
*Caracterización de los
recursos hídricos de los
Pirineos en la actualidad
y escenarios futuros*

Memorias del proyecto PIRAGUA · Volumen I



Beguería S. (coord.), 2023. Caracterización de los recursos hídricos de los Pirineos en la actualidad, y escenarios futuros. Memorias científicas del proyecto PIRAGUA, vol. 1. Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC), Zaragoza, España, 124.

DOI: <https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/14683>

Coordinación: Santiago Beguería (EEAD-CSIC)

Autores (por orden alfabético): Iñaki Antigüedad (UPV-EHU), Anaïs Barella (OE), Santiago Beguería (EEAD-CSIC), Yvan Caballero (BRGM), Roxelanne Cakir (CNRS), Omar Cenobio (OE), Roger Clavera-Gispert (OE), Youen Grusson (CNRS), Jorge Jódar (IGME-CSIC), Luis Javier Lambán (IGME-CSIC), Pierre Le Cointe (BRGM), María del Carmen Llasat (UB), Leticia Palazón (EEAD-CSIC), Pere Quintana-Seguí (OE), José Miguel Sánchez Pérez (CNRS), Sabine Sauvage (CNRS), Jean-Philippe Vidal (INRAE), Ane Zabaleta (UPV-EHU)

Edición gráfica y maquetación: Samuel Barrena

Fotografía de portada: Antoine L.E.

Notas legales

Las noticias y opiniones contenidas en esta obra son de la exclusiva responsabilidad de los autores, y no reflejan necesariamente las opiniones oficiales de las instituciones a las que éstos pertenecen ni de los organismos financiadores del proyecto. Ni los autores, ni las instituciones a las que pertenecen, ni los organismos financiadores son responsables del uso que se pueda hacer de las informaciones contenidas en esta obra.

Derechos de autor

Esta obra está bajo una [Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial 4.0 Internacional \(CC BY-NC 4.0\)](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/). Esta licencia permite copiar y redistribuir la obra o partes de la misma en cualquier medio o formato y remezclar, transformar y construir a partir de sus contenidos, bajo los siguientes términos: atribución —dar crédito de manera adecuada utilizando las referencias que se indican, ofreciendo un enlace a la licencia, e indicando si se han realizado cambios sobre la obra original; uso no comercial —no se puede hacer uso de la obra con propósitos comerciales.

Resumen ejecutivo

Este trabajo presenta una parte de los resultados del proyecto de cooperación internacional PIRAGUA (EFA210/16), co-financiado por el Programa Interreg EFA (España-Francia-Andorra). Entre 2018 y 2021, el proyecto PIRAGUA abordó, mediante la cooperación transfronteriza, la evaluación del ciclo hidrológico y los recursos hídricos en los Pirineos, en el presente y en futuro, en el contexto del cambio climático. Para ello, los socios del proyecto unificaron y homogeneizaron la información hidrológica existente, propusieron indicadores hidrológicos, analizaron las tendencias observadas en dichos indicadores, desarrollaron modelos de simulación para conocer en detalle los distintos componentes del balance hídrico, y realizaron simulaciones numéricas a partir de proyecciones climáticas bajo distintos escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero para evaluar las consecuencias del cambio climático sobre el ciclo hidrológico y los recursos hídricos de los Pirineos.

El objetivo de este volumen es realizar una caracterización de los recursos hídricos superficiales y subterráneos de los Pirineos, así como de la gestión y uso de dichos recursos (Capítulo 1); analizar los registros de caudal, niveles de acuíferos e inundaciones para determinar patrones espaciales y determinar las tendencias temporales observadas en las últimas décadas (Capítulo 2); aplicar herramientas de simulación para ampliar el conocimiento sobre los distintos componentes del balance hídrico de los Pirineos (Capítulo 3); y realizar una serie de experimentos de simulación numérica para determinar los posibles cambios del balance hídrico y los recursos hídricos de los Pirineos a lo largo del siglo XXI, en un contexto de cambio climático (Capítulo 4).

Toda la información presentada en este volumen puede ser consultada y ampliada en el portal de datos geográficos (“Geoportal”) del Observatorio Pirenaico del Cambio Climático, en la dirección <https://opcc-ctp.org/geoportal>. Las capas estáticas (mapas) se pueden encontrar en las secciones “Recursos hídricos”, “Hidrología” y “Balance hídrico”, mientras que la herramienta de análisis del Geoportal permite generar mapas y gráficos de series temporales según las necesidades del usuario.

Todos los datos generados por el proyecto PIRAGUA son de libre acceso, pudiendo descargarse en el portal de ciencia abierta Digital CSIC, en la dirección <https://digital.csic.es/handle/10261/270632>. A continuación se detallan los nombres de los distintos conjuntos de datos y una breve descripción. En la lista de referencias, al final del volumen, se proporciona la cita completa, así como el enlace permanente al recurso online.

Nombre	Descripción	Referencia
PIRAGUA_resources	Información geoespacial sobre usos y explotación de los recursos hídricos en los Pirineos.	Beguiría et al. (2022c)
PIRAGUA_indicators	Indicadores de caudales diarios y niveles de acuífero durante el periodo 1950-2019, y análisis de tendencias.	Zabaleta et al. (2022)
PIRAGUA_flood	Información geoespacial sobre eventos de crecida para el periodo 1981-2015 a partir de fuentes documentales.	Llasat et al. (2022)
PIRAGUA_atmos_analysis	Retícula de variables meteorológicas cerca de la superficie a resolución diaria para forzar modelos hidrológicos y de superficie para el periodo 1981-2010.	Quintana-Seguí y Le Cointe (2022)
PIRAGUA_atmos_climate	Base de datos en malla de escenarios climáticos para los Pirineos para forzar modelos hidrológicos y de superficie, cubriendo el periodo 1981-2100.	Quintana-Seguí et al. (2022)
PIRAGUA_hydro_analysis	Información geoespacial sobre componentes del balance hídrico en los Pirineos generado a partir de modelización hidrológica, para el periodo 1981-2010.	Beguiría et al. (2022a)
PIRAGUA_hydro_climate	Proyecciones futuras del balance hídrico en los Pirineos para un conjunto de proyecciones climáticas, para el periodo 1981-2100.	Beguiría et al. (2022b)

Tabla de contenidos

1. Los recursos hídricos de los Pirineos y su relevancia regional	1
1.1. Introducción: el contexto geográfico	2
1.1.1. <i>Geología y relieve</i>	2
1.1.2. <i>Clima</i>	5
1.1.3. <i>División administrativa y población</i>	11
1.2. Relevancia regional de los recursos hídricos de los Pirineos	12
1.3. Desarrollo histórico del aprovechamiento de los recursos hídricos de los Pirineos	14
1.4. Usos del agua de los Pirineos	17
1.4.1. <i>Usos medioambientales y recursos turísticos</i>	21
1.4.2. <i>Aprovechamiento hidroeléctrico</i>	23
1.4.3. <i>Abastecimiento urbano y uso industrial</i>	25
1.4.4. <i>La agricultura de regadío</i>	26
2. Cambios recientes en caudales, niveles de aguas subterráneas e inundaciones en los Pirineos	29
2.1. Introducción	30
2.2. Metodología	33
2.2.1. <i>Delimitación de estaciones de aforo y nivel piezométrico en régimen natural</i>	34
2.2.2. <i>Estadísticos representativos del régimen de caudal diario</i>	37
2.2.3. <i>Estadísticos representativos del nivel piezométrico</i>	38
2.2.4. <i>Base de datos de eventos de crecida a nivel municipal</i>	39
2.2.5. <i>Análisis de tendencias</i>	39
2.3. Resultados	40
2.3.1. <i>Análisis pormenorizado de las estaciones de aforo y de piezometría</i>	40
2.3.2. <i>Tendencias en los caudales superficiales</i>	42
2.3.3. <i>Tendencias en los niveles piezométricos (agua subterránea)</i>	46
2.3.4. <i>Distribución espacial de los eventos de inundación</i>	46
2.3.5. <i>Tendencia temporal de los eventos de inundación</i>	50
2.3.6. <i>Consecuencias de los eventos de inundación</i>	50
2.4. Conclusiones	52

3. Modelización del balance hídrico de los Pirineos en la actualidad (1981-2010)	55
3.1. Introducción	56
3.2. Metodología	58
3.3. Resultados	62
3.3.1. Principales variables climáticas: precipitación y temperatura	62
3.3.2. Componentes del balance hídrico: flujos	65
3.3.3. Componentes del balance hídrico: variables de estado	73
3.3.4. Contribución hídrica	76
3.3.5. Comparación entre modelos	77
3.4. Conclusiones	80
4. Modelización del balance hídrico y los recursos hídricos de los Pirineos en un contexto de cambio climático	83
4.1. Introducción	84
4.2. Metodología	86
4.3. Resultados	89
4.3.1. Forzamientos climáticos	89
4.3.2. Cambios en la temperatura	93
4.3.3. Cambios en los flujos hídricos	95
4.3.4. Cambios en las variables de estado	105
4.3.5. Cambios en otras variables: aridez y aportación	109
4.4. Conclusiones	114

Índice de Figuras

<p><i>Figura 1.1. Delimitación y principales elementos del área de estudio, incluyendo la delimitación de las administraciones de los recursos hídricos: Confederación Hidrográfica del Cantábrico (CHC), Agencia Vasca del Agua / Ur Agentzia (URA), Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), Agencia Catalana del Agua / Agencia Catalana de l'Aigua (ACA), Agence de l'eau Adour-Garonne (AEAG), y Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse (AERMIC).</i></p>	3
<p><i>Figura 1.2. Clasificación climática de los Pirineos, sistema Köppen-Geiger.</i></p>	4
<p><i>Figura 1.3. Temperatura media anual para el periodo 1981-2010.</i></p>	4
<p><i>Figura 1.4. Temperatura media mensual para el periodo 1981-2010.</i></p>	6
<p><i>Figura 1.5. Gradiente altitudinal de la temperatura media anual (izquierda), y régimen mensual promedio (derecha) en los Pirineos.</i></p>	6
<p><i>Figura 1.6. Precipitación media anual para el periodo 1981-2010.</i></p>	7
<p><i>Figura 1.7. Gradientes altitudinales de precipitación anual en los valles de los Pirineos. Los números junto al nombre del valle indican la magnitud del gradiente lineal (mm 100m-1).</i></p>	7
<p><i>Figura 1.8. Regímenes mensuales de precipitación en los valles de los Pirineos.</i></p>	8
<p><i>Figura 1.9. Tendencias anuales de temperatura (arriba) y precipitación (abajo) en el periodo 1981-2010.</i></p>	10
<p><i>Figura 1.10. Densidad de población y principales áreas urbanas.</i></p>	11
<p><i>Figura 1.11. Balance hídrico climático (precipitación anual menos evapotranspiración potencial anual), promedio para el periodo 1981-2010.</i></p>	13
<p><i>Figura 1.12. Localización de los principales embalses clasificados por su capacidad (hm³) y capacidad total de embalsado por juntas de explotación.</i></p>	15
<p><i>Figura 1.13. Histograma de capacidad de embalsado en Francia (azul) y España (naranja).</i></p>	15
<p><i>Figura 1.14. Evolución temporal del número de embalses (a) y de la capacidad total de embalsado (b) en Francia (azul) y España (naranja).</i></p>	16
<p><i>Figura 1.16. Principales áreas de protección medioambiental.</i></p>	22
<p><i>Figura 1.17. Estaciones esquí y dominio esquiable total por juntas de explotación (km).</i></p>	22
<p><i>Figura 1.18. Estaciones hidroeléctricas en función de la capacidad instalada (MW) (a), y producción media anual por juntas de explotación (GWh) (b).</i></p>	23
<p><i>Figura 1.19. Histograma de estaciones hidroeléctricas mayores de 1 MW en función de la capacidad instalada (MW) en Francia (azul) y España (naranja).</i></p>	23
<p><i>Figura 1.20. Evolución temporal del número de estaciones hidroeléctricas (a) y de la capacidad total instalada (b) en Francia (azul) y España (naranja).</i></p>	24
<p><i>Figura 1.21. Principales núcleos y regiones urbanas.</i></p>	25
<p><i>Figura 1.22. Uso del agua en agricultura: áreas no irrigadas o temporalmente irrigadas y áreas permanentemente irrigadas.</i></p>	26
<p><i>Figura 2.1. Evolución temporal del número de estaciones de aforo disponibles (línea negra), y representación gráfica de la longitud de las series de datos individuales (líneas grises).</i></p>	34
<p><i>Figura 2.2. Evolución temporal del número de estaciones piezométricas disponibles (línea negra), y representación gráfica de la longitud de las series de datos individuales (líneas grises).</i></p>	35
<p><i>Figura 2.3. Estaciones de aforo seleccionadas para el estudio de los caudales, y sus cuencas vertientes.</i></p>	36

<i>Figura 2.4. Localización de las estaciones de nivel piezométrico seleccionados para el estudio.</i>	36	<i>agua utilizadas en SWAT y SASER (mapa superior), masas de agua subterránea utilizadas en RECHARGE (mapa central) , y cuencas modelizadas con GIS-BALAN (mapa inferior).</i>	60
<i>Figura 2.5. Hidrograma completo (evolución temporal de los caudales diarios) y cambios decadales en la función de distribución acumulada (ECDF) de los caudales observados en los aforos 9063 (río Esca en Sigüés) y Q7002910 (Gave d'Oloron en Oloron-Sainte-Marie).</i>	41	<i>Figura 3.2: Tipología de masas de aguas subterráneas de los Pirineos en función de sus condiciones de flujo y de sus características litológicas dominantes.</i>	61
<i>Figura 2.6. Series temporales anuales y mensuales de indicadores de caudal en el aforo 9018 (río Aragón en Jaca), periodo 1950-2019. Las líneas rojas indican las tendencias significativas, con indicación de la magnitud de la tendencia (números rojos).</i>	42	<i>Figura 3.3. Temperatura media anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior) y RECHARGE (mapa inferior).</i>	63
<i>Figura 2.7. Resultados de los análisis de tendencias en los caudales históricos observados de los Pirineos para el periodo 1960-2019.</i>	43	<i>Figura 3.4. Precipitación media anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior), SASER (mapa central) y RECHARGE (mapa inferior).</i>	64
<i>Figura 2.8. Resultados de los análisis de tendencias de los caudales de los Pirineos para el mes de mayo para diferentes periodos temporales.</i>	44	<i>Figura 3.5. Evapotranspiración media anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior), SASER (mapa central) y RECHARGE (mapa inferior).</i>	66
<i>Figura 2.9. Resultados de los análisis de tendencias de los caudales de los Pirineos para el mes de octubre para diferentes periodos temporales.</i>	45	<i>Figura 3.6. Índice de aridez (ratio entre evapotranspiración real y potencial) en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior) y SASER (mapa central) y RECHARGE (mapa inferior).</i>	67
<i>Figura 2.10. Resultados de los análisis de tendencias en los niveles piezométricos medios anuales de los Pirineos para el periodo 1995-2019.</i>	46	<i>Figura 3.7. Fusión nival media anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior), SASER (mapa central) y RECHARGE (mapa inferior).</i>	68
<i>Figura 2.11. Distribución municipal del número total de eventos de inundación que han afectado el área de los Pirineos para el periodo 1981-2015.</i>	47	<i>Figura 3.8. Recarga media anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT.</i>	70
<i>Figura 2.12. Distribución del número de eventos de inundación con daños notables (extraordinarios y catastróficos) que han afectado el área de los Pirineos para el periodo 1981-2015.</i>	47	<i>Figura 3.9. Recarga anual potencial en el periodo 1981-2010: modelización RECHARGE.</i>	70
<i>Figura 2.13. Distribución del número de eventos extraordinarios de inundación que han afectado el área de los Pirineos para el periodo 1981-2015.</i>	48	<i>Figura 3.10. Generación de escorrentía anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior) y SASER (mapa inferior).</i>	71
<i>Figura 2.15. Distribución mensual del número de episodios de inundación notables que han afectado el área de los Pirineos para el periodo 1981-2015.</i>	49	<i>Figura 3.11. Contribución de la fusión de nieve a la escorrentía anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior) y SASER (mapa inferior).</i>	72
<i>Figura 3.1. Unidades espaciales para la extracción de resultados de la modelización: cuencas hidrográficas y superficies vertientes a masas de</i>		<i>Figura 3.12. Agua en el suelo (promedio anual) en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior), SASER (mapa central) y RECHARGE (mapa inferior). Nótese la diferencia en las unidades.</i>	74

<i>Figura 3.13. Cobertura de nieve (equivalente en agua promedio) en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior) y SASER (mapa inferior).</i>	75	<i>Figura 4.6. Temperatura media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.</i>	94
<i>Figura 3.14. Contribución anual de caudal superficial en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (arriba) y SASER (abajo).</i>	76	<i>Figura 4.7. Cambio en la precipitación media anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenario de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).</i>	95
<i>Figura 3.15. Comparación de los principales flujos simulados por SWAT y SASER, a escala anual: precipitación (PRECIP, mm), evapotranspiración (ET, mm), fusión nival (SNOMELT, mm) y generación de caudal (WYLD, mm).</i>	77	<i>Figura 4.8. Precipitación media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.</i>	96
<i>Figura 3.16. Comparación del patrón estacional de los principales flujos simulados por SWAT y SASER: precipitación (PRECIP, mm), evapotranspiración (ET, mm), fusión nival (SNOMELT, mm) y generación de caudal (WYLD, mm).</i>	78	<i>Figura 4.9. Cambio en la evapotranspiración media anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).</i>	97
<i>Figura 3.17. Comparación de indicadores de rendimiento de las simulaciones realizadas con SASER y SWAT para el conjunto de estaciones de aforo de referencia. Se muestra un indicador general de acuerdo entre los caudales predichos y observados (KGE), y el sesgo relativo (PBIAS).</i>	79	<i>Figura 4.10. Evapotranspiración media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.</i>	98
<i>Figura 4.1. Diferencias en los forzamientos climáticos: temperatura media mensual en el conjunto de los Pirineos para tres horizontes temporales y dos escenario de emisiones (RCP 4.5 y 8.5), a partir de seis modelos globales (GCM). Líneas continuas: downscaling estadístico sin corrección de sesgo; líneas discontinuas: con corrección de sesgo.</i>	90	<i>Figura 4.11. Cambio en la generación de caudal media anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenario de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).</i>	99
<i>Figura 4.2. Diferencias en los forzamientos climáticos: precipitación media mensual en el conjunto de los Pirineos para tres horizontes temporales y dos escenario de emisiones (RCP 4.5 y 8.5), a partir de seis modelos globales (GCM). Líneas continuas: downscaling estadístico sin corrección de sesgo; líneas discontinuas: con corrección de sesgo.</i>	90	<i>Figura 4.12. Generación de caudal media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.</i>	100
<i>Figura 4.3. Diferencias en los forzamientos climáticos: cambio en la precipitación media anual para el horizonte 2011-2040 con respecto a 1981-2010 bajo el escenario RCP 4.5. Valores obtenidos a partir del downscaling estadístico de seis modelos GCM sin corrección de sesgo.</i>	91		
<i>Figura 4.4. Diferencias en los forzamientos climáticos: cambio en la precipitación media anual para el horizonte 2011-2040 con respecto a 1981-2010 bajo el escenario RCP 4.5. Valores obtenidos a partir de tres modelos GCM con corrección de sesgo.</i>	92		
<i>Figura 4.5. Cambio en la temperatura media anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER).</i>	93		

Figura 4.13. Cambio en la fusión de nieve media anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

101

Figura 4.14. Fusión de nieve media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

102

Figura 4.15. Cambio en la recarga de acuíferos media anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de seis modelos GCM (6 simulaciones SWAT). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

103

Figura 4.16. Recarga media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (6 simulaciones SWAT), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

104

Figura 4.17. Cambio en la reserva de agua en el suelo media con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

105

Figura 4.18. Reserva de agua en el suelo media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

106

Figura 4.19. Cambio en la cubierta de nieve anual media (snow water equivalent) con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER).

