., Toumazis, A.D., Veijalainen, N., Óðinn Þórarinnsson, 2015. Identification of coherent flood regions across Europe by using the longest streamflow records. *J. Hydrol.*, 528, 341–360. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.06.016
273. Meehl, G.A., Boer, G.J., Covey, C., Latif, M., Stouffer, R.J. 1997. Intercomparison makes for a better climate model. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 78, 445–446, 451.
274. Meehl, G. A., Covey, C., Delworth, T., Latif, M., McAvaney, B., Mitchell, J.F.B., Stouffer, R.J., Taylor, K.E. 2007. The WCRP CMIP3 multimodel dataset —A new era in climate change research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 88, 1383–1394.
275. Meehl, G. A., Hu, A. X. 2006. Megadroughts in the Indian monsoon region and southwest North America and a mechanism for associated multidecadal Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Clim.*, 19, 1605–1623.
276. Meresa, H.K., Romanowicz, R.J. 2017. The critical role of uncertainties in projections of hydrological extremes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 4245–4258. DOI: 10.5194/hess-21-4245-2017
277. Merz, B., Vorogushyn, S., Uhlemann, S., Delgado, J., Hundecha, Y., 2012. HESS Opinions “More efforts and scientific rigour are needed to attribute trends in flood time series”, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 1379–1387. DOI: 10.5194/hess-16-13792012.
278. Mestres-Sanchís, F., 2004. Integración del cambio climático en los procesos de decisión agraria: una aproximación multicriterio a la planificación de cultivos en la

- comarca de Los Monegros. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. Zaragoza, España.
279. MF, 1999. Máximas lluvias diarias en la España Peninsular. Ministerio de Fomento, Madrid.
280. MF, 2019. Norma 5.2-IC de la Instrucción de carreteras, Drenaje Superficial -SERIE NORMATIVAS-. Dirección General de Carreteras. Ministerio de Fomento, Madrid.
281. Middelkoop, H., Daamen, K., Gellens, D., Grabs, W., Kwadijk, J.C.J., Lang, H., Parmet, B.W.A.H., Scha'dler, B., Schulla, J. y Wilke, K. 2001. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine Basin. *Climatic Change*, 4, 105–128.
282. Millán, M. M., Estrela, M. J., Sanz, M. J., Mantilla, E., Martín, M., Pastor, F., Salvador, R., Vallejo, R., Alonso, L., Gangoiti, G., Ilardia, J. L., Navazo, M., Albizuri, A., Artíñano, B., Ciccioli, P., Kallos, G., Carvalho, R. A., Andrés, D., Hoff, A., Werhahn, J., Seufert, G., Versino, B. 2005. Climatic feedbacks and desertification: the Mediterranean model. *J. Climate*, 18, 684–701. DOI:10.1175/JCLI-3283.1
283. Millenium Ecosystem Assessment, 2005. *Ecosystems and Human Well-being: Desertification Synthesis*. World Resources Institute, Washinton, DC.
284. MIMAM, 2000. Libro Blanco del Agua en España. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, España. ISBN: 9788483201282, 637 pp.
285. MIMAM, 2005. Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático. Ministerio del Medio Ambiente, Madrid.
286. MIMAM, 2006. Plan nacional de adaptación al cambio climático. Ministerio del Medio Ambiente, Madrid.
287. MIMAM, 2008. Anuario de Estadística. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Madrid, España. 1150 pp.
288. Minville, M., Brissette, F., Leconte, R. 2008. Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a nordic watershed. *J. of Hydrol.*, 358, 70–83.
289. Mitchell, T. D., Hulme, M. 1999. Predicting regional climate change: living with uncertainty. *Progress in Physical Geography*, 23, 57–78.
290. MITECO, 2018a. Inundaciones y Cambio Climático. Ministerio para la Transición ecológica, Madrid, España. 105 pp.
291. MITECO, 2018b. Incorporación del cambio climático en la evaluación preliminar del riesgo de inundación (EPRI) en el segundo ciclo de aplicación de la Directiva de Inundaciones (2007/60/CE) - Metodología General. Ministerio para la Transición ecológica, Madrid, España. 39 pp. Disponible en: https://www.miteco.gob.es/es/agua/temas/gestion-de-los-riesgos-de-inundacion/cambio-climatico-en-la-epri-metodologia-general_tcm30-485704.pdf Accedido en Setiembre 2020.

292. MITECO, 2018c. Revisión de la Evaluación preliminar de los riesgos de inundación (2018). Ministerio para la Transición Ecológica, Madrid, España. Disponible en: <https://www.miteco.gob.es/es/agua/temas/gestion-de-los-riesgos-de-inundacion/evaluacion-preliminar-riesgos-inundacion/Revision-EPRI-2018.aspx>. Accedido en Septiembre 2020.
293. MITECO, 2019. Informe de Evaluación del Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático. Ministerio para la Transición ecológica, Madrid, España.
294. Moberg, A., Jones, P.D., Lister, D., Walther, A., Brunet, M., Jacobeit, J., Alexander, L.V., Della-Marta, P.M., Luterbacher, J., Yiou, P., Chen, D., Klein-Tank, A.M.G., Saladié, O., Sigó, J., Aguilar, E., Alexandersson, H., Almarza, C., Auer, I., Barriendos, M., Begert, M., Bergström, H., Böhm, R., Butler, C.J., Caesar, J., Drebs, A., founda, D., Gerstengarbe, F-W., Micela, G., Maugeri, M., Österle, H., Pandzic, K., Petrakis, M., Srnc, L., Tolasz, R., Tuomenvirta, H., Werner, P.C., Lindersholm, H., Philipp, A., Wanner, H., Xoplaki, E. 2006. Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901–2000. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111, D22106. DOI: 10.1029/2006JD007103
295. Monjo, R., Gaitán, E., Pórtol, J., Ribalaygua, J., Torres, L. 2016. Changes in extreme precipitation over Spain using statistical downscaling of CMIP5 projections. *Int. J. Climatol.*, 36, 757–769. DOI:10.1002/joc.4380
296. Montalvo, C. Francés, F. 2017. Análisis integral del impacto del Cambio Climático en los regímenes de agua, crecidas y sedimentos de una rambla mediterránea. *Ingeniería del Agua*, 21, 263–272. DOI: 10.4995/la.2017.8775
297. Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exp. Biol.*, 19, 205–234.
298. Morán-Tejeda, E., López-Moreno, J.I., Ceballos-Barbancho, A., Vicente-Serrano, S.M. 2012. River regimes and recent hydrological changes in the Duero basin (Spain). *Journal of Hydrology*, 404, 241–258. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.04.034
299. Morata-Gasca, A. 2014. Guía de escenarios regionalizados de cambio climático sobre España a partir de los resultados del IPCC-AR4. Agencia Estatal de Meteorología, Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, Madrid, España.
300. Morel-Seytoux, H.J. 1978. Derivation of equations for variable rainfall infiltration. *Water Resources Research*, 14, 561–568. DOI: 10.1029/WR014i004p00561
301. Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *T ASABE*, 50,885–900.
302. R. Moss, Babiker, M., Brinkman, S., Calvo, E., Carter, T., Edmonds, J., Elgizouli, I., Emori, S., Erda, L., Hibbard, K., Jones, R., Kainuma, M., Kelleher, J., Lamarque, J. F.,