107

Figura 4.20. Cubierta de nieve media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

108

Figura 4.21. Cambio en el índice de aridez anual (evapotranspiración real / evapotranspiración potencial) con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

109

Figura 4.22. Aridez media mensual (evapotranspiración real / evapotranspiración potencial) sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

110

Figura 4.23. Cambio la contribución (aporte de caudal) anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de seis modelos GCM (6 simulaciones SWAT). La línea discontinua indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

111

Figura 4.24. Contribución media mensual del conjunto de los ríos de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de seis modelos GCM (6 simulaciones SWAT), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

112

Figura 4.25. Cambio en la contribución media mensual del conjunto de los ríos de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de seis modelos GCM (6 simulaciones SWAT), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

113

1. Los recursos hídricos de los Pirineos y su relevancia regional

Santiago Beguería (EEAD-CSIC), Yvan Caballero (BRGM), Pierre Le Cointe (BRGM), Leticia Palazón (EEAD-CSIC)

Los Pirineos son una cordillera montañosa localizada al norte de la Península Ibérica entre los países de España, Francia y Andorra. Con una baja densidad de población en contraste con los territorios que la rodean, los Pirineos tienen una importancia regional excepcional en cuanto a la generación de recursos hídricos. Así, los recursos hídricos de los Pirineos tienen una relevancia que excede los límites de la propia cordillera, alimentando las necesidades de agua para la agricultura, la industria y el abastecimiento de una amplia región del suroeste europeo. El aprovechamiento de estos recursos se fue desarrollando a lo largo del siglo XX mediante la construcción de sistemas de regulación (presas), en ambas vertientes de la cordillera. En la actualidad, la gestión de los recursos hídricos de los Pirineos se reparte entre distintos organismos. El uso del agua de los Pirineos asciende a 7500 hm³ anuales, predominando fuertemente el uso de los recursos superficiales (caudales circulantes). Existen fuertes diferencias entre países, ya que en la vertiente española el uso del agua de los Pirineos es mucho más intensivo, así como el predominio del uso de aguas superficiales. El uso agrícola es predominante, sobre todo en la vertiente sur, seguido por el abastecimiento urbano y el uso industrial. En la vertiente sur destacan grandes superficies irrigadas que se alimentan de recursos superficiales almacenados en grandes embalses, mientras que en la vertiente norte no existen grandes sistemas de distribución para irrigación y predomina el aprovechamiento de caudales circulantes y del subsuelo. El aprovechamiento hidroeléctrico es muy importante en ambas vertientes de la cordillera, existiendo numerosas centrales y con una importante potencia instalada. Finalmente, el agua y sus diversas manifestaciones en la cordillera (glaciares, manto de nieve, lagos de montaña, manantiales y cascadas, ríos) constituyen un recurso medioambiental importantísimo y contribuyen de forma muy importante al atractivo turístico de la región.

*Citar como: Beguería S., Caballero Y., Le Cointe P., Palazón L., 2023. Los recursos hídricos de los Pirineos y su importancia regional. En (Beguería S., ed.) Caracterización de los recursos hídricos de los Pirineos en la actualidad, y escenarios futuros. Memorias científicas del proyecto PIRAGUA, vol. 1. Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC), Zaragoza, España, 1-28.
<https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/14683>*

1.1. Introducción: el contexto geográfico

1.1.1. Geología y relieve

La cordillera Pirenaica es uno de los sistemas montañosos más occidentales del Sistema Alpino-Himalayo, un complejo orogénico que se extiende desde el Atlántico (cordillera Cantábrica) hasta las islas de Java y Sumatra, recorriendo el Mediterráneo (sistema Bético, Atlas-Rif, Alpes, Apeninos, Alpes Dináricos, Cárpatos, Balcanes), Oriente Medio (Cáucaso, Elburz, Zagros) y Asia (Hindu Kush, Pamir, Karakórum e Himalaya). Este complejo sistema se originó a lo largo de varios pulsos tectónicos entre el Paleoceno (hace aproximadamente 60 M años) y el Mioceno (10 M años) por la convergencia entre las placas africana, india y cimeria contra la placa euroasiática.

Los Pirineos se sitúan al norte de la Península Ibérica, extendiéndose a lo largo de más de 400 km entre el océano Atlántico (Golfo de Vizcaya) al oeste y el mar Mediterráneo (Cabo de Creus) al este, y alcanzando una anchura de casi 150 km en su parte central ([Figura 1.1](#)). Se formaron entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior en el contexto del gran plegamiento Alpino-Himalayo, por la convergencia entre la microplaca Ibérica y la placa Euroasiática. Este acortamiento produjo un intenso plegamiento y fracturación de los sedimentos que rellenaban la cuenca marina mesozoica y parte de su basamento paleozoico. La actividad tectónica compresiva duró unos 60 millones de años, considerándose la cordillera inactiva en la actualidad.

Al contrario que los Alpes, en cuya estructura predominan los mantos de corrimiento, los Pirineos se consideran principalmente una cordillera de plegamiento autóctono. Estructuralmente, se suele distinguir entre una zona septentrional al norte de la llamada Falla Norpirenaica, con vergencia hacia el norte, y una zona meridional con vergencia hacia el sur. En esta última, de mayor desarrollo superficial, se suele distinguir entre la Zona Axial, integrada por rocas de edad paleozoica, (fundamentalmente granito y gneiss) y la Zona Surpirenaica, compuesta por rocas mesozoicas y terciarias (principalmente calizas). Los piedemontes de la cordillera los constituyen las cuencas terciarias

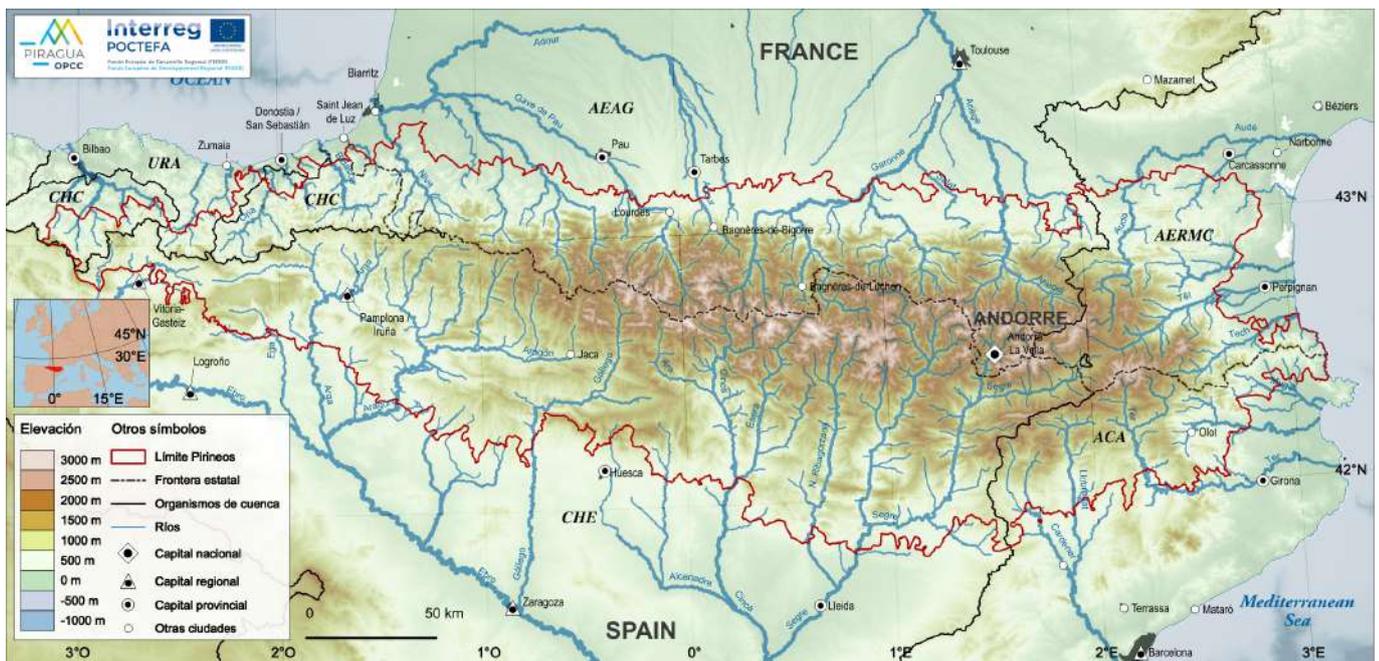


Figura 1.1. Delimitación y principales elementos del área de estudio, incluyendo la delimitación de las administraciones de los recursos hídricos: Confederación Hidrográfica del Cantábrico (CHC), Agencia Vasca del Agua / Ur Agentzia (URA), Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), Agencia Catalana de l'Aigua (ACA), Agence de l'eau Adour-Garonne (AEAG), y Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse (AERMC).

(Fuente: elaboración propia.)

de Aquitania, al norte, y del Ebro al sur. Una excelente introducción a la geología y relieve de los Pirineos se puede encontrar en Babault et al. (2007).

Fisiográficamente, los Pirineos se suelen dividir en tres partes. El Pirineo Atlántico cubre desde los montes vascos y el golfo de Vizcaya hasta el valle del Aragón, con elevaciones crecientes de oeste a este. El Pirineo central, entre los valles del Aragón y de Arán, acoge los macizos y picos más altos de la cordillera (Aneto, 3404 m; Posets, 3375 m; Monte Perdido, 3355 m). El Pirineo oriental, entre el valle de Arán y el mar Mediterráneo, presenta una altitud también elevada, descendiendo bruscamente hacia el mar. En cuanto a su organización norte-sur, la vertiente sur o española se caracteriza por una sucesión de cadenas que descienden progresivamente en altitud constituyendo un notable piedemonte, mientras que la vertiente norte o francesa presenta un descenso más abrupto de la altitud sin presencia de piedemonte.

Los principales ríos de los Pirineos drenan al Atlántico en su vertiente norte (sistemas del Adur y Garona) y al Mediterráneo en su vertiente sur (sistema del Ebro). Además, hay cuencas más

pequeñas en los extremos occidental (Bidasoa, Oria, Ega) y oriental (Llobregat, Ter, Muga, Tech, Tet, Aude). La red hidrográfica se caracteriza por la presencia de numerosos cursos de agua, que adoptan en general una disposición norte-sur, si bien algunos tramos se alinean en sentido oeste-este. A diferencia de otras cordilleras alpinas como los Alpes, los Pirineos carecen de grandes lagos de fondo valle. Sin embargo, existen innumerables lagos de alta montaña de tamaño medio a pequeño, y es característica del macizo la presencia de circos glaciares y numerosas cascadas en las zonas de cabecera.

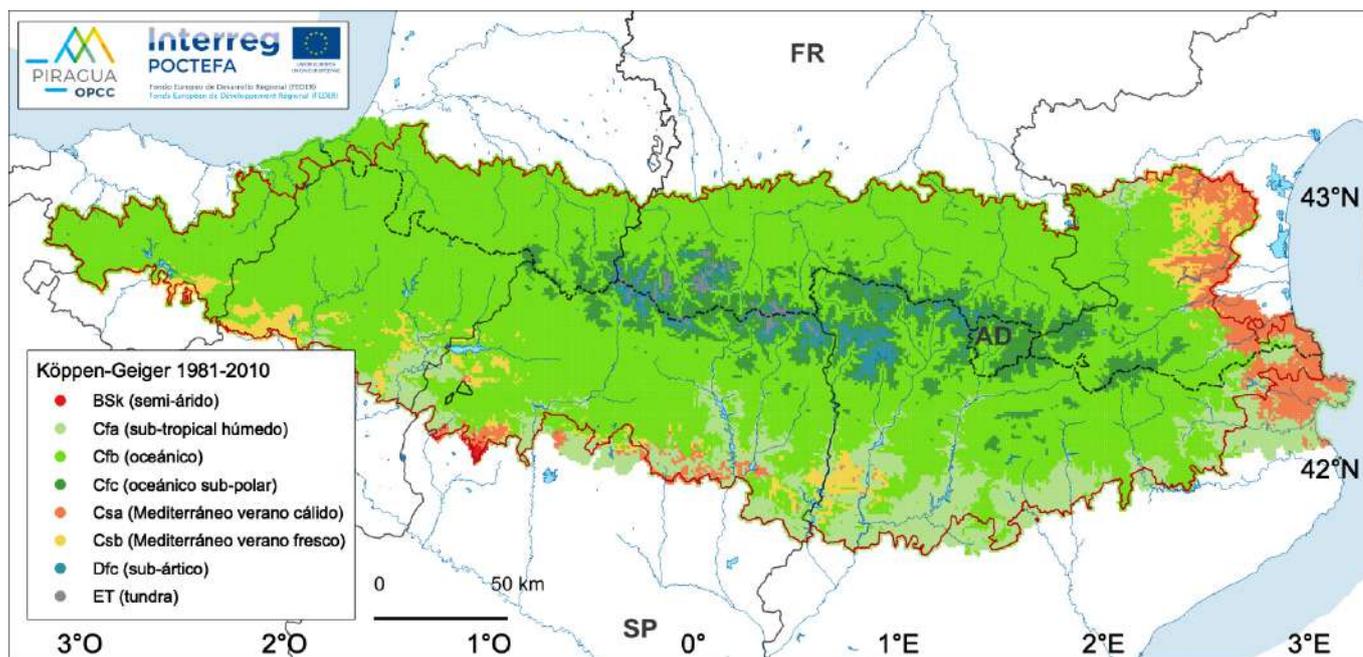


Figura 1.2. Clasificación climática de los Pirineos, sistema Köppen-Geiger.

(Fuente: CLIMPY-OPCC, 2019; elaboración propia.)

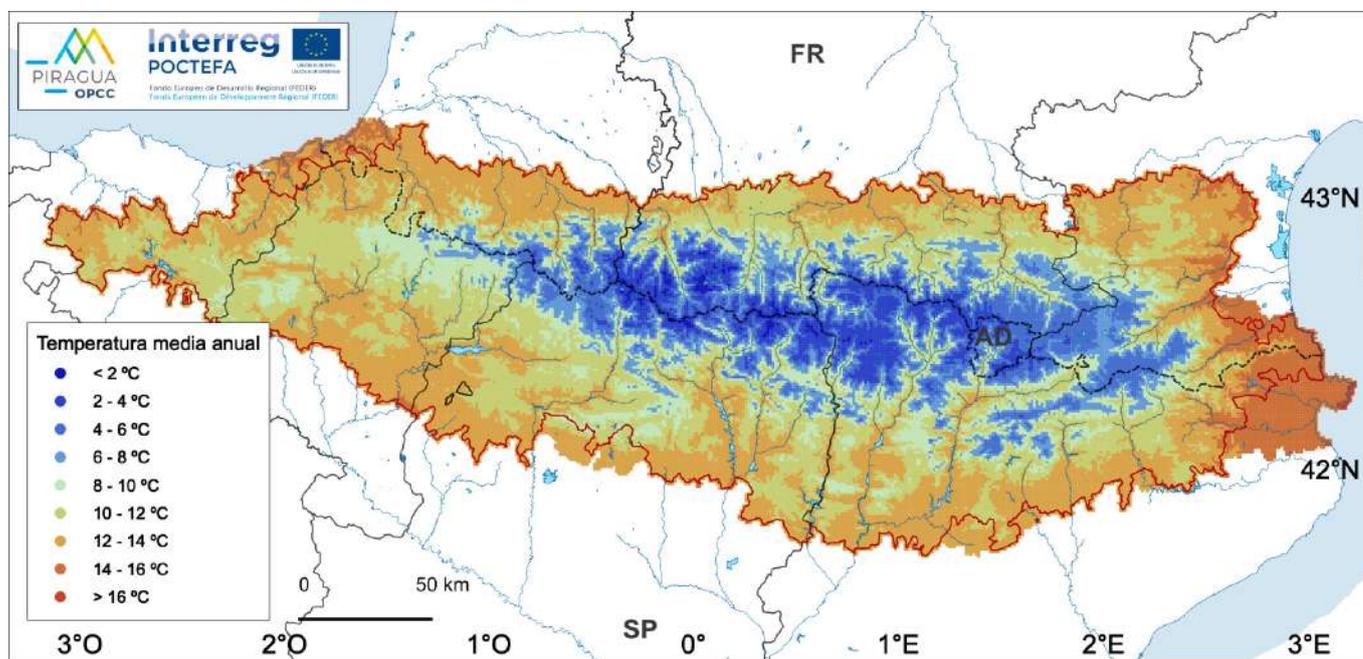


Figura 1.3. Temperatura media anual para el periodo 1981-2010.

(Fuente: CLIMPY-OPCC, 2022; elaboración propia.)

1.1.2. Clima

El contexto climático resulta fundamental para comprender el ciclo hidrológico de los Pirineos y los cambios esperables en el contexto del cambio climático. Los gradientes altitudinales y la exposición a las masas de aire oceánicas (Atlántico y Mediterráneo) y continentales (euro-siberianas y africanas) determinan el clima de los Pirineos. Para la elaboración de esta sección se ha utilizado la base de datos en rejilla basada en observaciones meteorológicas desarrollada por el proyecto CLIMPY (CLIMPY-OPCC, 2019), para el periodo de referencia 1981-2010.

Según la clasificación climática de Köppen-Geiger (Figura 1.2), la mayoría del territorio de los Pirineos presenta un clima de tipo Cfb u oceánico templado, caracterizado por veranos templados e inviernos no muy fríos, y sin grandes contrastes estacionales de precipitación. En su margen oriental predomina el clima Mediterráneo con verano cálido (Csa), cambiando gradualmente a Mediterráneo con verano fresco (Csb) hacia el interior. Los climas del tipo Cs o Mediterráneos se caracterizan por temperaturas suaves y un fuerte contraste de precipitación entre las estaciones, con inviernos húmedos y veranos secos a muy secos. Las temperaturas de verano marcan la diferencia entre los sub-tipos a y b. En el margen meridional el clima más frecuente es el tipo Cfa o subtropical húmedo, similar a los climas tipo Cs pero con verano menos seco; es decir, se trataría de un clima de transición oceánico-Mediterráneo. En los sectores más elevados de la cordillera se produce una transición hacia los climas fríos. Así, el clima de tipo Cfc (oceánico sub-polar) presenta de uno a tres meses con temperaturas medias por debajo de 10 °C. Este da paso a los climas netamente fríos propios de latitudes mucho mayores, como el tipo Dfc (sub-ártico) con al menos un mes por debajo de 0 °C, y el tipo ET (tundra), donde ningún mes supera los 10 °C de temperatura media.

La temperatura media del aire en los Pirineos es de 10.5 °C, aunque existen importantes diferencias espaciales entre los sectores más elevados y fríos que superan escasamente los 0 °C

de media anual, y los más cálidos que alcanzan los 16 °C (Figura 1.3). La variabilidad interanual de la temperatura media de los Pirineos es de 0.5 °C, lo que nos indica que la diferencia media entre unos años y otros es moderada a baja. Estacionalmente, los valores extremos se dan en enero (3.4 °C) y julio (18.9 °C), con un patrón espacial que apenas varía entre unos meses y otros (Figura 1.4).

La distribución espacial de las temperaturas en los Pirineos obedece fundamentalmente a un patrón altitudinal, sin diferencias significativas entre regiones. Así, existe un gradiente térmico altitudinal característico para toda la cordillera, con una relación casi lineal entre la altitud y la temperatura media anual caracterizado por un gradiente característico de -5 grados por cada 1000 m de elevación (Figura 1.5). Estacionalmente el gradiente es algo menos acentuado en invierno (diciembre, -4.18 °C 1000 m-1) y más acentuado en primavera (abril, -5.69 °C 1000 m-1). Estos gradientes, como se ha indicado, son muy consistente a lo largo de todo el macizo, sin que se detecten cambios reseñables a lo largo de gradientes oeste-este o norte-sur.

Tampoco existen diferencias importantes en cuanto a la variabilidad estacional de las temperaturas, existiendo un régimen mensual de temperaturas muy similar a lo largo de la cordillera. Así, las temperaturas mínimas se alcanzan en diciembre-enero, mientras que las máximas lo hacen en julio-agosto, siendo ligeramente más acusado el descenso de temperaturas en otoño que el ascenso primaveral (Figura 1.5).

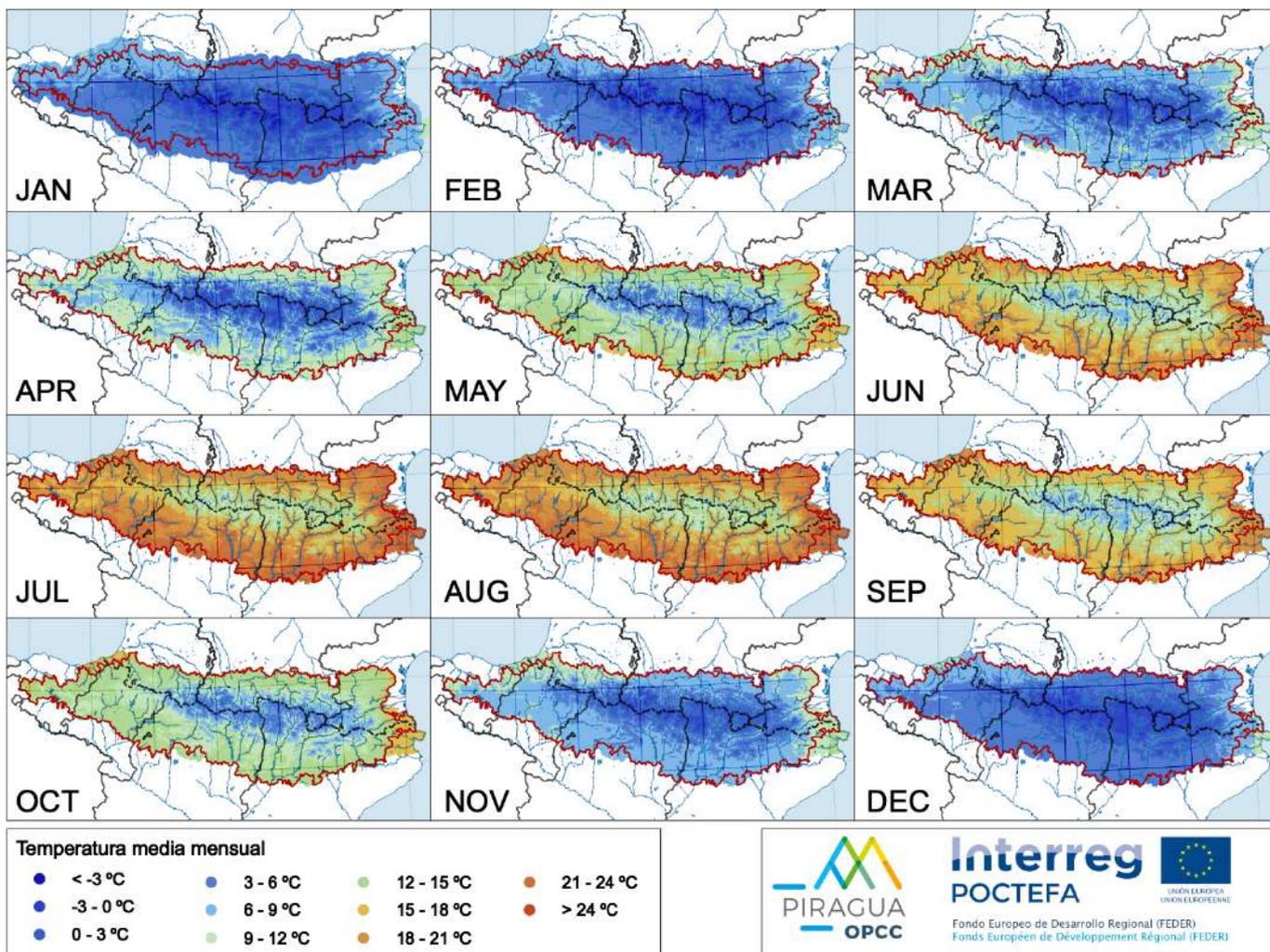


Figura 1.4. Temperatura media mensual para el periodo 1981-2010.

(Fuente: CLIMPY-OPCC, 2022; elaboración propia.)

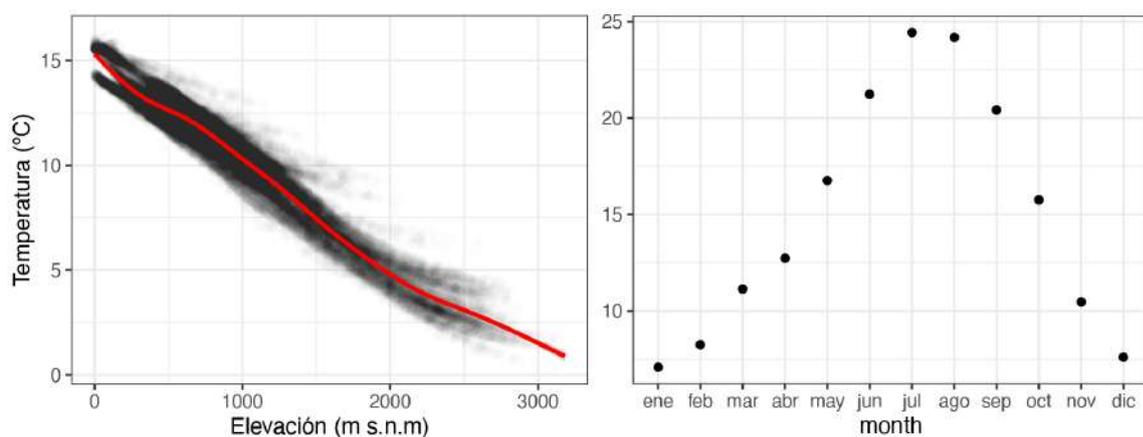


Figura 1.5. Gradiente altitudinal de la temperatura media anual (izquierda), y régimen mensual promedio (derecha) en los Pirineos.

(Fuente: CLIMPY-OPCC, 2022; elaboración propia.)

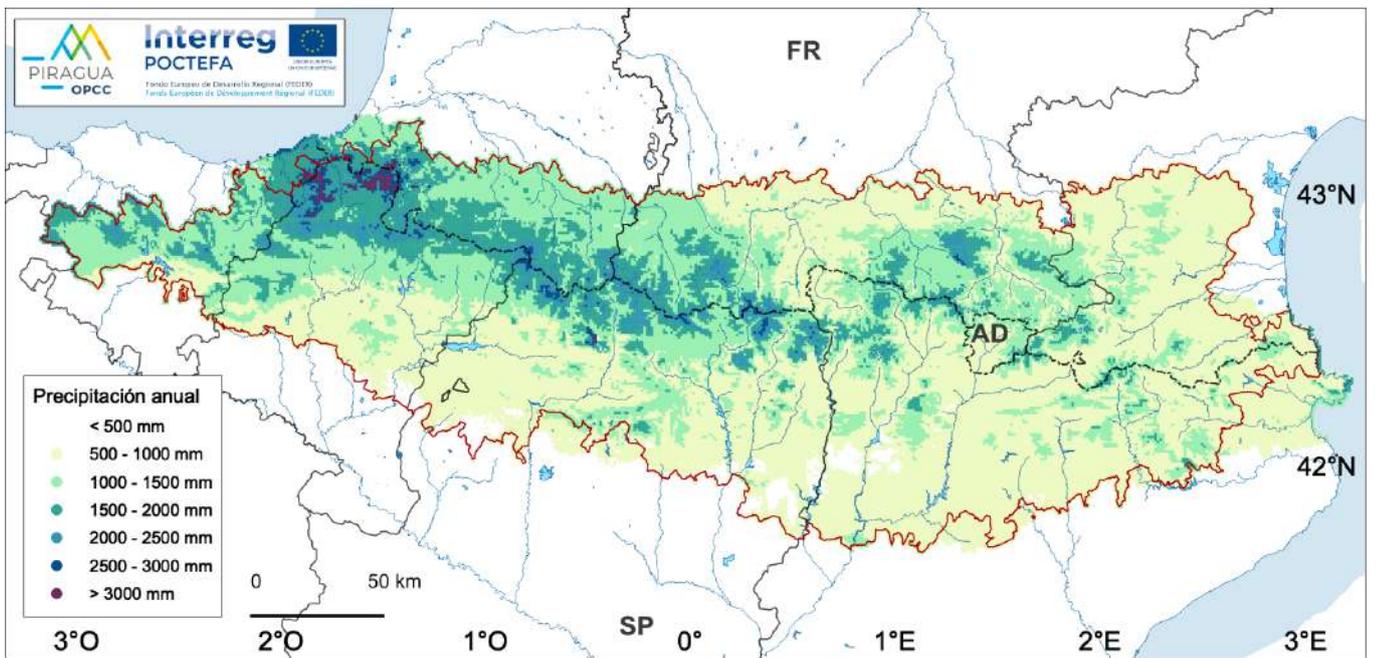


Figura 1.6. Precipitación media anual para el periodo 1981-2010.

(Fuente: CLIMPY-OPCC, 2022; elaboración propia.)

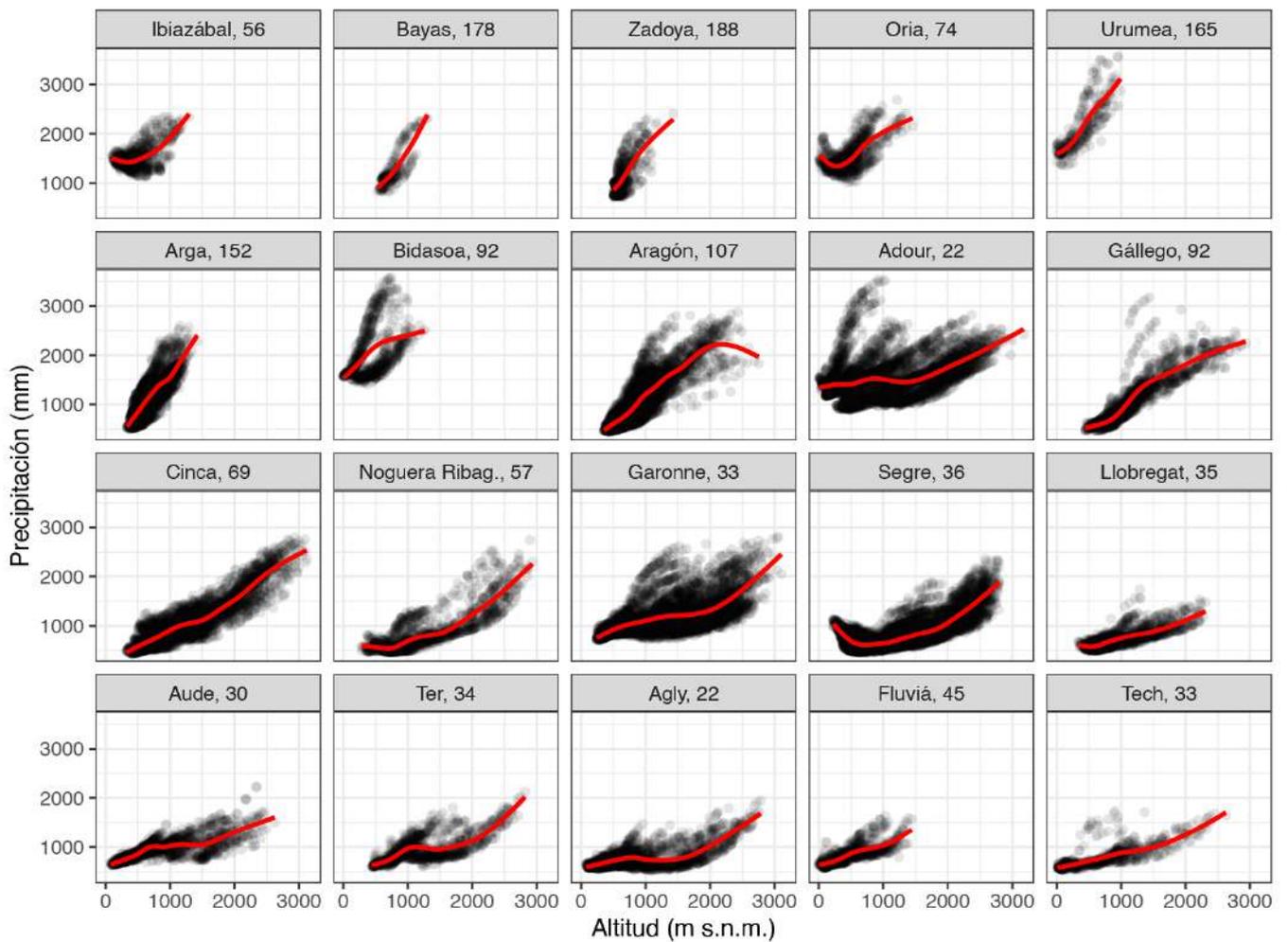


Figura 1.7. Gradientes altitudinales de precipitación anual en los valles de los Pirineos. Los números junto al nombre del valle indican la magnitud del gradiente lineal (mm 100m⁻¹).

(Fuente: CLIMPY-OPCC, 2022; elaboración propia.)

La precipitación acumulada anual presenta también importantes contrastes espaciales, con un rango que varía entre los 500 y los 3000 mm anuales (Figura 1.6). La distribución espacial de las precipitaciones se organiza en función de dos gradientes principales. Por una lado existe un claro gradiente oeste-este, que se relaciona con la importancia capital que tienen en la generación de precipitación los flujos de masas de aire cargadas de humedad provenientes del Atlántico. Por otro lado, y como cabe esperar en cualquier macizo montañoso, existe un gradiente altitudinal, con precipitaciones crecientes conforme aumenta la altitud. Así, los valores máximos de precipitación anual se concentran en la fachada atlántica, en el valle del Bidasoa, mientras que los valores más bajos se encuentran hacia el Mediterráneo y en las depresiones interiores y piedemontes. En la vertiente norte, además, la influencia atlántica se extiende por

la zona de piedemonte hasta el sector central (zona de Lourdes-Tarbes), con una rápida “mediterraneización” de las zonas de piedemonte desde allí hacia el este.

Los dos factores mencionados, longitud y altitud, no son independientes entre sí. Así, existen diferencias en los gradientes altitudinales (relación entre la precipitación y la altitud) a lo largo de los Pirineos, presentando notables contrastes de oeste a este (Figura 1.7). En la figura se muestran los gradientes altitudinales de precipitación de los diferentes valles pirenaicos, ordenados aproximadamente de oeste a este. Los gradientes más acusados, es decir con mayor incremento de la precipitación con la altitud (con más de 1000 mm de incremento cada 1000 m de altitud) se dan en los valles más occidentales, del Ibaizábal al Bidasoa. Los valles del sector central (Aragón, Gállego, Cinca) presentan gradientes algo menos

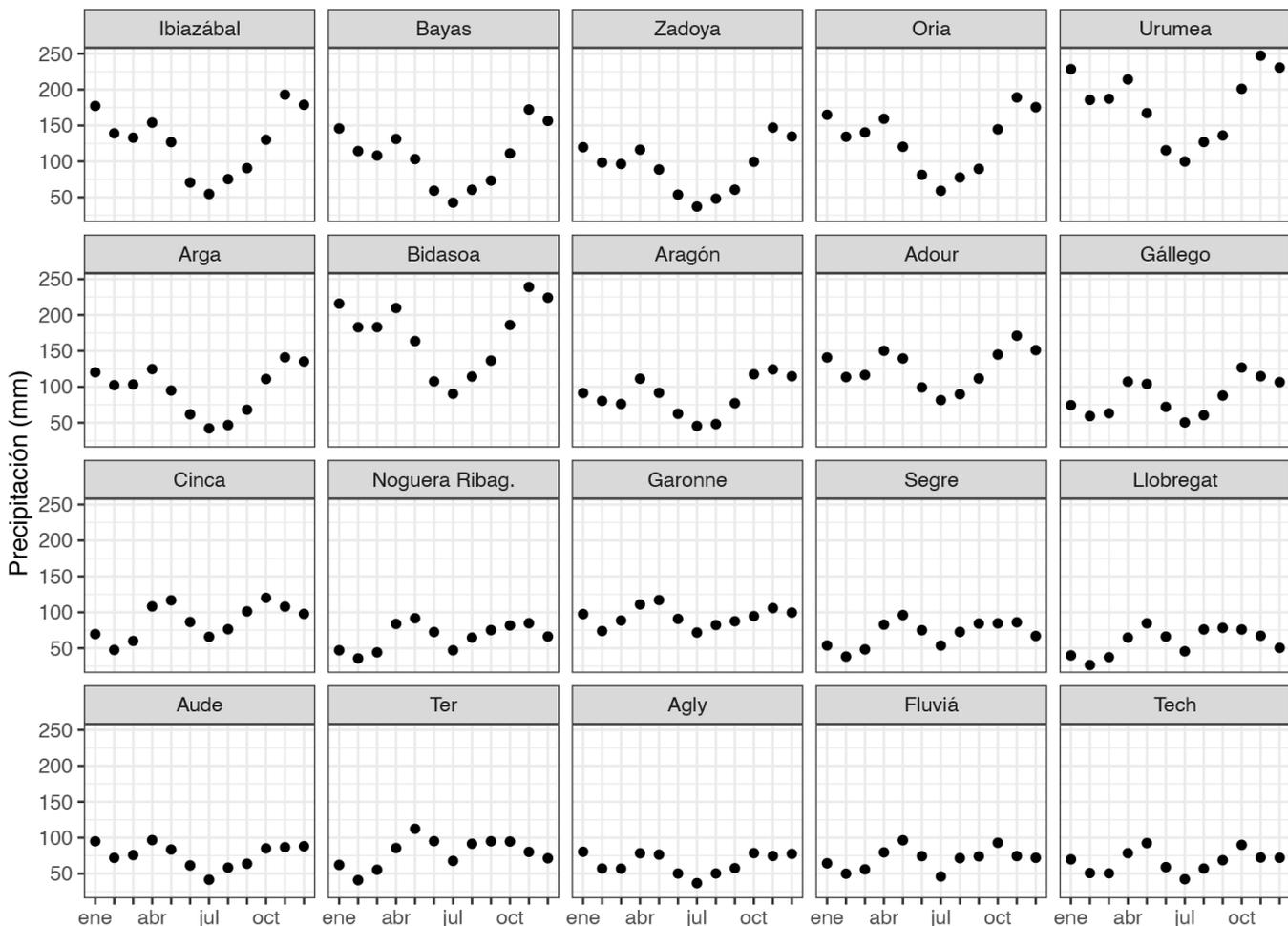


Figura 1.8. Regímenes mensuales de precipitación en los valles de los Pirineos.

(Fuente: CLIMPY-OPCC, 2022; elaboración propia.)

acusados pero todavía importantes, mientras que los valles más orientales (del Segre al Tech) muestran gradientes progresivamente menores (de hasta unos 300 mm 1000 m⁻¹). Las dos grandes cuencas francesas (Adur y Garona) presentan también gradientes medios a bajos.

El régimen mensual de las precipitaciones (**Figura 1.8**) se caracteriza por presentar un mínimo muy acusado en los meses de verano (julio), y un mínimo secundario en invierno (enero-febrero). Los máximos se dan en otoño (octubre-noviembre) y primavera (abril-mayo). Existen, sin embargo, importantes diferencias entre sectores, apareciendo de nuevo un gradiente de oeste a este. Así, en los valles más occidentales (p. ej. Bidasoa) el máximo más importante es el de otoño, y se produce en noviembre, mientras que el máximo primaveral es secundario y se produce en abril. En los valles orientales, en cambio, el máximo principal es el primaveral, que se produce en mayo, mientras que el máximo otoñal se produce en octubre y es menos acusado. También hay diferencias en los mínimos, ya que hacia el oeste el mínimo principal ocurre en verano mientras que en los valles más orientales el mínimo invernal (febrero) es más acusado. La transición entre los dos regímenes se produce de manera gradual, pudiendo situarse el punto de transición entre máximo otoñal y primaveral en el valle del Cinca. En Francia, la cuenca del Adur presenta características atlánticas mientras que el Garona presenta ya un comportamiento mediterráneo.

Las consecuencias del cambio climático global se manifiestan, sin duda, también en los Pirineos. Utilizando datos del proyecto CLIMPY del programa Interreg Poctefa, el incremento de la temperatura media anual en el territorio pirenaico ha sido de 0.8 °C por década durante el periodo 1981-2010 (**Figura 1.9**). El incremento de temperatura ha sido más acentuado en la región central de los Pirineos (cuencas del Gállego, Ara y Ésera) y en la más oriental, así como en la vertiente norte. Solamente en estas regiones la tendencia observada alcanza significación estadística, indicada mediante un sombreado (aspas negras) en la figura. En la región más occidental de los Pirineos el incremento de las temperaturas ha sido menos

notable, con valores entre 0.2 y 0.4 °C por década. La tendencia de las temperaturas ha sido más acentuada en el caso de las temperaturas mínimas que en el de las máximas, y por estaciones el incremento ha sido más acusado en primavera y verano.