- Manning, M., Matthews, B., Meehl, J., Meyer, L., Mitchell, J., Nakicenovic, N., O'Neill, B., Pichs, R., Riahi, K., Rose, S., Runci, P., Stouffer, R., van Vuuren, D., Weyant, J., Wilbanks, T., van Ypersele, J. P., Zurek, M. 2008. Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts and response strategies. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, 132 pp.
303. Mulvaney, T.J. 1850. On the use of self-registering rain and flood gauges in making observations of the relations of rainfall and of flood discharges in a given catchment. *Proc. Inst. Civ. Eng. Ireland*, 71, 18–31.
304. Muñoz-Díaz, D., Rodrigo, F.S. 2004. Spatio-temporal patterns of seasonal rainfall in Spain (1912–2000) using a cluster and principal component analysis: comparison. *Anales Geophysicae*, 22, 1435–1448. DOI:1432-0576/ag/2004-22-1435
305. Naden P.S. 1992. Analysis and use of peaks-over-threshold data in flood estimation. In: Saul A.J. (eds) *Floods and Flood Management. Fluid Mechanics and its Applications*, vol 15. Springer, Dordrecht.
306. Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., de Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grubler, A., Jung, T., Kram, T., La Rovere, E.L., Michaelis, L., Mori, S., Morita, T., Pepper, W., Pitcher, H., Price, L., Riahi, K., Roehrl, A., Rogner, H.-H., Sankovski, A., Schlesinger, M., Shukla, P., Smith, S., Swart, R., van Rooijen, S., Victor, N., Dadi Z. 2000. Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 599 pp.
307. Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10, 282–290. DOI: 10.1016/0022-1694(70)90255-6
308. New, M., Hewitson, B., Stephenson, D.B., Tsiga, A., Kruger, A., Manhique, A., Gomez, B., Coelho, C.A.S., Masisi, D.N., Kululaga, E., Mbambalala, E., Adesina, F., Saleh, H., Kanyanga, J., Adosi, J., ulane, L., Fortunata, L., Mdoka, M.L., Lajoie, R. 2006. Evidence of trends in daily climate extremes over southern and west Africa. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111, D14102.
309. Ninyerola, M., Pons, X., Roure, J.M. 2000. A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *Int. J. Climatol.*, 20, 1823–1841.
310. NOAA-NWS, 1972. *NWS Observing Handbook No. 2, Substation Observations*. Revised, NOAA, Washington, D.C., 77 pp.
311. National Research Council, 2002. *Abrupt Climate Change: Inevitable Surprises*. Washington, DC: The National Academies Press. DOI: 10.17226/10136

312. NWS, 2009. Welcome to the Hydrometeorological Design Studies Center (HDSC). Disponible en: <http://www.nws.noaa.gov/oh/hdsc/index.html>. Accedido en Marzo de 2020.
313. O’Gorman, P. A., Schneider, T. 2008. The hydrological cycle over a wide range of climates simulated with an idealized GCM, *J. Clim.*, 21, 3815–3832. DOI: 10.1175/2007JCLI2065.1.
314. OMM, 1992. Simulated realtimeintercomparison of hydrological models. Operational Hydrology Report 38, Ginebra, Suiza, 241 pp.
315. Oreskes, N. 2004. The scientific consensus on climate change. *Science*, 306, 1686. DOI: 10.1126/science.1103618
316. Osuch, M., Lawrence, D., Meresa, H.K., Napiorkowski, J.J., Romanowicz, R.J. 2016. Projected changes in flood indices in selected catchments in Poland in the 21st century. *Stoch. Environm. Res. Risk Assess.* 31, 2435–2457.
317. Osuch, M., Lawrence, D., Meresa, K.H., Napiorkowski, J.J., Romanowicz, J. 2017. Projected changes in flood indices in selected catchments in Poland in the 21st century. *Stoch. Env. Res. Risk A.*, 23, 2435–2457. DOI: 10.1007/s00477-016-12965
318. Pattanaik, D. R., Rajeevan, M. 2010. Variability of extreme rainfall events over India during southwest monsoon season. *Meteorol. Appl.*, 17, 88–104.
319. PBL-NL, 2020. IMAGE Integrated Model to Assess the Global Environment. Image Framework. Disponible en: https://models.pbl.nl/image/index.php/IMAGE_framework. Accedido el 21 de Abril de 2020.
320. Pechlivanidis, I.G., Arheimer, B., Donnelly, C., Hundecha, Y., Huang, S., Aich, V., Samaniego, L., Eisner, S., Shi, P. 2017. Analysis of hydrological extremes at different hydro-climatic regimes under present and future conditions. *Climatic Change* 141, 467–481. DOI: 10.1007/s10584-016-1723-0
321. Peixoto J.P., Oort A.H. 1992. *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York.
322. Peleg, N. Morin, E. 2014. Stochastic convective rain-field simulation using a high-resolution synoptically conditioned weather generator (HiReS-WG), *Water Resour. Res.*, 50, 2124–2139, DOI:10.1002/2013wr014836
323. Penman, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, 193, 120–145. DOI: 10.1098/rspa.1948.0037
324. Pepper, W.J., Leggett, J.A., Swart, R.J., Wasson, J., Edmonds, J., Mintzer, I. 1992. *Emission Scenarios for the IPCC- an update: Background Documentation on Assumptions, Methodology, and Results*. US EPA, Washington, DC.