En cuanto a la precipitación, la señal de cambio no es tan nítida en una sola dirección como sucede con la temperatura, observándose tanto tendencias positivas (incrementos de precipitación) como negativas (descensos) dentro del periodo 1981-2010. La tendencia media es de -1.45 mm / año, pero este no se puede considerar un valor representativo de toda la cordillera debido precisamente a la mencionada variabilidad entre unas zonas y otras. El nivel de significación, además es muy bajo, por lo que la mayoría de los cambios observados no se pueden considerar significativos. Los mayores descensos de precipitación, y los únicos significativos, se dieron en la parte central de los Pirineos, así como en la cuenca del Bidasoa, con descensos de hasta 30 mm por año. Las únicas tendencias positivas significativas se observaron en las partes altas del sistemas de la Gave de Pau, también en el Pirineo central.

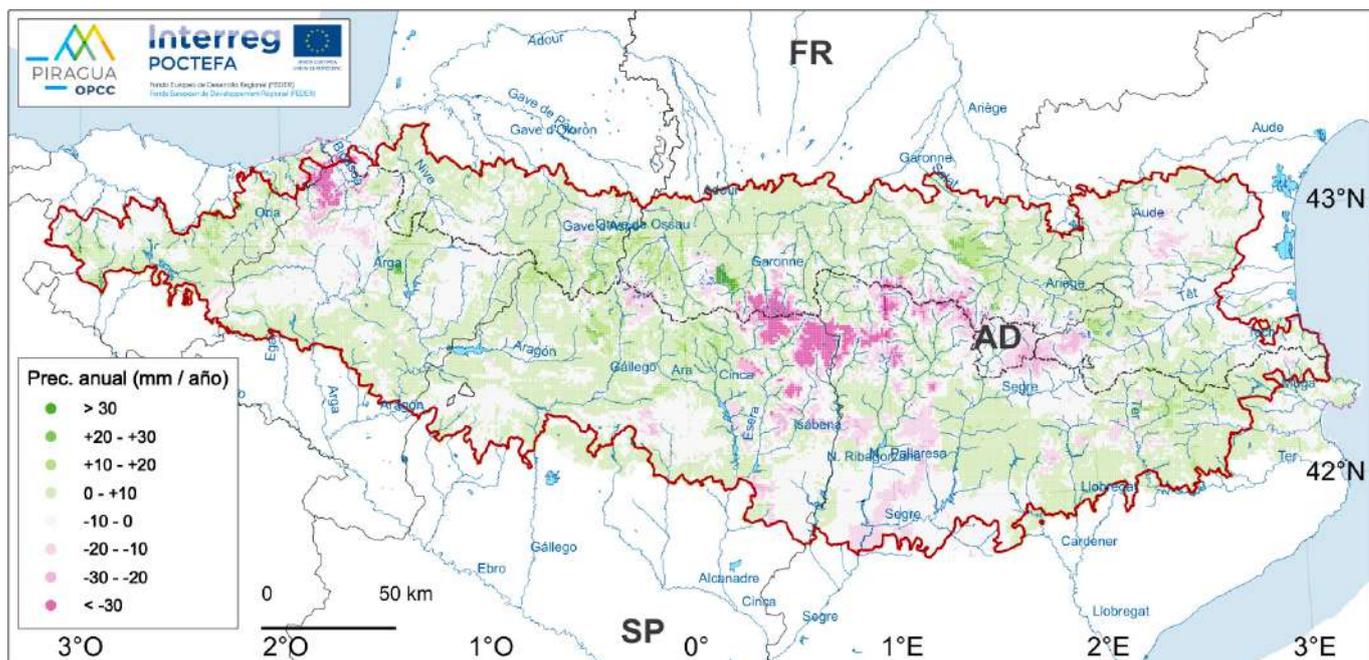
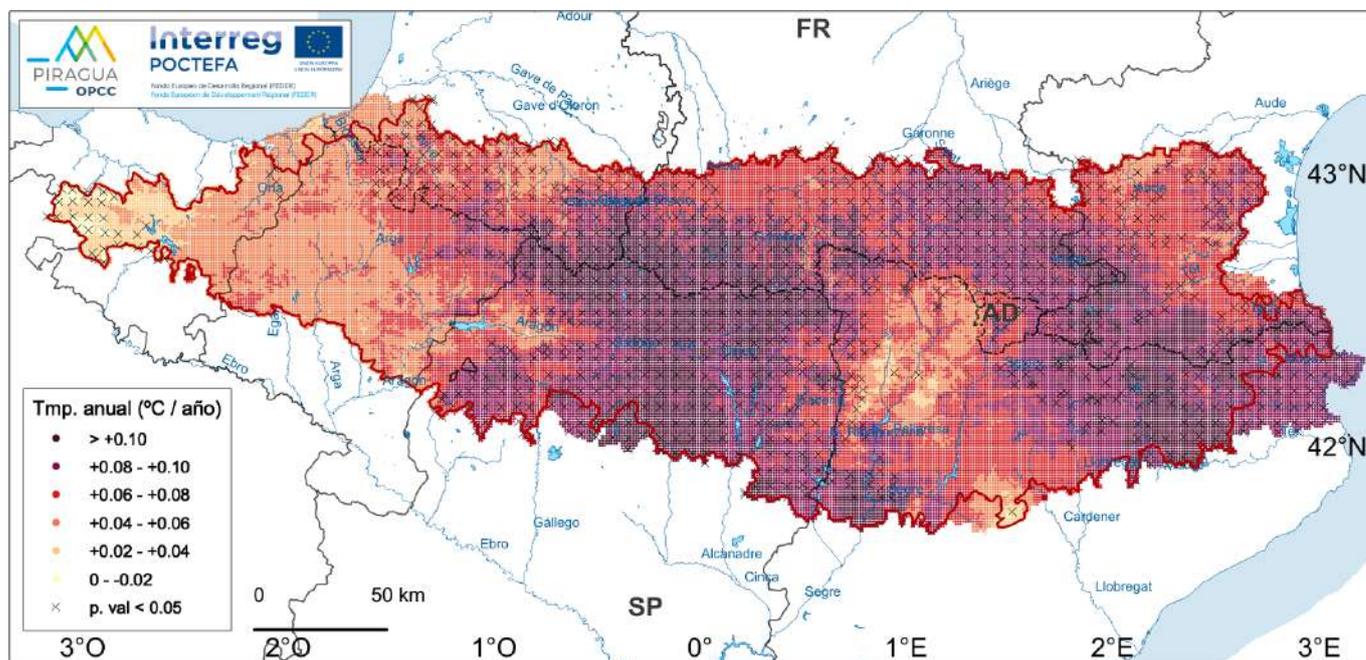


Figura 1.9. Tendencias anuales de temperatura (arriba) y precipitación (abajo) en el periodo 1981-2010.

(Fuente: CLIMPY-OPCC, 2022; elaboración propia.)

1.1.3. División administrativa y población

En su mayor parte, la divisoria de aguas principal de la cordillera constituye la frontera entre Francia (al norte) y España (al sur), e incluye el pequeño estado de Andorra. La excepción más notable la constituye el Valle de Arán, que perteneciendo a España se localiza en la vertiente norte de la cordillera, en la cabecera del río Garona. Andorra, por su parte, se localiza en la vertiente sur, en la cabecera del río Gran Valira en la cuenca del río Segre. La parte española de los Pirineos se distribuye entre las provincias de Gipuzkoa (País Vasco), Navarra (Navarra), Huesca (Aragón) y Lleida, Barcelona y Girona (Cataluña). La parte francesa incluye partes de los departamentos de los Pirineos Atlánticos (Nueva Aquitania) y Altos Pirineos, Alto Garona, Ariège, Aude y Pirineos Orientales (Occitania).

Como muchos macizos montañosos, la densidad de población de los Pirineos es muy baja, en torno a 32 habitantes por km² para una población total de unos 1,5 millones (Figura 1.10). La distribución de la población es muy

irregular, y presenta diferencias entre países. La vertiente francesa presenta una mayor dispersión de la población, mientras que en la vertiente española la población se presenta más agrupada en torno a los núcleos de población. Andorra, con una población de 77.000 habitantes, tiene una densidad de población cercana a los 100 habitantes por km². No existen grandes ciudades, siendo Pamplona (319.000) el núcleo urbano más poblado. Otros núcleos de población importantes son Andorra la Vella (22.000), Lourdes (14.000), Jaca (13.000), o Foix (10.000). Alrededor de la cordillera, sin embargo, se concentra una población de más de 14 millones, con grandes urbes como Barcelona (1,6 millones), Toulouse (1,3 millones), Zaragoza (700.000), San Sebastián (430.000), Lleida (135.000), Perpignan (120.000) o Pau (77.000).

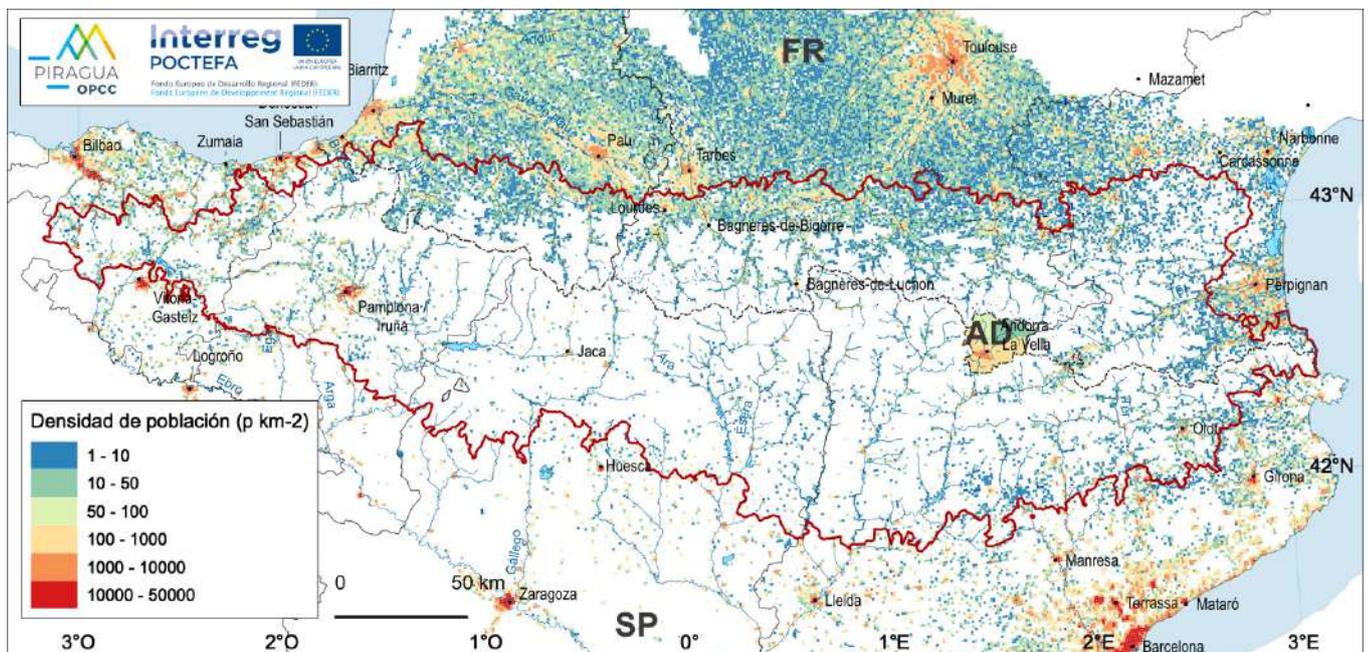


Figura 1.10. Densidad de población y principales áreas urbanas.

(Fuente: Eurostat, 2018; Govern d'Andorra, 2020. PIRAGUA_resources.)

1.2. Relevancia regional de los recursos hídricos de los Pirineos

Los Pirineos tienen una importancia excepcional en cuanto a la generación de recursos hídricos, siendo este uno de sus principales recursos naturales. Los recursos hídricos de los Pirineos son muy notables y juegan un papel fundamental no sólo dentro del propio ámbito geográfico de la cordillera, sino en una amplia área de influencia que incluye las cuencas del Ebro, Adur-Garona, cuencas vascas, cuencas internas catalanas y cuencas mediterráneas francesas. En la cuenca del Ebro, por ejemplo, se estima que los ríos de los Pirineos representan cerca del 70% de los recursos hídricos totales de la cuenca.

Muchos de los macizos montañosos del planeta presentan un papel fundamental en los recursos hídricos a nivel regional. Los motivos de esta importancia hay que buscarlos en razones climáticas y geo-económicas. Por un lado los sistemas montañosos, debido a su relieve destacado, actúan como barreras ante los flujos atmosféricos, lo que da lugar a climas muy contrastados con respecto a las llanuras que los rodean. En el caso de los Pirineos, la distribución regional del balance hídrico climático anual promedio refleja muy bien esta circunstancia ([Figura 1.11](#)). El balance hídrico climático se obtiene como la diferencia entre la precipitación anual y la demanda atmosférica de humedad, y permite conocer el grado de humedad o aridez del clima. En el caso del Pirineo, el balance hídrico climático es eminentemente positivo indicando ausencia de aridez y un claro excedente hídrico, con valores que superan los 1000 y los 1500 mm anuales en un amplio sector, sobre todo cerca de la divisoria y en la vertiente norte. Las llanuras de alrededor presentan, en cambio, valores muy inferiores e incluso netamente negativos. Es el caso sobre todo del piedemonte sur, en España, y de las llanuras costeras mediterráneas de España y Francia. También se alcanzan valores negativos, si bien más moderados, en la llanura del Garona a partir de Toulouse. Los valores del balance climático en estas regiones son indicativos de escasez de recursos hídricos, por lo que los ríos que descienden de los Pirineos constituyen la fuente principal del recurso.

Por otro lado, ya hemos visto anteriormente que existe una concentración de la población en las regiones que rodean la cordillera. Esta concentración también lo es de la demanda de recursos hídricos para abastecimiento, agricultura e industria, como veremos más adelante.

Desde el punto de vista de la administración de los recursos hídricos, la región está repartida entre varios organismos. Estos aparecen delimitadas en el mapa de la **(Figura 1.1)**. Se trata, de oeste a este, de la Confederación Hidrográfica del Cantábrico (CHC) y la Agencia Vasca del Agua / Ur Agentzia (URA), la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), la Agencia Catalana del Agua / Agencia Catalana de l'Aigua (ACA), el Ministeri de Medi Ambient, Agricultura i Sostenibilitat de Andorra (MMAAS), la Agence de l'eau Adour-Garonne (AEAG), y la Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse (AERMC). Estos organismos dependen a su vez de diferentes administraciones, como son el Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico del Gobierno de España (CHC, CHE), el Gobierno Vasco (URA), la Generalitat de Catalunya (ACA), el Gobierno de Andorra (MMAAS), y el Ministerio para la Transición Ecológica de Francia (AEAG, AERMC).

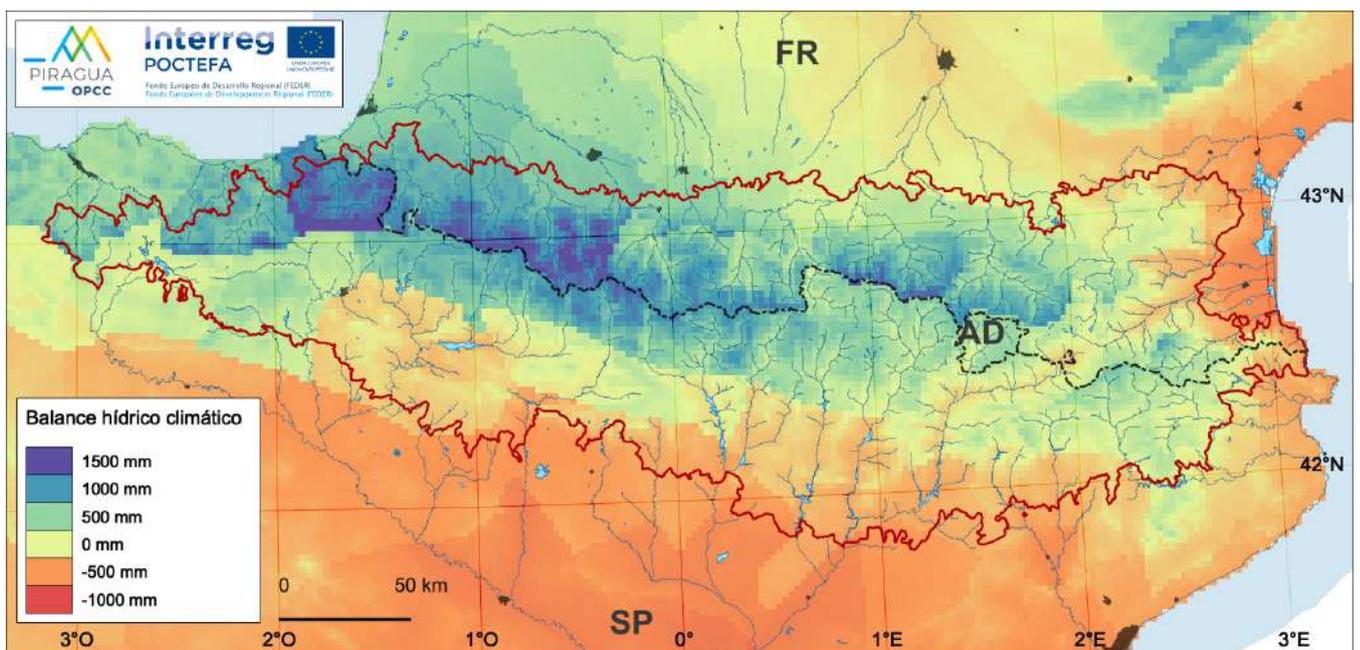


Figura 1.11. Balance hídrico climático (precipitación anual menos evapotranspiración potencial anual), promedio para el periodo 1981-2010.

(Fuente: PIRAGUA_atmos_analysis.)

1.3. Desarrollo histórico del aprovechamiento de los recursos hídricos de los Pirineos

El aprovechamiento de los recursos hídricos de los Pirineos se remonta posiblemente a la antigüedad, pero fue en la segunda mitad del siglo XIX cuando comenzaron a planificarse infraestructuras hidráulicas de gran capacidad. Así, comenzó la construcción de presas para ampliar la capacidad y regular algunos lagos de alta montaña y cursos de agua corriente, y el desarrollo en paralelo de canales artificiales para la derivación de las aguas. Uno de los primeros ejemplos es el Canal de la Neste en el departamento francés de los Altos Pirineos, construido entre 1848 y 1862. El objetivo del canal es alimentar artificialmente los cursos de agua de la región de Lannemezan, pobre en recursos superficiales por su configuración geológica, con caudales procedentes del río Neste. Para poder regular los caudales de dicho río se construyeron, en las décadas siguientes, diversas presas en lagos de la cabecera del Neste (Orédon, Cap de Long, Caillauas, Aubert, Aumar). En todos los casos se combinaron desde un primer momento los objetivos de regulación de caudal con el aprovechamiento hidroeléctrico, en un modelo que se repetiría después a lo largo y ancho de la cordillera, hasta nuestros días.

Los embalses son las infraestructuras fundamentales que permiten la gestión de los recursos hídricos superficiales de los Pirineos. La capacidad actual de embalsado excede los 6200 hm³, repartidos entre casi 400 embalses de diverso tamaño ([Figura 1.12](#)). Existen diferencias importantes en cuanto a la capacidad de embalsado y número de embalses entre los distintos sectores de los Pirineos, así como entre los países ([Figura 1.13](#)). En la vertiente sur o española la capacidad de embalsado es mucho mayor que en la vertiente norte (5570 hm³), lo que se puede explicar por el mayor estrés hídrico al sur de los Pirineos.

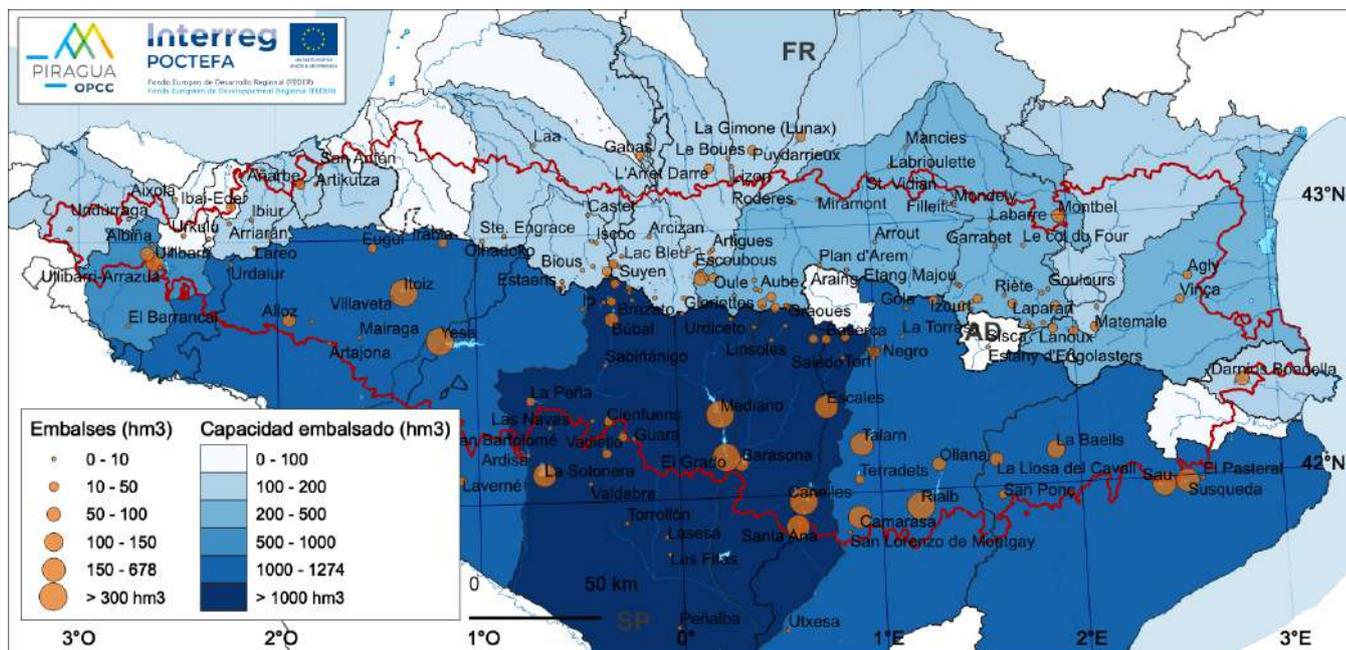


Figura 1.12. Localización de los principales embalses clasificados por su capacidad (hm^3) y capacidad total de embalsado por juntas de explotación.
(Fuente: CHC, CHE, URA, ACA, MMAAS, AEAG, AERMC. PIRAGUA_resources.)

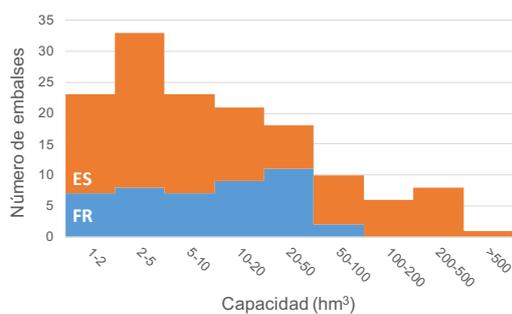


Figura 1.13. Histograma de capacidad de embalsado en Francia (azul) y España (naranja).
(Fuente: CHC, CHE, URA, ACA, AEAG, AERMC. PIRAGUA_resources.)

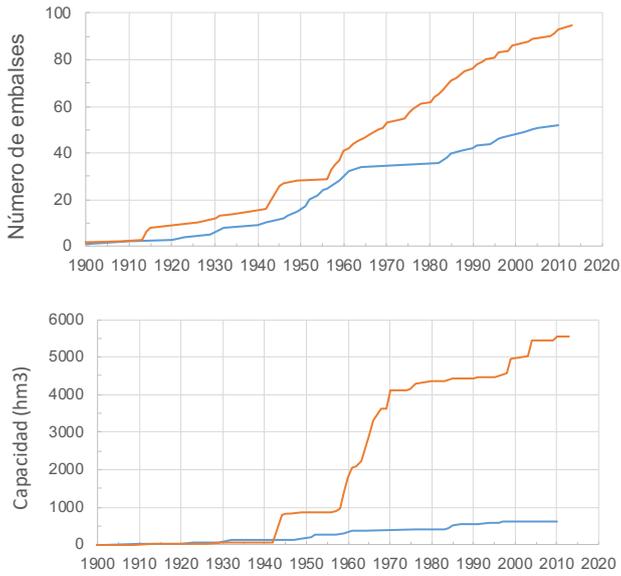


Figura 1.14. Evolución temporal del número de embalses (a) y de la capacidad total de embalsado (b) en Francia (azul) y España (naranja).

Fuente: CHC, CHE, URA, ACA, AEAG, AERMC. PIRAGUA_resources.)

La evolución temporal de la construcción de embalses ha seguido una trayectoria paralela en ambos países (Figura 1.14). Aunque las primeras obras se remontan a finales del siglo XIX, es a partir de 1900, y sobre todo a partir de 1920, cuando se acelera la construcción de infraestructuras hidráulicas. Las presas de las primeras décadas del siglo XX se localizan preferentemente en lagos de alta montaña, o en los cursos de cabecera en algunos casos.

Las grandes presas situadas en los cursos principales, sin embargo, se desarrollan más tarde, y principalmente en la vertiente sur de la cordillera. Tras un primer pulso en la década de 1940 (Talarn, 205 hm³; La Sotonera, 189 hm³; Camarasa, 163 hm³; Barasona, 85 hm³; Alloz, 67 hm³), la mayoría de los grandes embalses se construyen en los años 50 y 60 (Oliana, Yesa, Escales, Ullibarri, Urrúnaga, Santa Ana, Sau, Canelles, El Grado, Susqueda, Darnius Boadella), y en los 70 (Mediano, Búbal, La Baells). Hay muy pocos grandes embalses construidos con posterioridad (Montbell en 1985; Rialb en 1999; e Itoiz en 2004). En el lado francés hay muy pocos embalses con una capacidad superior a 50 hm³ (Cap de Long, 1952; Montbel, 1985). En Andorra existen ocho presas de cierta entidad, siendo la más importante la del Estany d'Engolasters con una capacidad de 0,6 hm³.

1.4. Usos del agua de los Pirineos

El uso total de agua con origen en los Pirineos asciende a algo más de 6.700 hm³ anuales. Como se ha indicado anteriormente, la mayoría de los usos del agua no se realizan dentro del propio territorio pirenaico sino en su área de influencia, donde se localiza la mayor parte de la población. Por países, la parte española representa el uso principal, con 5.757 hm³ anuales, mientras que Francia utiliza 960 hm³ y Andorra 13 hm³ ([Figura 1.15](#)).

La ([Tabla 1.1](#)) y ([Tabla 1.2](#)) detallan el uso del agua en los distintos sistemas de explotación en que se subdivide cada demarcación hidrológica. En cada caso se muestra la dotación anual consignada en el plan de cuenca, expresado como volumen total anual y en porcentaje sobre el uso total. Existen grandes diferencias entre los territorios, tanto en el volumen total como en el reparto por tipos de uso.

En cuanto al reparto por tipos de usos, el uso agrícola es predominante (79%), sobre todo en la vertiente sur o española (92%) en contraste con la vertiente norte o francesa (44%) o Andorra (16%). En algunas juntas de explotación, sobre todo en la cuenca del Ebro, el uso agrícola supone más del 90% del uso del agua. En el otro extremo, el uso industrial es el más minoritario (4%), aunque en algunas juntas de explotación alcanza valores en torno al 40%. El abastecimiento representa en promedio el 4% de la dotación, con diferencias entre vertientes. Así, en la vertiente francesa este porcentaje asciende hasta el 9% y en Andorra representa el 1%, mientras que en la vertiente española el abastecimiento representa el 3% del uso del agua.

En su mayoría, el origen del recurso utilizado es agua superficial (89%), si bien hay también diferencias entre países. Así, mientras que en España y Andorra el uso de agua superficial supera el 90% (salvo excepciones, como la cuenca del Bidasoa), en Francia hay un mayor equilibrio entre fuentes superficiales y subterráneas, siendo el origen superficial algo más frecuente (70%). Esta diferencia entre orígenes del recurso está asociada no sólo a motivos hidrogeológicos (mayor facilidad de extracción en el caso de los acuíferos franceses), sino también al distinto modelo de explotación. Así, en España la explotación de los recursos hídricos está basada en la regulación en grandes embalses y la distribución en canales, mientras que en Francia hay un uso mucho más difuso que combina extracciones de aguas superficiales y subterráneas.

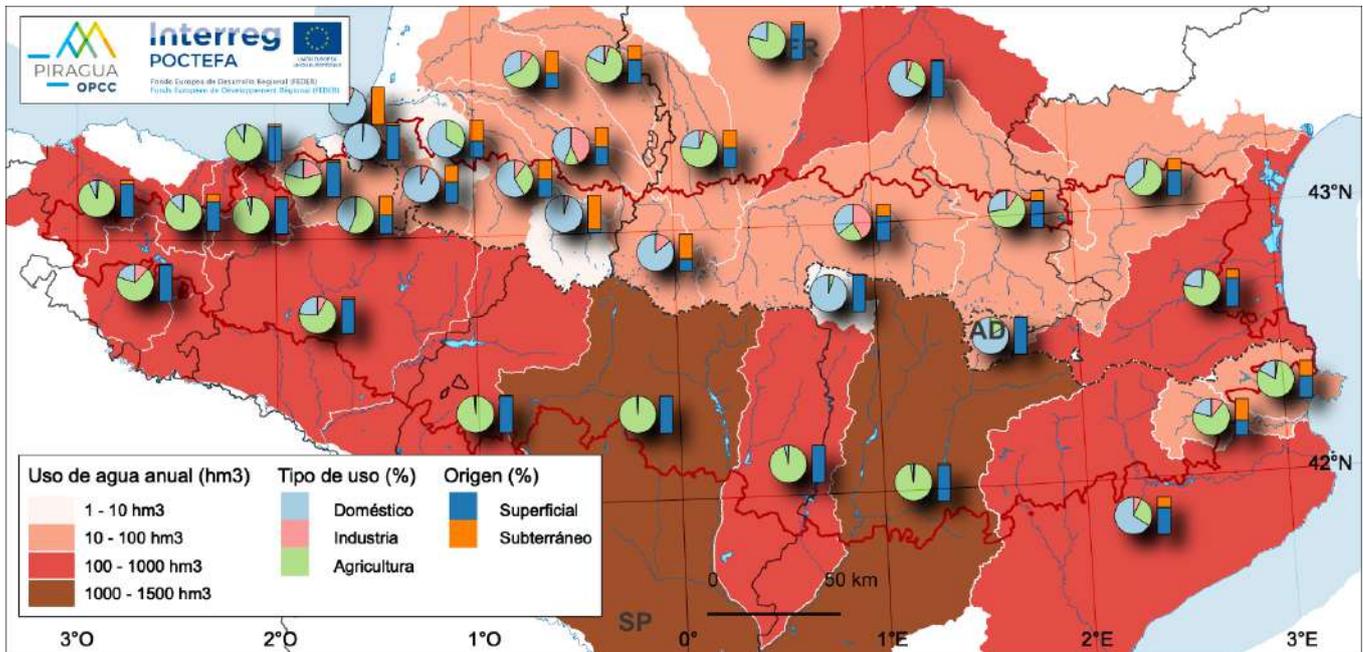


Figura 1.15. Uso del agua promedio por junta de explotación (hm³ anuales), uso por sectores (%) y origen del recurso (%).
(Fuente: CHC, CHE, URA, ACA, AEAG, AERMC. PIRAGUA_resources.)

Tabla 1.1. Uso del agua por sistemas de explotación, total y por tipologías de uso: volumen promedio anual (hm³ año-1) y porcentaje sobre el uso total. Fuente: dotaciones de los Planes Hidrológicos de Cuenca (ACA: Agència Catalana de l'Aigua; AEAG: Agence de l'Eau Adour-Garonne; AERMC: Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Alpes; CHC: Confederación Hidrográfica del Cantábrico; CHE: Confederación Hidrográfica del Ebro).

Cuenca	Sistema de explotación	Uso total	Abastecimiento		Regadío		Industria	
ACA	Ter-Llobregat	727	481	66 %	197	27 %	49	7 %
ACA	Fluvià	32	7	21 %	22	68 %	3	11 %
ACA	Muga	84	14	17 %	68	81 %	1	2 %
AEAG	La Garonne de sa source au confluent de l'Ariège	91	33	36 %	21	23 %	38	41 %
AEAG	L'Ariège	66	18	27 %	41	63 %	7	10 %
AEAG	La Garonne du confluent de l'Ariège au confluent du Tarn	121	80	66 %	35	29 %	5	5 %
AEAG	La Garonne du confluent du Tarn au confluent du Lot	65	14	21 %	51	78 %	0	0 %
AEAG	L'Adour de sa source au confluent du Larcis	74	17	23 %	53	72 %	3	4 %
AEAG	L'Adour du confluent du Larcis au confluent de la Midouze	48	9	18 %	37	78 %	2	4 %
AEAG	L'Adour du confl. de la Midouze au confluent des Gaves Réunis	42	13	32 %	24	57 %	4	11 %
AEAG	Le Gave de Pau de sa source au confluent du Béz	13	11	86 %	0	0 %	2	14 %
AEAG	Le Gave de Pau du confluent du Béz au confluent de l'Adour	62	27	44 %	8	13 %	27	43 %
AEAG	Le Gave d'Ossau	6	6	96 %	0	0 %	0	4 %
AEAG	Le Gave d'Oloron	12	7	59 %	4	31 %	1	10 %
AEAG	L'Adour du confluent des Gaves Réunis au confluent de la Nive	4	3	66 %	1	34 %	0	0 %
AEAG	L'Adour du confluent de la Nive à l'océan	19	17	93 %	0	0 %	1	7 %
AEAG	Les côtiers de l'embouchure de l'Adour au confluent de l'Untxin	5	5	98 %	0	0 %	0	2 %
AEAG	La Bidasoa du confluent du Rio Latsa à l'océan	1	1	94 %	0	0 %	0	6 %
AERMC	Côtiers de la frontière espagnole - l'Aude et el Segre (bassin français)	246	55	22 %	186	75 %	5	2 %
AERMC	L'Aude de sa source à la Méditerranée	85	31	36 %	51	61 %	3	3 %
CHC	Andorra	13	11	84 %	2	16 %	0	0 %
CHC	Bidasoa	18	12	67 %	1	6 %	5	28 %
CHC	Urumea	29	16	55 %	1	2 %	13	43 %
CHC	Oria	27	12	44 %	1	4 %	14	52 %
CHC	Urola	11	5	46 %	1	5 %	6	50 %
CHC	Deba	20	11	53 %	1	3 %	9	45 %
CHE	Nervión	129	83	64 %	2	1 %	45	35 %
CHE	Segre-Noguera Pallaresa	1.000	27	3 %	964	96 %	9	1 %
CHE	Noguera Ribagorzana-Ésera	1.075	31	3 %	1.038	97 %	6	1 %
CHE	Gállego-Cinca	1.614	20	1 %	1.585	98 %	9	1 %
CHE	Aragón	771	9	1 %	758	98 %	4	0 %
CHE	Ega-Arga-Irati	93	8	8 %	80	86 %	6	6 %
CHE	Zadorra	125	28	22 %	81	65 %	16	13 %
CHE	Garona	3	1	42 %	2	57 %	0	0 %
TOTAL		6.731	1.123	17 %	5.315	79 %	293	4 %

Tabla 1.2. Origen del recurso (superficial o subterráneo), por sistemas de explotación: volumen promedio anual (hm³ año-1) y porcentaje sobre el uso total. Fuente: dotaciones de los Planes Hidrológicos de Cuenca (ACA: Agència Catalana de l'Aigua; AEAG: Agence de l'Eau Adour-Garonne; AERMC: Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Alpes; CHC: Confederación Hidrográfica del Cantábrico; CHE: Confederación Hidrográfica del Ebro).

Cuenca	Sistema de explotación	Uso total	Superficial	Subterráneo
ACA	Ter-Llobregat	727	525 72 %	202 28 %
ACA	Fluvià	32	13 41 %	19 59 %
ACA	Muga	84	50 59 %	35 41 %
AEAG	La Garonne de sa source au confluent de l'Ariège	91	62 68 %	29 32 %
AEAG	L'Ariège	66	47 72 %	18 28 %
AEAG	La Garonne du confluent de l'Ariège au confluent du Tarn	121	118 98 %	2 2 %
AEAG	La Garonne du confluent du Tarn au confluent du Lot	65	61 94 %	4 6 %
AEAG	L'Adour de sa source au confluent du Larcis	74	39 53 %	35 47 %
AEAG	L'Adour du confluent du Larcis au confluent de la Midouze	48	30 63 %	18 37 %
AEAG	L'Adour du confl. de la Midouze au confluent des Gaves Réunis	42	17 40 %	25 60 %
AEAG	Le Gave de Pau de sa source au confluent du Béz	13	4 34 %	9 66 %
AEAG	Le Gave de Pau du confluent du Béz au confluent de l'Adour	62	30 49 %	31 51 %
AEAG	Le Gave d'Ossau	6	1 9 %	5 91 %
AEAG	Le Gave d'Oloron	12	6 49 %	6 51 %
AEAG	L'Adour du confluent des Gaves Réunis au confluent de la Nive	4	2 44 %	2 57 %
AEAG	L'Adour du confluent de la Nive à l'océan	19	10 56 %	8 44 %
AEAG	Les côtiers de l'embouchure de l'Adour au confluent de l'Untxin	5	5 94 %	0 6 %
AEAG	La Bidasoa du confluent du Rio Latsa à l'océan	1	0 0 %	1 100 %
AERMC	Côtiers de la frontière espagnole - l'Aude et el Segre (bassin français)	246	186 75 %	61 25 %
AERMC	L'Aude de sa source à la Méditerranée	85	58 68 %	27 32 %
CHC	Andorra	13	13 100 %	0 0 %
CHC	Bidasoa	18	14 80 %	4 20 %
CHC	Urumea	29	26 90 %	3 10 %
CHC	Oria	27	24 90 %	3 10 %
CHC	Urola	11	11 97 %	0 3 %
CHC	Deba	20	15 77 %	5 23 %
CHE	Nervión	129	117 91 %	12 9 %
CHE	Segre-Noguera Pallaresa	1.000	943 94 %	57 6 %
CHE	Noguera Ribagorzana-Ésera	1.075	1065 99 %	9 1 %
CHE	Gállego-Cinca	1.614	1573 97 %	42 3 %
CHE	Aragón	771	765 99 %	5 1 %
CHE	Ega-Arga-Irati	93	82 82 %	18 18 %
CHE	Zadorra	125	96 96 %	4 4 %
CHE	Garona	3	1 99 %	0 1 %
TOTAL		6.731	6.011 89 %	700 11 %

1.4.1. Usos medioambientales y recursos turísticos

Los Pirineos presentan una notable variedad paisajística y natural, que casi siempre va ligada a la hidrología y los medios acuáticos. La multitud de lagos de alta montaña, los torrentes, las cascadas, los desfiladeros, los humedales de montaña, son elementos característicos del paisaje pirenaico, como lo es también, de forma estacional, la nieve. Así pues, el sistema hidrológico tiene un importante valor natural y paisajístico, que justifica en parte el notable interés turístico de la región.

Varias áreas dentro de los Pirineos cuentan con alguna figura de protección medioambiental (**Figura 1.16**). Destacan los parques nacionales de Pyrénées en Francia (45.707 ha, declarado en 1967) y Ordesa-Monte Perdido (15.608 ha, 1918) y Aguas Tortas y Lago de San Mauricio (1.419 ha, 1955) en España. Los Pirineos albergan, además, 16 parques naturales y un elevado número de otras figuras de protección.

La nieve y el deporte del esquí refuerzan el interés turístico de los Pirineos. Existen 50 estaciones de esquí alpino (con remontes mecánicos), repartidas entre Francia (32 estaciones, con más de 1.000 km de dominio esquiable), España (15 estaciones y 842 km) y Andorra (3 estaciones y 303 km). La localización y tamaño de las estaciones se detallan en la (**Figura 1.17**). La mayoría de ellas se localizan en el sector central de los Pirineos, coincidiendo con los macizos de mayor elevación. En su mayoría, las estaciones cuentan con producción artificial de nieve (37% del dominio esquiable), erigiéndose en un importante actor en cuanto a los recursos hídricos en las zonas de cabecera.