325. Pérez-Sánchez, J., Senent-Aparicio, J. 2017. Curvas Intensidad-Duración-Frecuencia de tormentas de corta duración en la cuenca del río Segura, España. *Agrociencia* 51, 607–616.
326. Perkins, S. E., Alexander, L. V., Nairn, J. R. 2012. Increasing frequency, intensity and duration of observed global heatwaves and warm spells. *Geophys. Res. Lett.*, 39. L20714.
327. Perkins, S. E., Alexander, L. V. 2012. On the measurement of heat waves. *J. Clim.*, 26, 4500–4517.
328. Peterson, T. C., Anderson, D.M., Cohen, S., Cortez-Vazquez, M., Murnane, R.J., Parmesan, C., Phillips, D., Pulwarty, R., Stone, J.M.R. 2008. Why weather and climate extremes matter. In: *Weather and Climate Extremes in a Changing Climate. Regions of Focus: North America, Hawaii, Caribbean, and U.S. Pacific Islands*, [Karl, T. R., G. A. Meehl, C. D. Miller, S. J. Hassol, A. M. Waple, and W. L. Murray (eds.)]. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, Washington, DC., USA, 11–33.
329. Peterson, T. C., Heim, R.R., Hirsch, R., Kaiser, D.P., Brooks, H., Diffenbaugh, N.S., Dole, R.M., Giovannetone, J.P., Guirguis, K., Karl, T.R., Katz, R.W., Kunkel, K., Lettenmaier, D., McCabe, G.J., Paciorek, C.J., Ryberg, K.R., Shubert, S., Silva, V.B.S., Stewart, B.C., Vecchia, A.V., Villarini, G., Vose, R.S., Walsh, J., Wehner, M., Wolock, D., Wolter, K., Woodhouse, C.A., Wuebbles, D. 2013. Monitoring and understanding changes in heat waves, cold waves, floods and droughts in the United States: State of knowledge. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 94, 821–834.
330. Petrow, T., Merz, B. 2009. Trends in flood magnitude, frequency and seasonality in Germany in the period 1951–2002. *J. Hydrol.*, 371, 129–141. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.03.024
331. Petoukhov, V., Claussen, M., Berger, A., Crucifix, M., Eby, M., Eliseev, A.V., Fichet, T., Ganopolski, A., Goose, H., Kamenkovich, I., Mokhov, I.I., Montoya, M., Mysak, L.A., Sokolov, A., Stone, P., Wang, Z., Weaver, A.J. 2005. EMIC Intercomparison Project (EMIP-CO2): Comparative analysis of EMIC simulations of climate, and of equilibrium and transient responses to atmospheric CO2 doubling. *Clim. Dyn.*, 25, 363–385.
332. Pew Research, 2019. Climate Change Still Seen as the Top Global Threat, but Cyberattacks a Rising Concern. Pew Research Center. Disponible en: https://www.pewresearch.org/global/wp-content/uploads/sites/2/2019/02/Pew-Research-Center_Global-Threats-2018-Report_2019-02-10.pdf. Accedido en Marzo de 2020.
333. Piani, C., Weedon, G.P., Best, M., Gomes, S.M., Viterbo, P., Hagermann, S., Haerter, J.O. 2010. Statistical bias of global simulated daily precipitation and

- temperature for the application of hydrological models. *J. Hydrol.*, 395, 199–215. DOI: 10.1016/j.hydrol.2010.10.024
334. Pinto, J.G., Ulbrich, U., Leckebusch, G.C., Spangehl, T., Meyers, M., Zacharias, S. 2007. Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. *Clim. Dyn.*, 29, 195–210. DOI:10.1007/s00382-007-0230-4
335. Piras, M., Mascaro, G., Deidda, R., Vivoni, E. R. 2014. Quantification of hydrologic impacts of climate change in a Mediterranean basin in Sardinia, Italy, through highresolution simulations: *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 5201–5217.
336. Piras, M., Mascaro, G., Deidda, R., Vivoni, E.R. 2016. Impacts of climate change on precipitation and discharge extremes through the use of statistical downscaling approaches in a Mediterranean basin. *Sci. Total Environ.*, 543, 952–964. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2015.06.088
337. Prein, A.F., Gobiet, A., Truhetz, H., Keuler, K., Goergen, C., Teichmann, C., Luigi Vidale Fox Maule, E., van Meijgaard, M., Déqué, G., Nikulin, R., Vautard, R., Colette, A., Kjellström, E., Jacob, D. 2016. Precipitation in the EURO-CORDEX 0.11° and 0.44° simulations: High resolution, high benefits?. *Clim. Dyn.* 2016, 46, 383–412. DOI: 10.1007/s00382-015-2589-y.
338. Ponce, V.M., 1989. *Engineering Hydrology. Principles and Practices*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, pp. 389–447.
339. Puigdefábregas, J., Mendizabal, T. 1998. Perspectives on desertification: western Mediterranean. *J. Arid Envir.*, 39, 209–224.
340. Quintana Seguí, P., Ribes, A., Martín, E., Habets, F., Boé, J. 2010. Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins. *Journal of Hydrology*, 383, 111–124. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.09.050
341. Radecki-Pawlik, A., Wyzga, B., Czech, W., Mikús, P., Zawiejska, J., Ruiz-Villanueva, V. 2016. Modelling hydraulic parameters of flood flows for a Polish Carpathian river subjected to variable human impacts. In: Kundzewicz ZW, Stoffel M, Niedźwiedz' T, Wyzga _ B (eds) *Flood risk in the Upper Vistula Basin*. GeoPlanet: Earth and planetary sciences. Springer, Berlin, pp. 127–151. ISBN 978-3-319-41922-0.
342. Rahimzadeh, F., Asgari, A., Fattahi, E. 2009. Variability of extreme temperature and precipitation in Iran during recent decades. *Int. J. Climatol.*, 29, 329–343.
343. Rajczak, J., Pall, P., Schär, C. 2010. Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. *J. Geophys. Res.*, 118, 3610–3626, DOI:10.1002/jgrd.50297