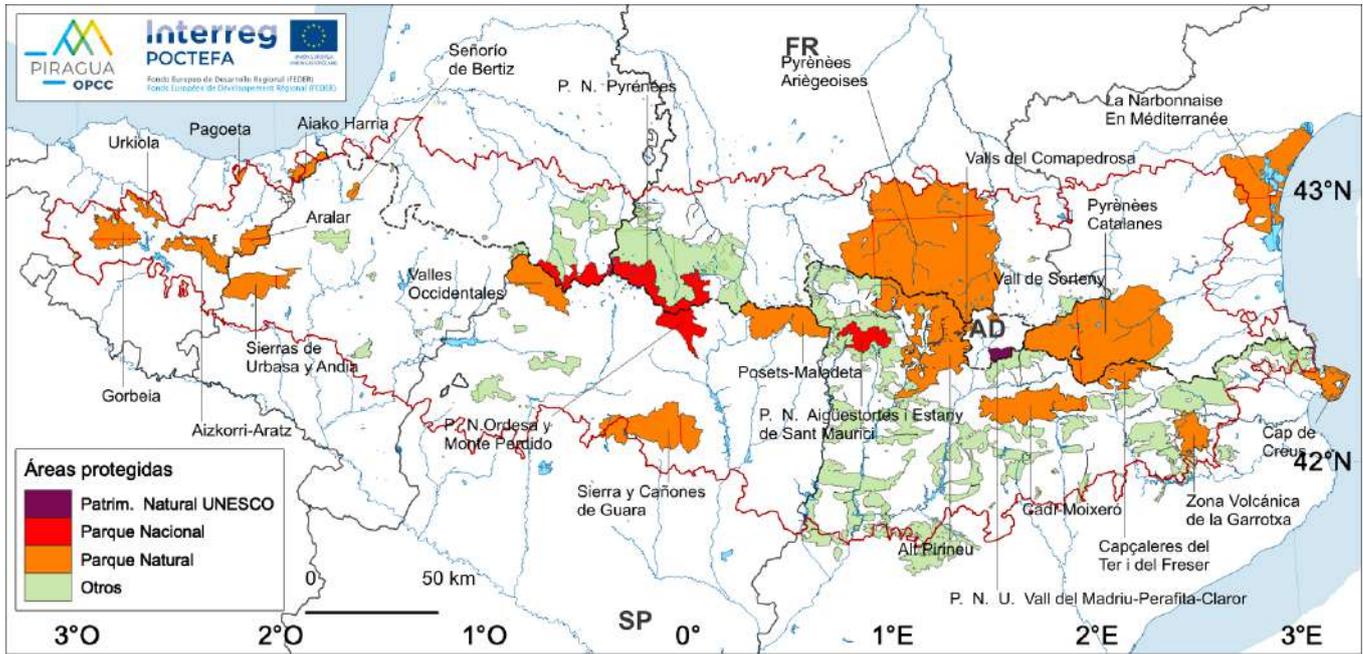


Figura 1.16. Principales áreas de protección medioambiental.

(Fuente: EIONET, 2021; Gobierno de Andorra, 2020. PIRAGUA_resources.)

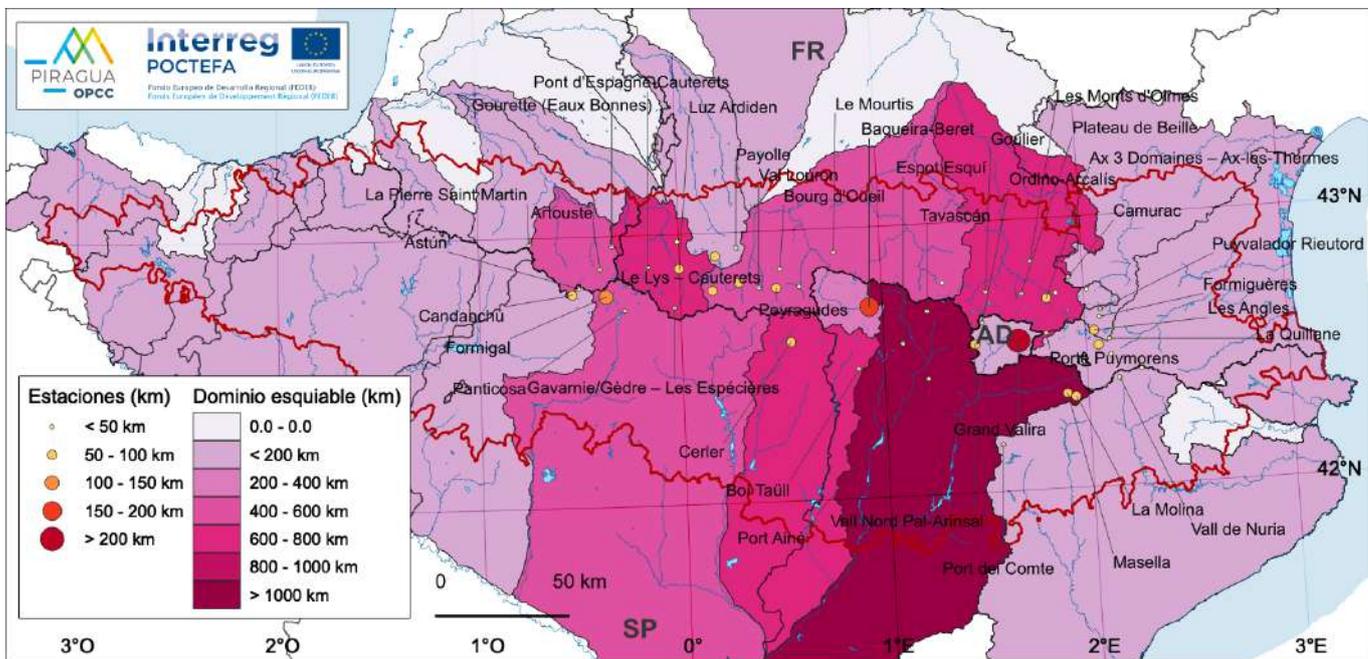


Figura 1.17. Estaciones esquí y dominio esquiable total por juntas de explotación (km).

(Fuente: CHC, CHE, Ministerio de Industria de España y elaboración propia. PIRAGUA_resources.)

1.4.2. Aprovechamiento hidroeléctrico

La abundancia de recursos hídricos unido al fuerte relieve de los Pirineos ha permitido un amplio desarrollo de las instalaciones para producción hidroeléctrica (**Figura 1.18**). La explotación hidroeléctrica comenzó muy tempranamente en la cordillera, a finales del siglo XIX. Algunas centrales de esa época todavía se explotan en la actualidad, con las debidas reformas y ampliaciones, como son por ejemplo las de Anglès (1887), Calypso (1898), Castelet (1899), Irugurutzeta y Arrambide (1900). Las centrales se distribuyen a lo largo de todo el Pirineo, con una mayor concentración en su zona central, y en número y tamaño similares a ambos lados de la divisoria (**Figura 1.9**).

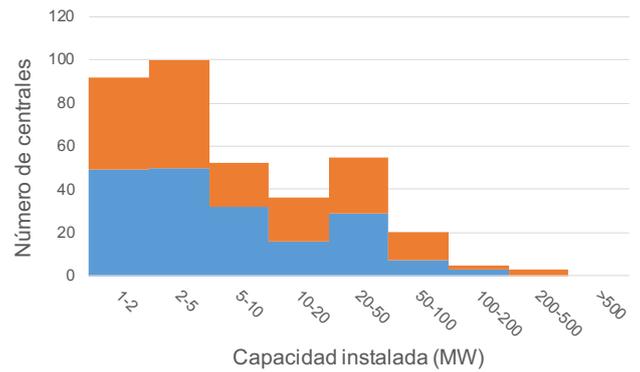


Figura 1.19. Histograma de estaciones hidroeléctricas mayores de 1 MW en función de la capacidad instalada (MW) en Francia (azul) y España (naranja).

(Fuente: CHC, CHE, Ministerio de Industria de España, Gobierno de Andorra, y elaboración propia. PIRAGUA_resources.)

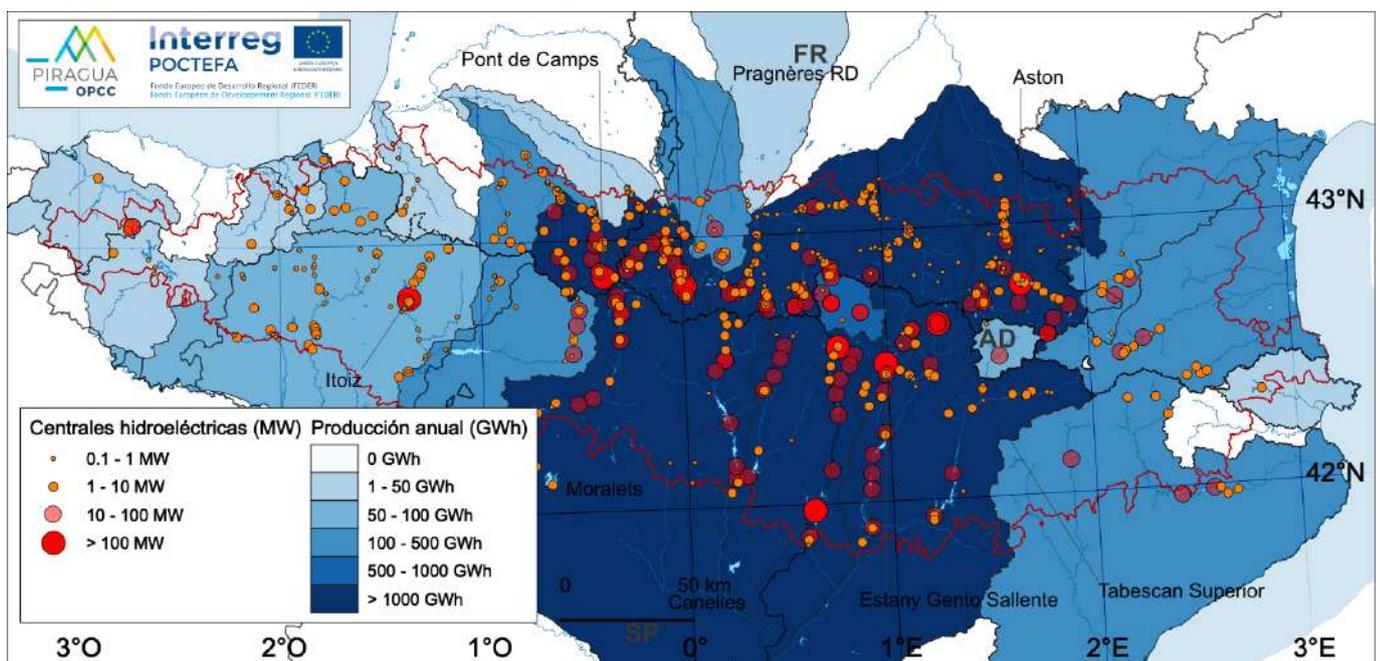


Figura 1.18. Estaciones hidroeléctricas en función de la capacidad instalada (MW) (a), y producción media anual por juntas de explotación (GWh) (b).

(Fuente: CHC, CHE, Ministerio de Industria de España, Gobierno de Andorra, y elaboración propia. PIRAGUA_resources.)

El crecimiento del número de estaciones y de la potencia total instalada ha sido paulatino a lo largo del siglo XX, aunque parece haberse estancado o ralentizado en las últimas décadas ([Figura 1.20](#)). Actualmente, los Pirineos cuentan con una potencia instalada aproximada de 6.170 MW, de los cuales 2.513 se localizan en Francia, 3.608 en España, y 47,4 en Andorra. Resulta casi imposible obtener datos fiables de producción anual de electricidad en toda la red, pero se puede afirmar que en la actualidad se alcanzan los 11.500 GWh (Francia, 5.671; España, 5.661; Andorra 86,4.).

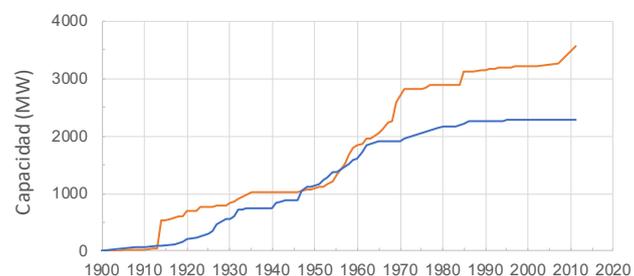
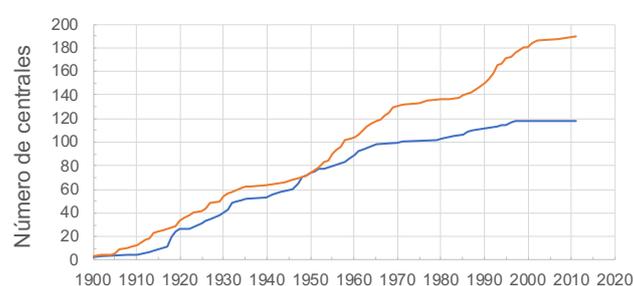


Figura 1.20. Evolución temporal del número de estaciones hidroeléctricas (a) y de la capacidad total instalada (b) en Francia (azul) y España (naranja).

(Fuente: CHC, CHE, Ministerio de Industria de España, Gobierno de Andorra, y elaboración propia. PIRAGUA_resources.)

1.4.3. Abastecimiento urbano y uso industrial

El uso para abastecimiento urbano representa unos 1.100 hm³ anuales, localizándose la mayoría del uso en la periferia de los Pirineos (**Figura 1.21**). En Francia el abastecimiento supone 859 hm³ al año, y representa el 47% de la dotación de agua, mientras que en España la dotación para abastecimiento es de 262 hm³, siendo tan solo el 5% del uso total. En Andorra, finalmente, es de 11 hm³, siendo por tanto el uso principal (84%).

El uso industrial asciende a 293 hm³ anuales, existiendo un buen equilibrio entre las vertientes francesa (153 hm³ anuales, 9%) y española (140 hm³ anuales, 3%).

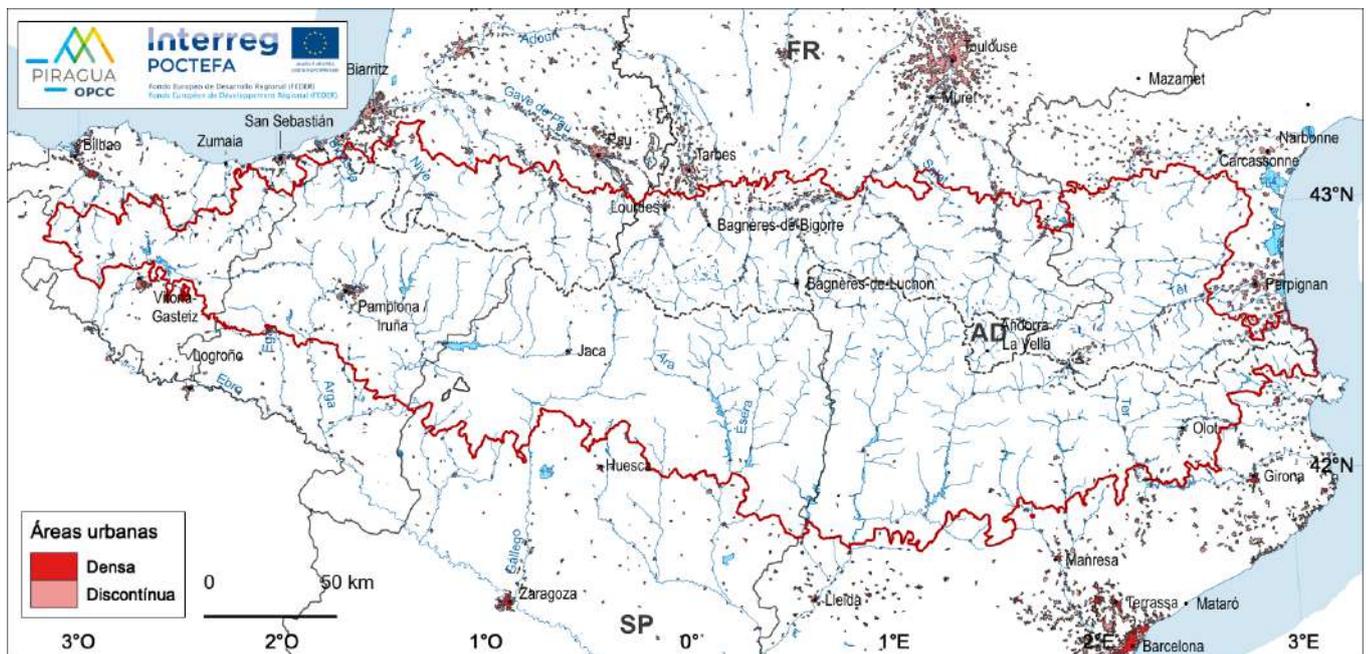


Figura 1.21. Principales núcleos y regiones urbanas.

(Fuente: elaboración propia. PIRAGUA_resources.)

1.4.4. La agricultura de regadío

Con un uso promedio de 5.315 hm³ anuales, la agricultura de regadío representa el 79% del uso de los recursos hídricos de los Pirineos. La agricultura, sin embargo, no tiene un peso muy relevante dentro de la cordillera, aunque es uno de los usos del suelo predominantes en las áreas de piedemonte, que se alimentan de los recursos hídricos procedentes de los Pirineos (**Figura 1.22**).

Existen importantes diferencias entre sistemas de explotación, y entre las vertientes norte y sur de la cordillera (**Tabla 1**). Así, la agricultura de regadío llega a representar porcentajes superiores al 95% del agua consumida en algunos sistemas del valle del Ebro y, por el contrario, nulos en algunos sistemas de la vertiente francesa. Por países, la vertiente francesa utiliza en la agricultura 800 hm³ anuales de promedio, lo que representa el 44% del uso de los recursos hídricos generados en dicha vertiente. En la vertiente española la agricultura utiliza 4.513 hm³ anuales, lo que representa el 92% del total del consumo de agua. Y en Andorra se usan en agricultura 2 hm³ anuales, es decir, el 16% de los usos totales.

En la vertiente sur o española existen grandes superficies irrigadas, entre las que destacan las de Riegos del Alto Aragón (149.311 ha), Canal de Aragón y Cataluña (122.561 ha), Canal de Urgel (92.637 ha), o Canal de Bardenas (89.647 ha). El conjunto de áreas irrigadas suma un total de 700.835 ha. Existe una diferencia muy marcada entre las áreas de regadío, en las que se utiliza el riego de forma sistemática o permanente, y las zonas no irrigadas, en las que no existe ningún tipo de riego más allá de la propia precipitación.

En la vertiente norte, sin embargo, la diferencia es más difusa. Así, aunque en las estadísticas europeas (Corine Land Cover) se consideran como zonas no irrigadas en su mayoría, en realidad se aplican riegos en la época estival en muchas parcelas, normalmente a partir de la extracción de agua subterránea o bien directamente de los cauces y canales, o mediante balsas de proximidad y embalses de pequeñas dimensiones.

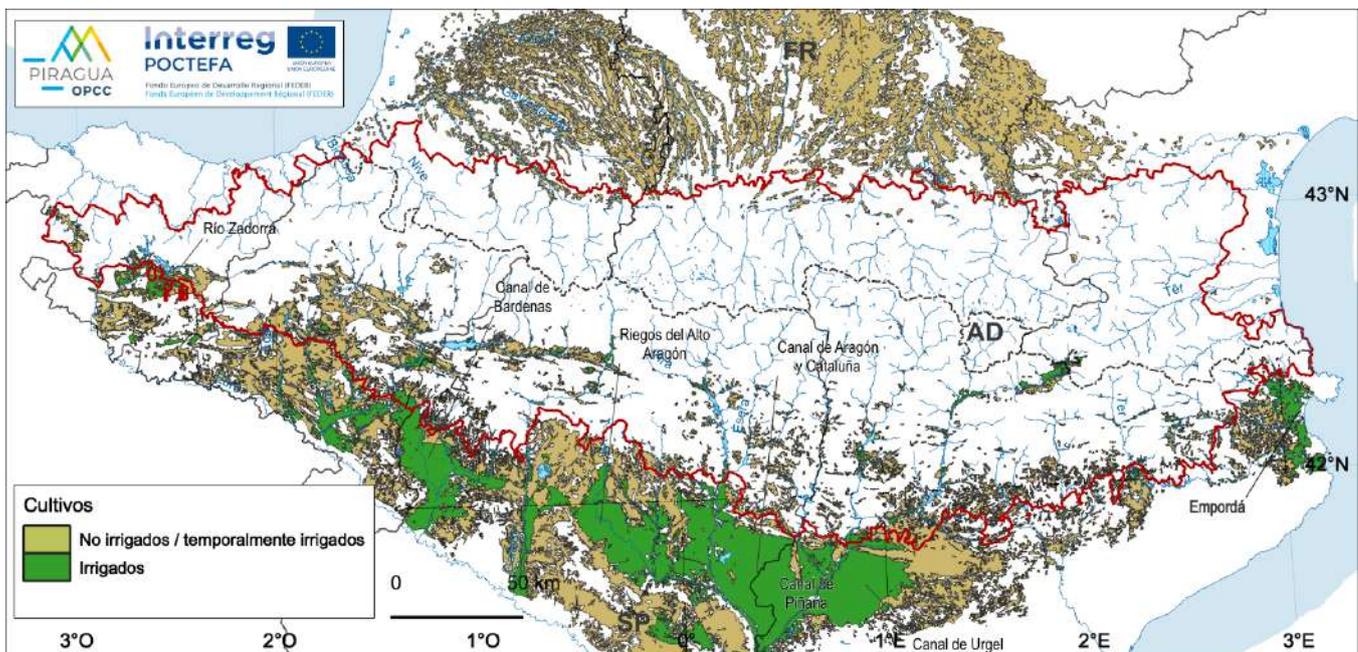


Figura 1.22. Uso del agua en agricultura: áreas no irrigadas o temporalmente irrigadas y áreas permanentemente irrigadas.

(Fuente: CHE, 2020; Corine Land Cover, 2018. PIRAGUA_resources.)

2. Cambios recientes en caudales, niveles de aguas subterráneas e inundaciones en los Pirineos

Ane Zabaleta (UPV-EHU), María del Carmen Llasat (UB), Montserrat Llasat-Botija (UB) y Erika Pardo (UB), Iñaki Antigüedad (UPV-EHU), Luis Javier Lambán (IGME), Jorge Jódar (IGME), Yvan Caballero (BRGM), Santiago Beguería (CSIC)

El análisis de las series de observaciones de caudales circulantes muestra un descenso generalizado de todos los indicadores de caudal diario (caudales bajos, medios y altos, caudales de estiaje y de crecida), sobre todo si se tienen en cuenta los periodos más largos (70, 60 y 50 años). Las tendencias se atenúan en las últimas décadas, aunque siguen predominando las de signo negativo, sobre todo para los caudales bajos. Existe muy poca información sobre la evolución de los niveles piezométricos (aguas subterráneas). A pesar de que existe una red bastante extensa de piezómetros, las series de datos son muy fragmentarias y en general excesivamente cortas para realizar un estudio de tendencias. Finalmente, se ha elaborado la primera base de datos de crecidas e inundaciones, a escala municipal, para todo territorio pirenaico. No se detecta una tendencia significativa al aumento o reducción del número de crecidas en el periodo 1981-2015, aunque sí se aprecian diferencias entre regiones, con una mayor incidencia en el sector oriental y central de los Pirineos. En el análisis de los costes (económicos y en vidas humanas) destacan dos evidencias: el enorme peso de unos pocos eventos (regionales o locales) sobre el coste total; y la importancia, en el análisis de riesgo, del valor en riesgo o vulnerabilidad, por encima incluso de la peligrosidad (frecuencia del evento peligroso).

*Citar como: Zabaleta A., Llasat M.C., Antigüedad I., Lambán J.L., Jódar J., Caballero Y., Beguería S., 2023. Cambios recientes en caudales, niveles de aguas subterráneas e inundaciones en los Pirineos. En (Beguería S., ed.) Caracterización de los recursos hídricos de los Pirineos en la actualidad, y escenarios futuros. Memorias científicas del proyecto PIRAGUA, vol. 1. Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC), Zaragoza, España, 29-54.
<https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/14683>*

2.1. Introducción

Los registros de caudal obtenidos en las estaciones de aforo son la herramienta fundamental para caracterizar el régimen hidrológico de los cursos de agua de los Pirineos. Cuando estos registros cubren un periodo de tiempo suficiente pueden también utilizarse para evaluar posibles cambios a lo largo del tiempo, que se traducen en tendencias (evolución positiva o negativa a largo plazo) en la disponibilidad de recursos hídricos. En un contexto de cambio global resulta de especial relevancia evaluar las posibles tendencias en los caudales superficiales, tanto en sus valores medios (aportaciones totales o caudales medios) como extremos (caudales altos y bajos, e inundaciones). Igualmente relevante es el estudio de los niveles piezométricos (altura del nivel freático en los principales acuíferos). En este capítulo se aborda el análisis de los registros de caudal superficial y de niveles piezométricos en los Pirineos, así como, el análisis de la información disponible sobre crecidas que hayan generado inundaciones.

Conviene enmarcar los resultados de este capítulo en un marco más general. A escala global, y considerando los ríos más caudalosos, son pocos los que muestran tendencias significativas a largo plazo y, cuando lo son, no siempre muestran el mismo signo (Milliman et al., 2008). Dai et al. (2009) encontraron que de los 925 ríos más caudalosos del mundo (representando el 73% de la esorrentía global), solamente un 5% mostraban tendencias de caudal descendentes (disminución progresiva de caudal), y un 2% crecientes. Estos resultados son consistentes con los encontrados por Milliman et al. (2008), quienes no encontraron tendencias significativas en ninguno de los 137 ríos estudiados (representando el 50% del caudal global). Sin embargo, a pesar de que las tendencias a escala global no parecen concluyentes, las investigaciones realizadas a escalas regionales o locales han arrojado resultados espacialmente coherentes. En los Estados Unidos los caudales medios mostraron tendencias generalmente crecientes entre 1940 y 2009 (Rice et al., 2015), mientras que en Canadá parece que en general disminuyeron entre 1967 y 1996 (nótese el diferente marco temporal entre los dos estudios), aunque se observaron algunas tendencias al aumento de los caudales medios al norte de la Columbia Británica y el territorio Yukón (Yue et

al., 2003). En Australia la mayoría de estaciones de aforo del sureste del país mostraron descensos significativos de los caudales anuales, mientras que en las estaciones del norte los caudales aumentaron (Zhang et al., 2016). En China también se observó un descenso generalizado de los caudales anuales, exceptuando algunas partes concretas de la cuenca del Yangtze (Piao et al., 2010). Resultados similares se han reportado en la cuenca del río Amazonas (Espinoza-Villar et al., 2009).

En Europa, mientras que en el norte del continente se ha observado un aumento de los caudales anuales (Hartmann et al., 2013), en los Alpes de Europa Central se ha encontrado una tendencia a la reducción de los caudales bajos invernales en las cuencas dominadas por el deshielo. Por el contrario, en las cuencas con regímenes de deshielo-lluvia se observan aumentos significativos de las sequías invernales, así como disminuciones en el volumen de flujo base inducido por la nieve (Bard et al., 2015).

Más al sur del continente, estudios realizados en el sur de Francia (Giuntoli, 2013) apuntan a un aumento constante de la severidad de las sequías y, en la Península Ibérica, las series históricas de caudal mostraron una marcada disminución de los caudales anuales, invernales y primaverales en la mayoría de los ríos ibéricos, especialmente en los del sur (Lorenzo-Lacruz et al., 2012). Este descenso anual de los caudales también se ha observado en los ríos pirenaicos (García-Ruiz et al., 2001; Beguería et al., 2003; Giuntoli y Renard, 2010).

La distinción de caudales anuales y estacionales arroja algo de claridad sobre estas tendencias. Así, la tendencia anual al aumento de caudales, observada en buena parte del norte y oeste de Europa, refleja la tendencia al aumento de los meses invernales y primaverales (Wilson et al., 2010). Por su parte, la fuerte tendencia anual negativa en el este y sur de Europa refleja, sobre todo, la tendencia en los meses estivales, que también es negativa en otras zonas europeas, aunque no llegue a condicionar la tendencia anual (Stahl et al., 2010).

En este sentido, Lorenzo-Lacruz et al. (2012) asociaron el patrón general de disminución de

los caudales en toda la región mediterránea a la disminución de las precipitaciones, al menos en parte, ya que han sido varios los estudios que han puesto de manifiesto el patrón de disminución, especialmente en invierno, de las precipitaciones en esta zona (Xoplaki et al., 2004; López-Moreno et al., 2009). Además, la disminución observada en la acumulación de nieve en invierno (López-Moreno, 2005) puede influir, también, en el descenso de los caudales de primavera. Las precipitaciones invernales son especialmente relevantes para la recarga de las aguas subterráneas (Hisdal et al., 2001; López-Moreno et al., 2007), lo cual, a su vez, determina el mantenimiento de los caudales de base durante las siguientes estaciones.

Sin embargo, algunos estudios ya han subrayado que los cambios ocurridos en la temperatura y la precipitación no explican por sí solos los cambios observados en los caudales (López-Moreno et al., 2006) y que la disminución en los caudales está, también, relacionada, con el aumento de la evapotranspiración debido al aumento de la superficie boscosa (Beguería et al., 2003), que reduce la generación de escorrentía en la cuenca. Por lo tanto, además de los cambios en el clima, es necesario considerar los cambios en la cobertura vegetal de las cuencas para explicar cambios observados en los caudales. De hecho, Vicente-Serrano et al. (2019) deducen que en el suroeste de Europa los factores no climáticos como la revegetación natural en regiones montañosas son los principales causantes de la disminución de caudales, por encima del clima. Por ello, comprender el papel relativo de los impactos climáticos y no-climáticos en las tendencias históricas de los caudales es una base necesaria para plantear estrategias de adaptación y gestión de los recursos hídricos (Vicente-Serrano et al. 2019).

A los cambios en el régimen hidrológico general hay que añadir los posibles cambios en la frecuencia e intensidad de los eventos hidrometeorológicos extremos, tanto en cuanto a inundaciones como a sequías. Baste pensar en los episodios de octubre de 1940 que afectaron a Cataluña y Francia principalmente, y que se saldaron con decenas de muertos; o las inundaciones de noviembre de 1982 que asolaron

gran parte de Andorra y produjeron daños catastróficos en Cataluña, con fuertes impactos también en Aragón y Languedoc-Roussillon (Puigdefábregas, 1983). En junio de 2013 los daños fueron muy graves en la antigua región de Midi-Pyrenees, Cataluña y Aragón (Pineda et al., 2013). La cuenca del Bidasoa (principalmente el río Baztán) fue afectada por unas inundaciones mortales en 1913 y, casi cien años después, en julio de 2014. Estos son sólo algunos casos, pero podríamos continuar enumerando otros casos, tal vez no tan llamativos, pero que cada año se llevan por delante alguna infraestructura pública, propiedad privada, o incluso vidas humanas.

Además del riesgo que en sí mismo representan las inundaciones, tanto para la seguridad humana como por el impacto sobre los bienes tangibles e intangibles, las crecidas tienen severas consecuencias sobre los recursos hídricos y su gestión. Los impactos más inmediatos se centran en los cortes en el suministro de agua potable y la interrupción del funcionamiento de plantas potabilizadoras o depuradoras ante unos caudales peligrosamente elevados, así como la destrucción total o parcial de canalizaciones, sistemas de regadío o mini-centrales hidroeléctricas. A estos se debe añadir el transporte de materiales en suspensión (sedimentos) o vertidos incontrolados, con un descenso considerable de la calidad del agua, o la necesidad de realizar desembalses para laminar la crecida aguas abajo, incidiendo en la normal gestión del recurso para producción hidroeléctrica, abastecimiento o regadío (Ward et al. 2020).

En este capítulo se analiza la evolución de los caudales de los ríos, los niveles piezométricos y las crecidas en los Pirineos en las últimas décadas. A pesar de los numerosos estudios previos sobre el impacto del cambio global en el clima y la hidrología de los Pirineos, ningún estudio hasta la fecha ha realizado un análisis del conjunto de toda la región pirenaica. Además, la mayoría de los análisis se han limitado a analizar datos a escala mensual para obtener indicadores de caudales medios anuales o mensuales, o se centran en alguno de los extremos del hidrograma. En este trabajo, en cambio, se analizan datos a resolución diaria para obtener indicadores de aguas medias, altas y bajas a escala mensual y anual, proporcionando una mejor caracterización de los caudales y sus cambios temporales. Además, también se ha analizado la frecuencia e intensidad de las crecidas que han producido inundaciones, a partir del análisis de eventos. Todo esto supone un gran avance en el conocimiento de los recursos hídricos de los Pirineos, tanto en la visión regional de la zona de estudio como en el nivel de detalle.

2.2. Metodología

Los resultados presentados en este capítulo se basan en el análisis de dos bases de datos desarrolladas en el marco del proyecto PIRAGUA. El conjunto de datos PIRAGUA_indicators (Zabaleta et al., 2022) contiene series temporales mensuales y anuales de indicadores de caudal en una serie de estaciones de aforo de referencia, así como series anuales de indicadores de nivel piezométrico. Por su parte, el conjunto de datos PIRAGUA_flood (Llasat et al., 2022) contiene datos del número y severidad de episodios de crecida e inundaciones, a nivel municipal, para todo el territorio de los Pirineos. Ambas bases de datos se pueden consultar y descargar en el geoportal del Observatorio Pirenaico del Cambio Climático (OPCC, 2022), en la sección Capas / Hidrología. Es posible realizar consultas más detalladas sobre los indicadores de caudal en la sección de Análisis del geoportal.

Se ha integrado información de las redes de observación oficiales de las diferentes administraciones con competencias sobre los recursos hídricos en el territorio pirenaico: Red Oficial de Estaciones de Aforo (ROEA) de España; Agencia Catalana del Agua (ACA); Diputación Foral de Gipuzkoa (DFG); Diputación Foral de Bizkaia (DFB); Gobierno de Navarra (GN); Eaufrance; Govern d'Andorra (GA), Base de datos de piezometría del BRGM (ADES), Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), y Agencia Vasca del Agua-URA. La información foronómica (caudales) consiste en series regulares a resolución diaria, y la información piezométrica contiene observaciones irregulares o valores medios mensuales. A partir de los datos brutos se han calculado una serie de indicadores descriptores de los regímenes de caudal y de los niveles de agua en los acuíferos. La información de crecidas se ha obtenido de diversas fuentes documentales. A continuación se describe el proceso de elaboración de estas bases de datos, así como la metodología seguida para analizar las tendencias temporales en caudales, niveles piezométricos, y eventos de crecida.

2.2.1. Delimitación de estaciones de aforo y nivel piezométrico en régimen natural

No todas las series de caudal y piezometría son válidas para el análisis de tendencias aquí planteado, puesto que las series deben cumplir una serie de requisitos de calidad. Así, el análisis se realizó sobre un conjunto de estaciones de aforo (donde se mide el caudal) y otro de piezómetros (donde se mide el nivel de agua subterránea) de referencia.

En la (Figura 2.1) se muestra la localización de las estaciones de aforo incluidas en el análisis de tendencias. Para realizar la selección se han utilizado criterios de longitud y homogeneidad de las series, disponibilidad de datos y grado de influencia antrópica en la cuenca vertiente al aforo. Así, se han excluido todas aquellas series que estando dentro del territorio pirenaico tuviesen las siguientes características:

- Tener menos de 20 años de datos.
- Estar inactivas al final del periodo analizado (2019).
- Tener lagunas de datos importantes (más del 10% de datos faltantes de forma continuada, o lagunas al principio o al final de la serie). En estos casos, se ha mantenido la parte final de las series siempre que esta no tuviese lagunas continuadas y que la serie final tuviese 20 años o más.
- Estar localizadas aguas debajo de infraestructuras de regulación significativas como embalses, captaciones importantes para usos consuntivos, etcétera.
- Presentar anomalías en la serie temporal, como periodos con datos pero sin variabilidad, inhomogeneidades (saltos en la media o en la variabilidad), etcétera.

Sobre un total de 490 estaciones de aforo consideradas, el conjunto de referencia seleccionado finalmente incluye 88 estaciones. El número de estaciones disponibles varía en función del tiempo (Figura 2.2), de manera que en 1950 (al comienzo del periodo seleccionado para el análisis) el número de estaciones de aforo disponibles es de tan solo 20, aumentando este número progresivamente hasta estabilizarse en su valor máximo a mediados de los años 1990.

En el caso de las series de piezometría, y debido a la irregularidad de los datos en la gran mayoría de los casos, se han tenido que relajar las condiciones de calidad, lo que ha repercutido en el tipo de análisis que se han podido abordar. No se ha podido tampoco realizar una selección atendiendo al impacto antrópico sobre los acuíferos, al no existir datos para realizarlo. Así, se han excluido aquellas series con las siguientes características:

- Tener menos de 25 años de datos (fecha de inicio posterior a 1995).
- Estar inactivas al final del periodo analizado (2019).
- Tener lagunas de datos muy importantes (de varios años de duración).
- Tener datos negativos, entendiendo que en dicho caso se trata de piezómetros surgentes.

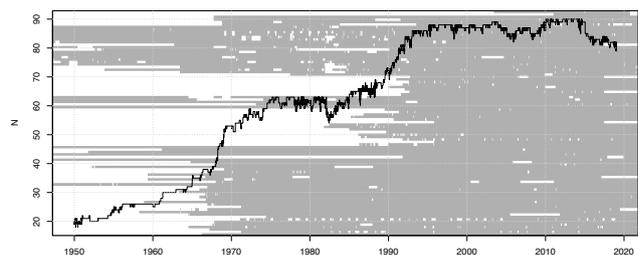


Figura 2.1. Evolución temporal del número de estaciones de aforo disponibles (línea negra), y representación gráfica de la longitud de las series de datos individuales (líneas grises).

(Fuente: ROEA, CHE, CHC, URA, ACA, Eaufrance, GA. PIRAGUA_indicators.)

Así, de un total inicial de 277 series de datos de nivel piezométrico, finalmente se han seleccionado para el conjunto de referencia un total de 42 (Figura 2.3). Como se puede comprobar, se han incluido en el conjunto de referencia algunos piezómetros localizados fuera del límite de los Pirineos, cuando sus aguas provienen del macizo pirenaico.

La longitud de las series de datos es bastante más corta que en el caso de los caudales (Figura 2.4), de manera que hasta mediados de los años 1970 no existe ningún dato de piezometría, y sólo a partir de mediados de los años 1990 se cuenta con un número significativo de series válidas para el análisis.

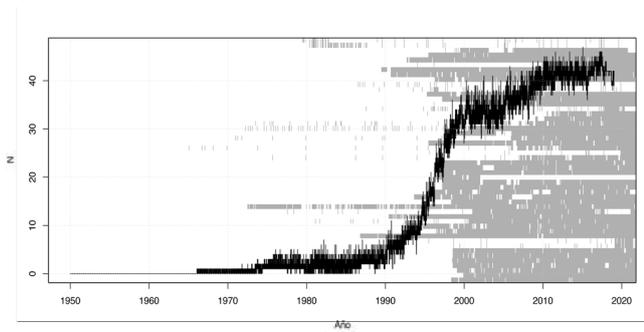


Figura 2.2. Evolución temporal del número de estaciones piezométricas disponibles (línea negra), y representación gráfica de la longitud de las series de datos individuales (líneas grises).

(Fuente: ROEA, CHE, CHC, URA, ACA, Eaufrance, GA. PIRAGUA_indicators.)

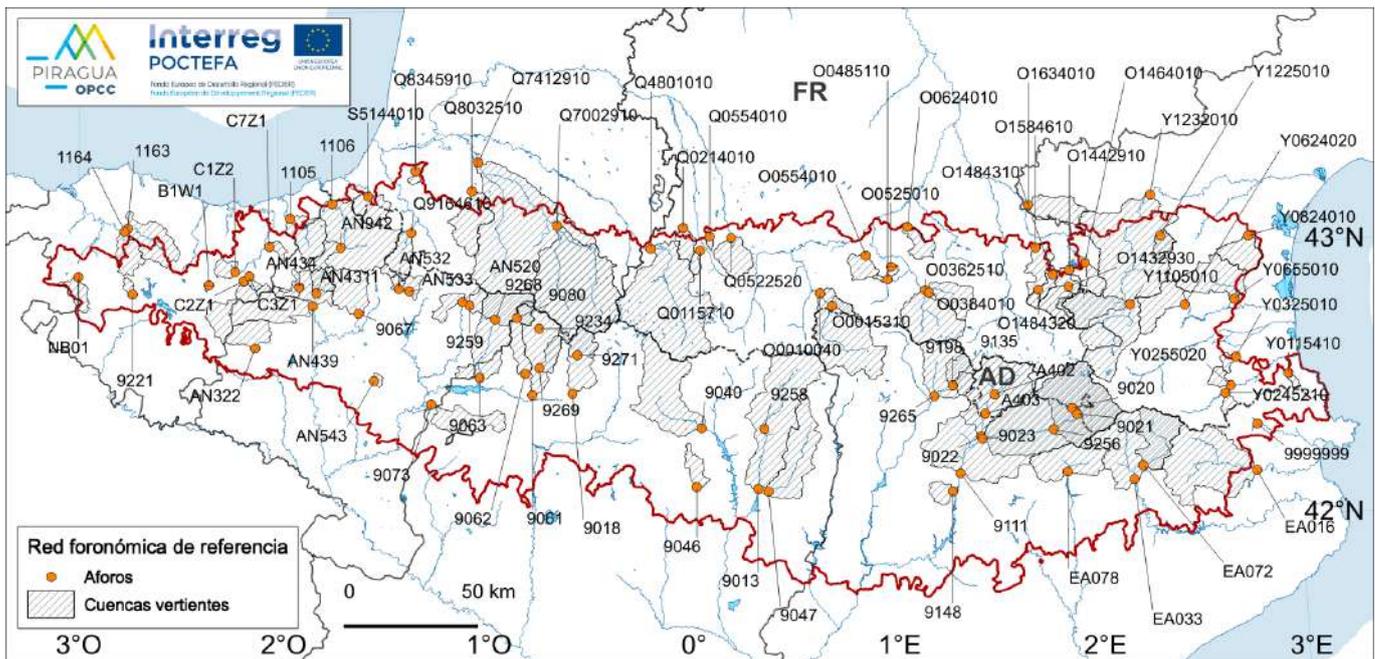


Figura 2.3. Estaciones de aforo seleccionadas para el estudio de los caudales, y sus cuencas vertientes.