344. Rajczak, J., Pall, P., Schär, C. 2013. Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 3610–3626. DOI: 10.1002/jgrd.50297
345. Rajczak, J. Schär, C. 2017. Projections of future precipitation extremes over Europe: A multimodel assessment of climate simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 10,773–10, 800. DOI: 10.1002/ 2017JD027176
346. Randall, D.A., Wood, R.A., Bony, S., Colman, R., Fichefet, T., Fyfe, J., Kattsov, V., Pitman, A., Shukla, J., Srinivasan, J., Stouffer, R.J., Sumi, A. y Taylor, K.E. 2007. *Climate Models and Their Evaluation*. En: *Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., Qin, D.; Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. y Miller, H.L. (eds.)], Cambridge Univ. Press, Cambridge y New York: 590–662.
347. Rao, A.R., Hamed, K.H. 1999. *Flood frequency analysis*. CRC Press.
348. Rauscher, S.A., Coppola, E., Piani, C., Giorgi, F. 2010: Resolution effects on regional climate model simulations of seasonal precipitation over Europe. *Clim. Dyn.*, 35, 685–711.
349. Revadekar, J., Kothawale, D., Patwardhan, S., Pant, G., Kumar, K. 2012. About the observed and future changes in temperature extremes over India. *Nat. Hazards*, 60, 1133–1155.
350. Riahi, K., Grübler, A., Nakicenovic, N. 2007. Scenarios of long-term socio-economic and environmental development under climate stabilization. *Technol. Forecast Soc Change*, 74, 887–935.
351. Riahi, K., Rao, S., Krey, V., Cho, C., Chirkov, V., Fisher, G., Kindermann, G.E., Nakicenovic, N., Rafaj, P. 2011. RCP 8.5—A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Clim. Change*, 109, 33–57.
352. Ribalaygua, J., Rosa Pino, M., Portoles, J., Roldan, E., Gaitan, E., Chinarro, D., Torres, L. 2013. Climate change scenarios for temperature and precipitation in Aragon (Spain). *Science of the Total Environment*, 463, 1015–1030.
353. Rodrigo, F.S., Trillo, R.M. 2007. Trends in daily rainfall in the Iberian Peninsula from 1951 to 2002. *Int. J. Climatol.*, 19, 765–785.
354. Rodriguez-Lloveras, X., Buytaert, W., Benito, G. 2016. Land use can offset climate change induced increases in erosion in Mediterranean watersheds. *Catena* 143, 244–255. DOI: 10.1016/j.catena.2016.04.012
355. Rodriguez-Medina, I.C., 2004. Sensibilidad de los sistemas de explotación de recursos hídricos frente al cambio climático en España. Tesis Doctoral. E.T.S.I. de Caminos Canales y Puertos, Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, España.

356. Rojas, M., 2006. Multiply nested regional climate simulation for southern South America: Sensitivity to model resolution. *Mon. Weather Rev.*, 134, 2208–2223.
357. Rojas, R., Feyen, L., Dosio, A., Bavera, D. 2011. Improving pan-European hydrological simulation of extreme events through statistical bias correction of RCM-driven climate simulations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 2599–2620.
358. Rojas, R., Feyen, L., Bianchi, A., Dosio, A. 2012. Assessment of future flood hazard in Europe using a large ensemble of bias-corrected regional climate simulations. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 117, D017461. DOI: 10.1029/2012JD017461
359. Roudier, P., Andersson, J. M., Donnelly, C., Feyen, L., Greuell, W., Ludwig, F. 2016. Projections of future floods and hydrological droughts in Europe under a +2 °C global warming, *Clim. Change*, 135, 341–355.
360. Ruiz Garcia, J.M. 1999. Modelo distribuido para la Evaluación de Recursos Hídricos. Ministerio de Fomento, Monografía del CEDEX, M-67, Publicación de la Tesis Doctoral, 245 pp.
361. Ruiz-Villanueva, V., Stoffel, M., Bussi, G., Francés, F., Bréthaut, C. 2015. Climate change impacts on discharges of the Rhone River in Lyon by the end of the twenty-first century: model results and implications. *Reg. Environ. Change*, 15, 505–515. DOI: 10.1007/s10113-014-0707-8
362. Sailor, D.J., Li, X. 1999. A semiempirical downscaling approach for predicting regional temperature impacts associated with climatic change. *Journal of Climate*, 12, 103–114.
363. Salazar, S., Francés, F., Komma, J., Blume, T., Francke, T., Bronstert, A., Blöschl, G. 2012. A comparative analysis of the effectiveness of flood management measures based on the concept of “retaining water in the landscape” in different European hydro-climatic regions. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 3287–3306. DOI: 10.5194/nhess-12-3287-2012
364. Salinas, J. L., Castellarin, A., Viglione, A., Kohnová, S., Kjeldsen, T. R. 2014. Regional parent flood frequency distributions in Europe – Part 1: Is the GEV model suitable as a pan-European parent? *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 4381–4389.
365. Sanchez-Rodrigo, F., 1994. Cambio climático natural. La Pequeña Edad de Hielo en Andalucía. Reconstrucción del clima histórico a partir de fuentes documentales. Tesis Doctoral. Facultad de ciencias, Departamento de física aplicada, Universidad de Granada. Granada, España.
366. Sanchez-Sanchez, I.A., 2001. Adaptación al cambio climático mediante la configuración espacial de la vegetación: Los setos. Tesis Doctoral. Departamento de Ecología, Universidad Autónoma de Madrid. Madrid, España

367. Sankarasubramanian, A., Vogel, R.M. 2002. Annual hydroclimatology of the United States. *Water Resources Research*, 38, 19-1-12. DOI: 10.1029/2001WR000619
368. Santos, M.S., Mediero, L., Lima, C.H.R., Moura, L.Z. 2018. Links between different classes of storm tracks and the flood trends in Spain. *Journal of Hydrology*, 567, 71–85. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2018.10.003
369. Schewe, J., Heinke, J., Gerten, D., Haddeland, I., Arnell, N. W., Clark, D. B., Dankers, R., Eisner, S., Fekete, B. M., ColonGonzalez, F. J., Gosling, S. N., Kim, H., Liu, X., Masaki, Y., Portmann, F. T., Satoh, Y., Stacke, T., Tang, Q., Wada, Y., Wisser, D., Albrecht, T., Frieler, K., Piontek, F., Warszawski, L., Kabat, P. 2014. Multimodel assessment of water scarcity under climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 111, 3245–3250.
370. Schmidli, J., Goodess, C. M., Frei, C., Haylock, M. R., Hurrel, Y., Ribalaygua, J., y Schmith, T. 2007. Statistical and dynamical downscaling of precipitation: an evaluation and comparison of scenarios for the European Alps. *Journal of Geophysical Research*, 112, D04105, DOI: 10.1029/2005JD007026.
371. Schuur, E.A., McGuire, A.D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J.W., Hayes, D.J., Hugelius, G., Koven, C.D., Kuhry, P., Lawrence, D., Natali, S., Olefeldt, D., Romanovsky, V.E., Schaefer, K., Turetsky, M.R., Treat, C., Vonk, J.E. 2015. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520, 171–179. DOI:10.1038/nature14338
372. SCS, 1985. National engineering handbook. Section 4- Hydrology. Soil Conservation Service, Washington, DC.
373. Seibert, J., 2005. HBV light version 2, User's manual, Environmental Assessment, SLU, Uppsala.
374. Seibert, J., Vis, M. 2012. Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 3315–3325. DOI: 10.5194/hess-16-3315-2012
375. Semenov, Mikhail A., Elaine M. Barrow. 1997. Use of a Stochastic Weather Generator in the Development of Climate Change Scenarios. *Climatic Change*, 35, 397–414. DOI: 10.1023/A:1005342632279.
376. Sempere, D. 1996. Los modelos distribuidos en la modelización hidrológica de crecidas. En: *Métodos para el cálculo hidrológico de crecidas*. Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX, MOPTMA, Madrid, España.
377. Senatore, A., Mendicino, G., Smiatek, G., Kunstmann, H. 2010. Regional climate change projections and hydrological impact analysis for a Mediterranean basin in Southern Italy. *J. Hydrol.*, 399, 70–92
378. Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C. M., Kanae, S., Kossin, J., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., Zhang, X. 2012. Changes in climate

- extremes and their impacts on the natural physical environment. Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation, pp. 109–230.
379. Sennikovs, J., Bethers, U., 2009. Statistical downscaling method of regional climate model results for hydrological modelling. In: Anderssen, R.S., Braddock, R.D., Newham, L.T.H. (Eds.), 18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand and International Association for Mathematics and Computers in Simulation, pp. 3962–3968.
 380. Serra, C., Fernández-Mills, G., Lana, X. 1999. Regionalización pluviométrica del NE de la Península Ibérica mediante análisis factorial y análisis espectral de los observatorios principales. In *La Climatología Española en los Albores del Siglo XXI*. Raso JM, Martín-Vide J (eds). Oikos-tau: Barcelona; 511–520.
 381. Shabalova, M.V., van Deursen, W.P., Buishand, T.A., 2003. Assessing future discharge of the river Rhine using regional climate model integrations and a hydrological model. *Clim. Res.*, 23, 233–246. DOI: 10.3354/cr023233.
 382. Sheffield, J., Wood, E., Roderick, M. 2012. Little change in global drought over the past 60 years. *Nature*, 491, 435–438.
 383. Sheffield, J., Wood, E.F. 2008. Global trends and variability in soil moisture and drought characteristics, 1950–2000, from observation-driven simulations of the terrestrial hydrologic cycle. *J. Clim.*, 21, 432–458.
 384. Sheng, J., Wilson, J.P. 2009. Watershed urbanization and changing flood behavior across the Los Angeles metropolitan region *Nat. Hazards*, 48, 41–57
 385. Sherman, L.K. 1932. Streamflow from rainfall by the unit hydrograph method. *Engineering News-Record*, 108, pp. 501–505.
 386. Singh, V.P. Woolhiser, D.A., 2002. Mathematical modeling of watershed hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7, 270–292
 387. Skansi, M.d.I.M., Brunet, M., Sigró, J., Aguilar, E., Groening, A.A., Bentancur, O.J., Geier, Y.R.C., Amaya, R.L.C., Jácome, H., Ramos, A.M., Rojas, C.O., Asten, A.M., Mitro, S.S., Jiménez, C.V., Martínez, R., Alexander, L.V., Jones, P.D. 2013. Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. *Global Planet. Change*, 100, 295–307.
 388. Smith, J. A., Hillenbrand, C-D., Kuhn, G., Larter, R.D., Graham, A.G.C., Ehrmann, W., Moreton, S.G., Forwick, M. 2011. Deglacial history of the West Antarctic Ice Sheet in the western Amundsen Sea Embayment. *Quat. Sci. Rev.*, 30, 488–505.
 389. Smith, S., Wigley, T. 2006. Multi-gas forcing stabilization with Minicam. *Energy J.*, 373–391.

390. Smithers, J.C., Schulze, R.E. 2000a. Development and Evaluation of Techniques for Estimating Short Duration Design Rainfall in South Africa. WRC Report No. 681/1/00. Water Research Commission, Pretoria, RSA.
391. Smithers, J.C., Schulze, R.E. 2000b. Long Duration Design Rainfall Estimates for South Africa. WRC Report No. 811/1/00. Water Research Commission, Pretoria, RSA.
392. Solman, S., Sanchez, E., Samuelsson, P., da Rocha, R.P., Li, L., Marengo, J.A., Pessacg, N., Remedio, A.R., Chou, S.C., Berbery, H., Le Treut, H., de Castro, M., Jacob, D. 2013. Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: Model performance and uncertainties. *Clim. Dyn.*, 41, 1–19. DOI: 10.1007/s00382-013-1667-2,
393. Soriano, E., Mediero, L., Garijo, C. 2018. Selection of Bias Correction Methods to Assess the Impact of Climate Change on Flood Frequency Curves. *Proceedings*, 7, 14. DOI: 10.3390/ECWS-3-05809
394. Sousa, P., Trigo, R., Aizpurua, P., Nieto, R., Gimeno, L., Garcia-Herrera, R. 2011. Trends and extremes of drought indices throughout the 20th century in the Mediterranean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 33–51.
395. Stedinger, J.R., Vogel, R. M., Foufoula-Georgiou, E. 1993. Frequency analysis of extreme events. *Handbook of Hydrology*, Chapter 18. Ed. D.R. Maidment, New York: McGraw-Hill.
396. Stenchikov, G., T. Delworth, V. Ramaswamy, R. Stouffer, A. Wittenberg, F. Zeng, 2009. Volcanic signals in oceans. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 114, D16104. DOI: 10.1029/2008JD011673
397. Stott P.A., Tett S.F.B., Jones G.S., Allen M.R., Ingram W.J. MitDHell J.F.B., 2001. Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes. *Clim. Dyn.*, 17, 1–22.
398. Sun, F., Roderick, M.L., Lim, W.H., Farquhar, G.D., 2011. Hydroclimatic projections for the Murray–Darling Basin based on an ensemble derived from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 climate models. *Water Resour. Res.*, 47, W00G02. DOI: 10.1029/2010WR009829.
399. Sunyer, M.A., Madsen, H., Ang, P.H. 2012. A comparison of different regional climate models and statistical downscaling methods for extreme rainfall estimation under climate change. *Atmos Res* 103:119–128. DOI: 10.1016/j.atmosres.2011.06.011
400. Sunyer, M.A., Hundercha, Y., Lawrence, D., Madsen, H., Willems, P., Martinkova, M., Vormoor, K., Bürger, G., Hanel, M., Kriaučiūnienė, J., Loukas, A., Osuch, M., Yücel, I. 2015. Inter-comparison of statistical downscaling methods for projection

- of extreme precipitation in Europe. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 1827–1847. DOI: 10.5194/hess-19-1827-2015
401. Suriya, S., Mudgal, B.V., 2012. Impact of urbanization on flooding: The Thirusoolam sub watershed: A case study. *Journal of Hydrology*, 412–413, 210–219. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.05.008.
402. Sweatman, H., Delean, S., Syms, C. 2011. Assessing loss of coral cover on Australia's Great Barrier Reef over two decades, with implications for longer-term trends, *Coral Reefs* (2011) 30, 521-531. DOI: 10.1007/s00338-010-0715-1.
403. Tank, A., et al. 2006. Changes in daily temperature and precipitation extremes in central and south Asia. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111, D16105.
404. Taylor, K. E., Stouffer, R. J., y Meehl, G. A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 485.
405. Teichmann C, Eggert B, Elizalde A, Haensler A, Jacob D, Kumar P, Moseley 849 C, Pfeifer S, Rechid D, Remedio AR, Ries H, Petersen J, Preuschmann S, Raub T, Saeed F, Sieck K, Weber T 2013. How does a regional climate 851 model modify the projected climate change signal of the driving GCM: A 852 study over different CORDEX regions using REMO. *Atmosphere*, 4, 214–236, DOI: 10.3390/atmos4020214
406. Teutschbein, C., Seibert, J. 2012. Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, 16, 12–29. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.05.052
407. Teutschbein, C., Grabs, T., Karlsen, R.H., Laudon, H., Bishop, K. 2015. Hydrological response to changing climate conditions: Spatial streamflow variability in the boreal region. *Water Resour. Res.*, 51, 9425–9446. DOI: 10.1002/2015WR017337
408. Themeßl, M.J., Gobiet, A., Leuprecht, A. 2011. Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models. *International Journal of Climatology*, 31, 1530–1544. DOI: 10.1002/joc.2168
409. Thiessen, A.H. 1911. Precipitation averages for large areas. *Mon. Weather Rev.*, 39, 1082–1084.
410. Thomson, A. M., Calvin, K.V., Smith, S.J., Kyle, P., Volke, A., Patel, P., Arias, S.D., Bond-Lamberty, B., Wise, M.A., Clarke, L., Edmonds, J.A. 2011. RCP4.5: A pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Clim. Change*, 109, 77–94.
411. Thornthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38, 55–94. DOI: 10.2307/210739
412. Timbal, B., Dufour, A., McAveney, B. 2003. An estimate of future climate change for western France using a statistical downscaling technique. *Climate Dynamics*, 20, 807–823.

413. Todini, E. 1988. Rainfall-runoff modelling – Past, present and future. *Journal of Hydrology*, 100, 341–352.
414. Todini, E. 2007. Hydrological catchment modelling: past, present and future. *Hydro. Earth Syst. Sci.*, 11, 468–482.
415. Todini, E. 2011. History and perspectives of hydrological catchment modelling. *Hydrology Research*, 42, 73–85.
416. Tryhorn, L., DeGaetano, A. 2011. A comparison of techniques for downscaling extreme precipitation over the Northeastern United States. *International Journal of Climatology*, 31, 1975–1989.
417. Tryhorn, L., Risbey, J. 2006. On the distribution of heat waves over the Australian region. *Aust. Meteorol. Mag.*, 55, 169–182.
418. Turetsky, M.R., Abbott, B.W., Jones, M.C., Anthony, K.W., Olefeldt, D., Schuur, E.A.G., Koven, C., McGuire, A.D., Grosse, G., Kuhry, P., Jugelius, G., Lawrence, D.M., Gibson, C., Sannel, A.B.K. 2019. Permafrost collapse is accelerating carbón release. *Nature*, 569, 32–34. DOI: 10.1038/d41586-019-01313-4
419. Ulbrich U, Leckebusch GC, Pinto, J.G. 2009. Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review. *Theor. Appl. Climatol.*, 96, 117–131. DOI:10.1007/s00704-008-0083-8
420. USAID, 2014. A review of downscaling methods for climate change projections. U.S. Agency for International Development. African and Latin American Resilience to Climate Change Project. Washington D.C., USA.
421. USWRC, 1981. Guidelines for determining flood flow frequency. Bulletin 17B. Hydrology committee. Washington D.C., USA.
422. Valentová, J., Valenta, P., Weyskrabová, L. 2010. Assessing the retention capacity of a floodplain using a 2d numerical model, *J. Hydrol. Hydromech.*, 58, 221–232, DOI: 10.2478/v10098-010-00211
423. van der Linden, P., Mitchell, J. F. B. 2009. ENSEMBLES: Climate change and its impacts. Summary of research and results from the ENSEMBLES Project [Available from the Met Office Hadley Centre, Fitzroy Road, Exeter EX1 3PB, United Kingdom].
424. van der Schrier, G., Barichivich, J., Briffa, K. R., Jones, P. D. 2013. A scPDSI-based global dataset of dry and wet spells for 1901–2009. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 4025–4048.
425. van den Besselaar, E. J. M., Klein Tank, A. M. G., Buishand, T. A. 2012. Trends in European precipitation extremes over 1951–2010. *Int. J. Climatol.*, 33, 2682–2689.
426. van den Dool, H.M., 1989. A new look at weather forecasting through analogues. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2230–2247.

427. Van den Hurk, B., Hirschi, M., Schär, C., Lenderink, G., van Meijaard, E., van Ulden, A., Rockel, B., Hagemann, S., Grahan, P., Kjellström, E., Jones, R. 2005. Soil control on runoff response to climate change in regional climate model simulations. *J. Clim.*, 18, 3536-3551.
428. van Vuuren, D.P., den Elzen, M.G.J., Lucas, P.L., Eickout, B., Strengers, B.J., van Ruijven, B., Wonink, S., van Houdt, R. 2007. Stabilizing greenhouse gas concentrations at low levels: An assessment of reduction strategies and costs. *Clim. Change*, 81, 119–159.
429. van Vuuren, D.P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G.C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S.J., Rose, S.K. 2011. The representative concentration pathways: an overview. *Climate Change*, 109, 5–31. DOI: 10.1007/s10584-011-0148-z
430. Vargas-Amelin, E., Pinado, P. 2013. The challenge of climate change in Spain: Water resources, agriculture and land. *Journal of Hydrology*, 518, 243–249. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.11.035
431. Varis, O., Kajander, T., Lemmelä, R. 2004. Climate and water: from climate models to water resources management and vice versa. *Clim. Change*, 66, 321- 344.
432. Vautard, R., Gobiet, A., Jacob, D., Belda, M., Colette, A., Déqué, M., Fernández, J., García-Díez, M., Goergen, K., Güttler, I., Halenka, T., Karacostas, T., Katraghou, E., Keuler, K., Klotarski, S., Myer, S., van Meijgaard, E., Nikulin, G., Patarcic, M., Scinocca, J., Sobolowski, S., Suklitsch, m., Teichmann, C., Warrach-Sagi, K., Wulfmeyer, V., Yiou, P. 2013. The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EURO-CORDEX project. *Clim. Dyn.*, 41, 2555–2575. DOI: 10.1007/s00382-013-1714-z.
433. Versini, P-A., Velasco, M., Cabello, A., Sempere-Torres, D. 2013. Hydrological impact of forest fires and climate change in a Mediterranean basin. *Natural Hazards*, 66, 609–628.
434. Villarini, G., Smith, J., Vecchi, G. 2013. Changing frequency of heavy rainfall over the central United States. *J. Clim.*, 26, 351–357.
435. Vincent, L., Aguilar, E., Saindou, M., Hassane, A.F., Jumaux, G., Roy, D., Booneeady, P., Virasami, R., Randriamarolaza, L.Y.A., Faniriantsoa, F.R., Amelie, V., Seeward, H., Montfraix, B. 2011. Observed trends in indices of daily and extreme temperature and precipitation for the countries of the western Indian Ocean, 1961–2008. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 116, D10108.
436. Von Storch, H., Zorita, E., Cubasch, U. 1993. Downscaling of global climate change to regional scales: an aplication to iberian rainfall in wintertime. *J. Climate*, 6, 1161–1171.

437. Vorogushyn, S., Merz, B. 2013. Flood trends along the Rhine: the role of river training, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 3871–3884. DOI:10.5194/hess-17-3871-2013
438. Vrugt, J.A., Bouten, W., Gupta, H.V., Sorooshian, S. 2002. Toward improved identifiability of hydrologic model parameters: the information content of experimental data. *Water Resour. Res.*, 38, 1312. DOI: 10.1029/2001WR001118
439. Walther, A., Jeong, J.-H., Nikulin, G., Jones, C., Chen, D. 2013. Evaluation of the warm season diurnal cycle of precipitation over Sweden simulated by the Rossby Centre regional climate model RCA3. *Atmos. Res.*, 119, 131–139.
440. Wada, Y., Wisse, D., Eisner, S., Flörke, M., Gerten, D., Haddeland, I., Hanasaki, N., Musaki, Y., Portmann, F.T., Stacke, T., Tessler, Z., Schewe, J. 2013. Multimodel projections and uncertainties of irrigation water demand under climate change. *Geophysical Research Letters*, 40, 4626–4632. DOI:10.1002/grl.50686,
441. Wang, H.-J., Sun, J., Chen, H., Zhu, Y., Zhang, Y., Jiand, D.-B., Lang, X.-M., Fan, K., Yu, E., Yang, S. 2012. Extreme climate in China: Facts, simulation and projection. *Meteorol. Z.*, 21, 279–304.
442. Wang, X., Trewin, B., Feng, Y., Jones, D. 2013. Historical changes in Australian temperature extremes as inferred from extreme value distribution analysis. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 573–578.
443. Ward, R. C. 1972. Checks on the water balance of a small catchment, *Nordic Hydrol.*, 3, 44–63.
444. WCRP-CORDEX, 2015. CORDEX domains for model integrations. Disponible en https://cordex.org/wp-content/uploads/2012/11/CORDEX-domain-description_231015.pdf. Accedido en Marzo 2020.
445. Webster, M., Forest C., Reilly, J., Babiker, M., Kicklicher, D., Mayer, M., Prinn, R., Sarofim, M., Sodolov, A., Stone, P y Wang, C. 2003. Uncertainty analysis of climate change and policy response. *Climatic Change*, 61, 295–320.
446. Westra, S., Alexander, L., Zwiers, F. 2013: Global increasing trends in annual maximum daily precipitation. *J. Clim.*, 26, 3904–3918.
447. Wilby, R.L. 2005. Uncertainty in water resource model parameters used for climate change impact assessment. *Hydrological Processes*, 19, 3201–3219.
448. Wilby, R.L., Dawson, C.W., Barrow, E.M. 2002. SDSM - a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environ. Modell. Softw.*, 17, 145–157.
449. Wilby, R.L., Charles, S.P., Zorita, E., Timbal, B., Whetton, P., Mearns, L.O. 2004. Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. IPCC task group on data and scenario support for impacts and climate analysis. Disponible en: https://www.ipcc-data.org/guidelines/dgm_no2_v1_09_2004.pdf. Accedido en Marzo 2020.

450. Wilby, R.L. Harris, I. 2006. A framework for assessing uncertainties in climate change impacts: Low flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resources Research*, 42. W02419. DOI: 10.1029/2005WR004065.
451. Wilkinson, C. 2004. Status of coral reefs of the world: 2000. Townsville, Australia: Australian Institute of Marine Science, 363pp.
452. Wilks DS. 1992. Adapting stochastic weather generation algorithms for climate change studies. *Clim. Change*, 22, 67–84
453. Wilks, D.S., Wilby, R.L. 1999. The weather generation game: a review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography*, 23, 329–357.
454. Winterfeldt, J., Geyer, B., Weisse, R. 2011. Using QuikSCAT in the added value assessment of dynamically downscaled wind speed. *Int. J. Climatol.*, 31, 1028–1039.
455. Winterfeldt, J., Weisse, R. 2009. Assessment of value added for surface marine wind speed obtained from two regional climate models. *Mon. Weather Rev.*, 137, 2955–2965.
456. Wise, M., Calvin, K., Thomson, A., Clarke, L., Bond-Lamberty, B., Sands, R., Smith, S.J., Janetos, A., Edmonds, J. 2009. Implications of limiting CO₂ concentrations for land use and energy. *Science*, 324, 1183–1186.
457. Wood, E.F., Lettenmaier, D.P., Zartarian, V.G., 1992. A land-surface hydrology parameterisation with subgrid variability for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, 97, D3, 2717–2728.
458. Wood, A.W., Leung, L.R., Sridhar, V. y Lettenmaier, D.P. 2004. Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Climatic Change*, 62, 189–216.
459. Wyzga, B., Kundzewicz, Z.W., Konieczny, R., Piniewski, M., Zawiejska, J., Radecki-Pawlik, A. 2018. Comprehensive approach to the reduction of river flood risk: Case study of the Upper Vistula Basin. *Science of the total Environment*, 631-632, 1251–1267. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.03.015
460. Xu, C.Y. 1999. Climate change and hydrologic models: A review of existing gaps and recent research developments. *Water Resources Management*, 13, 369-382. DOI: 10.1023/A: 1008190900459.
461. You, Q., Kang, S., Aguilar, E., Pepin, N., Flügel, W-A., Yan, Y., Xu, Y., Zhang, Y., Huang, J. 2010. Changes in daily climate extremes in China and their connection to the large scale atmospheric circulation during 1961–2003. *Clim. Dyn.*, 36, 2399–2417.
462. Zhang, X., Aguilar, E., Sensoy, S., Melkonyan, H., Tagiyeva, U., Ahmed, N., Kutaladze, N., Rahimzadeh, F., Taghipour, A., Hantosh, T.H., Albert, P., Semawi, M., Ali, M.K., Al-Shabibi, M.H.S., Al-Oulan, Z., Zafari, T., Khelet, I.A.D., Hamoud, S.,

- Sagir, R., Demircan, M., Eken, M., Adiguzel, M., Alexander, L., Peterson, T.C., Wallis, T. 2005. Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 110, D22104. DOI: 10.1029/2005JD006181.
463. Zhou, Y. Q., Ren, G. Y. 2011. Change in extreme temperature event frequency over mainland China, 1961–2008. *Clim. Res.*, 50, 125–139.
464. Zickfeld, K., Eby, M., Weaver, A.J., Alexander, K., Crespin, E., Edwards, N.R., Eliseev, A.V., Feulner, G., Fichefet, T., Forest, C.E., Friedlingstein, P., Goosse, H., Holden, P.B., Joos, F., Kawamiya, M., Kicklighter, D., Kienert, H., Matsumoto, K., Mokhov, I.I., Monier, E., Olsen, S.M., Pedersen J.O.P., Perrette, M., Philippon-Berthier, G., Ridgwell, A., Schlosser, A., Von Deimling, T.S., Shaffer, G., Sokolov, A., Spahni, R., Steinacher, M., Tachiiri, K., Tokos, K.S., Yoshimori, M., Zeng, N., Zhao, F. 2013. Long-term climate change commitment and reversibility: An EMIC intercomparison. *J. Clim.*, 26, 5782–5809. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00584.1
465. Zolina, O., Simmer, C., Belyaev, K., Kapala, A., Gulev, S. 2009. Improving estimates of heavy and extreme precipitation using daily records from European rain gauges. *J. Hydrometeor.*, 10, 701–716.

ANEXO 1 – MATERIAL COMPLEMENTARIO

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 1 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 2 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2011–2040, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO. 359
- FIGURA 2 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 5 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2011–2040, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO. 360
- FIGURA 3 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 10 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2011–2040, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO. 361
- FIGURA 4 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 50 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2011–2040, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO. 362
- FIGURA 5 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2011–2040, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO. 363
- FIGURA 6 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 500 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2011–2040, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO. 364
- FIGURA 7 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 1000 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2011–2040, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN

LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.....	365
FIGURA 8 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 2 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2041–2070, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.....	366
FIGURA 9 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 5 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2041–2070, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.....	367
FIGURA 10 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 50 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2041–2070, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.....	368
FIGURA 11 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 500 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2041–2070, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.....	369
FIGURA 12 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 2 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2071–2095, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.....	370
FIGURA 13 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 5 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2071–2095, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.....	371
FIGURA 14 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 10 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2071–2095, PARA LOS ESCENARIOS	

DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.	372
FIGURA 15 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 50 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2071–2095, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.	373
FIGURA 16 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 100 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2071–2095, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.	374
FIGURA 17 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 500 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2071–2095, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.	375
FIGURA 18 – CAMBIOS RELATIVOS EN LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA DIARIA DE 1000 AÑOS DE PERIODO DE RETORNO, PARA EL PERCENTIL DE 50 % (A,D), DE 68 % (B,E) Y DE 90 % (C,F), EN EL INTERVALO FUTURO 2071–2095, PARA LOS ESCENARIOS DE EMISIONES RCP 4.5 (COLUMNA DE LA IZQUIERDA) Y RCP 8.5 (COLUMNA DE LA DERECHA). LA ESCALA DE COLORES EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DE CADA GRÁFICA INDICA EL COLOR DE LA DIFERENCIA RELATIVA ENTRE EL VALOR DEL CUANTIL EN EL PERIODO CONTROL Y EL PERIODO FUTURO.	376

Figura 1 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 2 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2011–2040, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 2 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 5 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2011–2040, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 3 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 10 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2011–2040, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 4 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 50 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2011–2040, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 5 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 100 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2011–2040, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 6 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 500 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2011–2040, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 7 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 1000 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2011–2040, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 8 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 2 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2041–2070, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 9 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 5 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2041–2070, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 10 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 50 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2041–2070, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 11 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 500 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2041–2070, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 12 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 2 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2071–2095, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 13 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 5 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2071–2095, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 14 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 10 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2071–2095, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 15 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 50 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2071–2095, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 16 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 100 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2071–2095, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 17 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 500 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2071–2095, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.

Figura 18 – Cambios relativos en la precipitación máxima diaria de 1000 años de periodo de retorno, para el percentil de 50 % (a,d), de 68 % (b,e) y de 90 % (c,f), en el intervalo futuro 2071–2095, para los escenarios de emisiones RCP 4.5 (columna de la izquierda) y RCP 8.5 (columna de la derecha). La escala de colores en la esquina inferior izquierda de cada gráfica indica el color de la diferencia relativa entre el valor del cuantil en el periodo control y el periodo futuro.