(Fuente: ROEA, CHE, CHC, URA, ACA, Eaufrance, GA, PIRAGUA_indicators.)

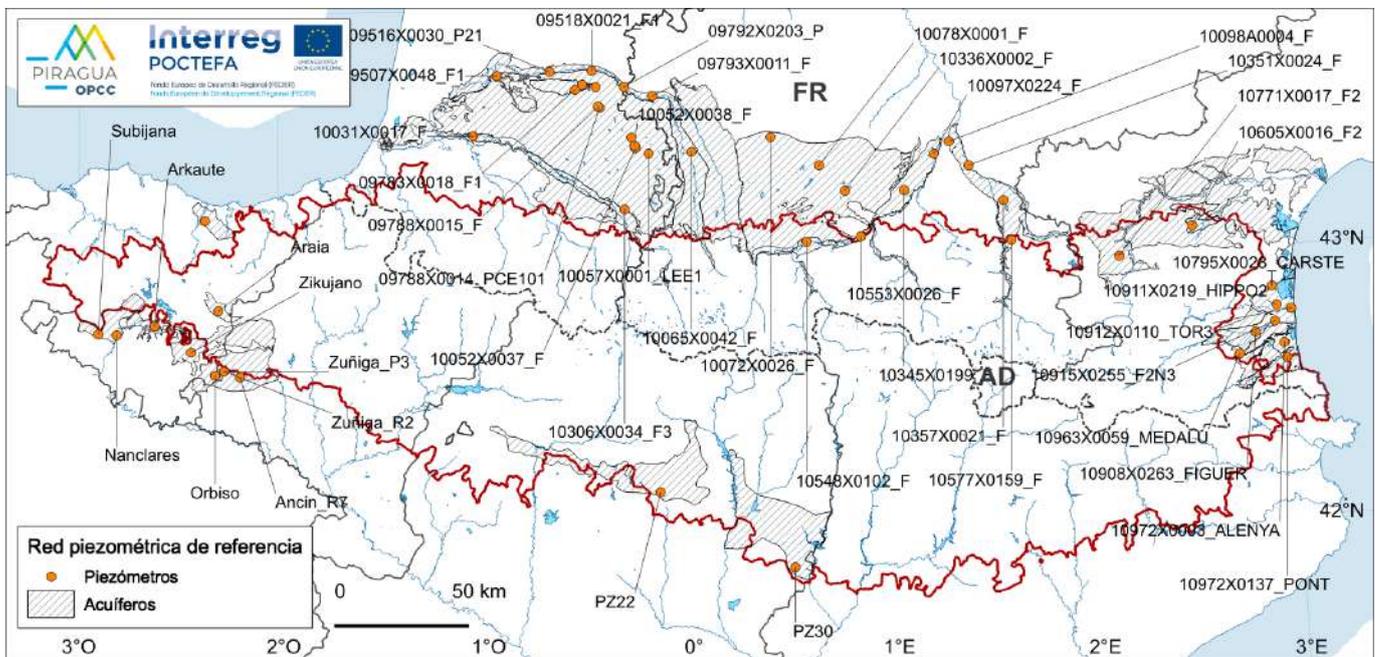


Figura 2.4. Localización de las estaciones de nivel piezométrico seleccionados para el estudio.

(Fuente: ROEA, CHE, CHC, URA, ACA, Eaufrance, GA, PIRAGUA_indicators.)

2.2.2. Estadísticos representativos del régimen de caudal diario

Con el fin de estudiar los regímenes de caudal diarios de los ríos de los Pirineos y evaluar cambios a largo plazo, se ha seleccionado una serie de indicadores o estadísticos que se pueden calcular a partir de los datos de caudal diario (**Tabla 2.1**). Como indicador principal del caudal diario promedio se ha seleccionado el percentil 50 (q_{50}), o mediana. Además, se calculan los percentiles 10 y 90 (q_{10} y q_{90}) como representantes de los caudales bajos y altos, y los percentiles 25 y 75 (q_{25} y q_{75}). Como indicador de variabilidad se ha utilizado el rango inter-decil (idr), mientras que la amplitud de la cola derecha de la distribución, o peso de los caudales más altos sobre el total se ha cuantificado mediante el sesgo inter-decil (dsk) y el peso de los caudales medios sobre el total mediante la kurtosis inter-decil (dku). Como se puede apreciar, se trata en todos los casos de estadísticos de posición no-paramétricos, más adecuados que sus variantes paramétricas (promedio, desviación típica, etcétera) para la variable de caudal. Además, se han utilizado dos indicadores de caudales extremos: el índice de caudal de base ($vcn3$), informando sobre la intensidad del estiaje; y el índice de caudales extremos ($rl20$), informando sobre los caudales de crecida. En este último caso se han utilizado las series de caudales máximos diarios observados a escalas anual y mensual utilizando un modelo de eventos extremos basado en la distribución generalizada de valores extremos (GEV, por sus siglas en inglés), de tipo no-estacionario, para estimar el caudal máximo correspondiente a un periodo de retorno de 20 años. Además de estos diez indicadores principales se han calculado hasta 29 indicadores de caudal, pero aquí sólo se analiza este conjunto más reducido. Todos los indicadores de caudal se han calculado tanto a escala anual (representativos por tanto de los valores medios anuales) como mensual (representativos de los caudales de cada mes). Para el cálculo a escala anual se utilizó el llamado año hidrológico, es decir el periodo entre el comienza el 1 de octubre del año anterior y el 30 de septiembre del año en curso.

Contrariamente a otros estudios, se decidió no realizar ningún relleno de datos previo al cálculo de los indicadores de caudal. Esta decisión se debe, por un lado, a la dificultad e incertidumbre asociada al relleno de lagunas de datos de caudal diario, y por otro lado para evitar la introducción de información espuria debida al proceso estadístico de relleno. Así, sólo se han utilizado datos realmente observados. Como existen lagunas de datos en las series observadas, que en ocasiones se prolongan durante varios días, al calcular los estadísticos a escala anual se eliminaron automáticamente aquellos que presentaran más de 10 datos faltantes o más de 5 datos faltantes consecutivos. En el caso de las series mensuales, se descartaron aquellos meses con más de 5 datos faltantes (salteados) o más de 3 datos faltantes consecutivos.

Debido a la diferente longitud de las series, se han seleccionado seis periodos temporales de análisis (**Tabla 2.1**). Los periodos son de longitud decreciente (70, 60, 50, 40, 30 y 20 años), pero en cambio cuentan con un número creciente de estaciones. Esto ha permitido poder realizar un estudio exhaustivo de las últimas siete décadas, utilizando toda la información disponible. Para la selección de las series que se incluían en cada periodo de estudio se han descartado aquellas con alguna de las siguientes características:

- Presentar más de un dato faltante por década (una vez aplicados los criterios anteriores para la eliminación de años o meses en función de los datos faltantes).
- Presentar datos faltantes al comienzo o al final de la serie (dado que esto puede afectar notablemente al cálculo de tendencias).

Tabla 2.1. Principales indicadores de caudal diario analizados, escalas temporales de cálculo, y periodos temporales considerados en el análisis de tendencias.

(Fuente: PIRAGUA_indicators.)

Cálculo de estadísticos para evaluar cambios en la serie.

Periodos

1950-2019
1960-2019
1970-2019
1980-2019
1990-2019
2000-2019

Escalas

Anual
Mensual

Estadísticos*

q10; q25; q50; q75; q90: cuartiles 1, 2 y 3, que marcan el límite superior del 25, 50 (mediana) y 75 % de los caudales diarios; y percentiles 10 y 90, que marcan el límite superior del 10 y el 90 % de los caudales diarios.

idr: rango inter-decil range: diferencia entre los deciles superiores e inferior (q90-q10), comprende el 80% de los caudales diarios.

dsk: sesgo interdecil: estimador del sesgo de la distribución, calculado como $((q90-q50)-(q50-q10))/(q90-q10)$; >0 indica un sesgo positivo y <0 un sesgo negativo, valores en el rango [-1, 1];

dku: kurtosis interdecil: estimador de la kurtosis de la distribución, calculado como idr / iqr

vcn3: caudal de base: caudal mínimo diario promediado durante tres días consecutivos

rl20: caudal de crecida: caudal máximo correspondiente a un periodo de retorno de 20 años

* Se incluyen los diez más relevantes entre los 29 estadísticos utilizados en el análisis.

2.2.3. Estadísticos representativos del nivel piezométrico

En el caso de los registros piezométricos, y debido a la naturaleza de los datos (se trata de alturas de la capa freática), a la irregularidad de los mismos (en muchos piezómetros la toma de datos no se realiza de forma regular en el tiempo) y a las lagunas existentes en las series, se consideraron únicamente las tendencias en los niveles piezométricos medios anuales. Este indicador se calcula para el periodo 1995-2019, utilizando como en el caso de los caudales el año hidrológico entre octubre y septiembre.

Para el cálculo del nivel medio anual se introdujeron nuevos criterios relacionados con la cantidad de datos faltantes en las series. Así, se descartaron:

- Aquellos años que contenían más de 100 datos faltantes en un año, o más de 20 datos faltantes consecutivos.
- Aquellas series que tuvieran más de 4 años faltantes en los 25 años analizados (de acuerdo con los criterios anteriores).

Adicionalmente, y dado que el objeto último del estudio es calcular tendencias en los indicadores, tampoco se incluyeron en el análisis aquellas series en las que faltaran años al comienzo o final de la serie.

2.2.4. Base de datos de eventos de crecida a nivel municipal

El proyecto PIRAGUA ha compilado la primera base de datos de crecidas e inundaciones en los Pirineos, a resolución municipal. En total se incluyen 1803 municipios, de los cuales 609 pertenecen a España, 1187 a Francia (comunas) y 7 a Andorra (parroquias).

En cada región se ha seguido una metodología específica para obtener la información sistemática y a escala municipal sobre las inundaciones ocurridas en el período de estudio considerado de 1981-2015, si bien hay una parte común realizada a partir del Catálogo de Inundaciones Históricas de Protección Civil, así como del Consorcio de Compensación de Seguros (en España). En el primer caso (Protección Civil) sólo se dispone de información sobre eventos que han producido daños muy graves, y la fiabilidad no es la misma para todas las comunidades autónomas. En el segundo caso (Consorcio de Compensación de Seguros) sólo se dispone de datos desagregados a escala de distrito postal, desde 1996.

Es importante aclarar que el episodio de inundación se entiende como la situación hidrometeorológica que puede producir inundaciones o desbordamientos en uno o más puntos. En consecuencia, se caracteriza por las fechas inicial y final en que se registraron inundaciones en diferentes puntos del Pirineo a consecuencia del mismo episodio de lluvias o de deshielo acelerado. Por tanto, un mismo episodio puede afectar a diversos municipios.

Los episodios de inundaciones se han clasificado en ordinarios, extraordinarios y catastróficos, siguiendo la nomenclatura utilizada en la base internacional FLOODHYMEX (Llasat et al., 2013) y propuesta dentro del proyecto europeo SPHERE (Barriendos et al, 2003; Llasat et al, 2005). En los episodios ordinarios el caudal del río o del torrente aumenta de tal forma que puede alterar el ritmo de vida cotidiano, afectando a infraestructuras no permanentes (p.e., pasarelas) o invadir pasos para el cruce del río. Sin embargo, no se producen daños materiales mayores. Se incluyen aquí inundaciones urbanas sin daños,

y suelen tener un carácter más bien local. Los episodios se consideran extraordinarios si el río, torrente o riera se desborda y, aunque afecta al desarrollo de la vida ordinaria y produce algunos daños, no se genera una destrucción completa de las infraestructuras. Estas mismas inundaciones pueden ser locales, o muy extensas. Finalmente, los episodios catastróficos son aquellos que producen pérdidas materiales graves como la destrucción total o parcial de puentes, edificios u otras infraestructuras, terreno edificable o de cultivo, pérdidas de ganado y cosechas, etcétera.

2.2.5. Análisis de tendencias

Uno de los objetivos de esta sección es determinar si existen tendencias (cambios temporales a largo plazo) en los caudales superficiales, niveles piezométricos y crecidas. La magnitud de la tendencia lineal se obtuvo mediante el estimador de pendiente de Theil-Sen (Sen, 1968). La significación estadística de la tendencia se determinó mediante la prueba de Mann-Kendall, aplicando un pre-blanqueamiento de la serie para eliminar la auto-correlación temporal a partir del método de Yue-Pilon (Yue et al., 2002). Este pre-proceso tiene la finalidad de eliminar la inflación de los valores de significación estadística que resulta de la existencia de auto-correlación de los datos, y que conlleva un número más elevado del esperable de falsos positivos en la prueba de tendencia. Para expresar la magnitud de la tendencia se ha utilizado el indicador de tendencia relativa por década, expresado en términos de porcentaje de cambio con respecto a la media del periodo.

2.3. Resultados

2.3.1. Análisis pormenorizado de las estaciones de aforo y de piezometría

Cada estación de aforo y de piezometría incluida en los conjuntos de referencia ha sido objeto del análisis descrito en el apartado anterior, y los resultados se han compilado en informes individuales para cada estación. Estos informes se pueden consultar y descargar, para cada estación, en el geoportal del Observatorio Pirenaico del Cambio Climático (OPCC, 2022), en la capa de Aforos de Referencia, pulsando con el ratón en la estación de aforos deseada (fichas de indicadores de caudal, en formato PDF).

En la cabecera de los informes se presenta la localización de la estación, así como la serie de datos completa. A continuación se muestran las curvas de frecuencia-magnitud de los caudales, para distintos periodos temporales. A modo de ejemplo se presenta los resultados para los aforos de Sigüés y Olorón ([Figura 2.5](#)).

Estas dos estaciones de aforos se encuentran en la mitad occidental de la cordillera, cada una a un lado (norte-sur) de los Pirineos. Aunque, a rasgos generales, las tendencias a largo plazo en ambas estaciones son parecidas, existen algunas diferencias que se pueden apreciar en la evolución de las curvas de frecuencia-magnitud. En ambos casos se aprecian tendencias descendentes de los caudales medios, bajos y altos a escala anual entre 1960 y 2019. Sin embargo, la curva de distribución muestra un descenso más acusado para la estación española, parecido a lo que ocurre durante los meses de verano y principios de otoño. Durante los meses de invierno, la estación francesa no muestra cambios significativos de la distribución de caudales entre los diferentes periodos, a excepción de los caudales más bajos. Sin embargo, la estación de Sigüés, muestra tendencias diferentes para los caudales bajos y medios, por un lado, y para los altos, por otro. Las condiciones locales son, por tanto, un factor muy importante en la respuesta de los caudales a forzamientos externos.

La información para cada estación de aforo se completa con el análisis de las series temporales de los distintos indicadores de caudal. Como ejemplo se presenta el caso del aforo de río Aragón en Jaca, para el periodo 1950-2019 (Figura 2.6). Las líneas rojas en las series temporales de cada indicador indican las series que presentan una tendencia a largo plazo significativa. A escala anual, se observan tendencias descendentes y significativas en los caudales altos y muy altos (q75 y q90), así como

en la variabilidad de los caudales (iq, idr). A escala mensual, lo más relevante es el descenso significativo de los caudales bajos y medios (q10, q25, q50) en marzo, abril, mayo y junio (los meses del deshielo), y los caudales altos en los mismos meses excepto abril.

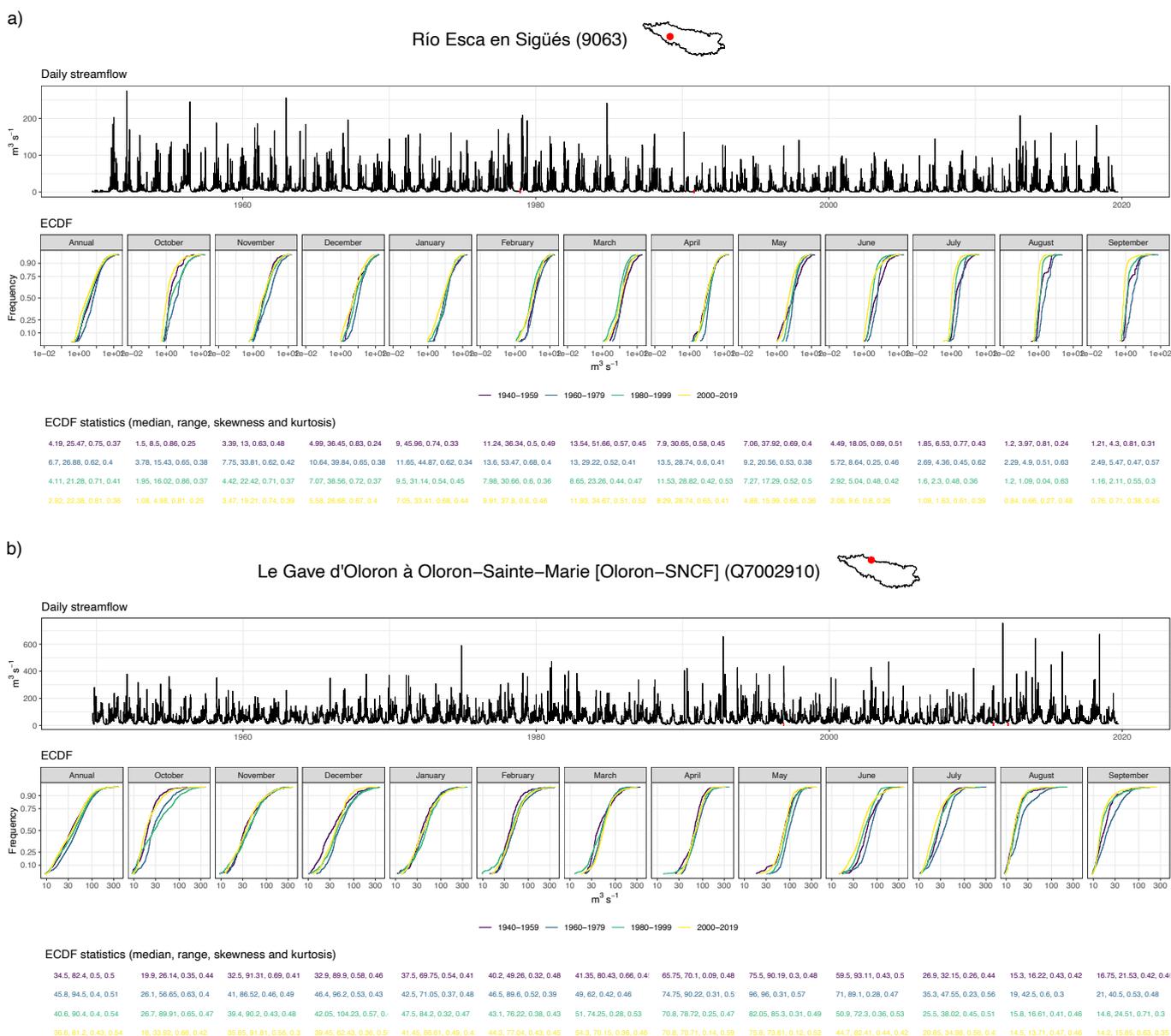


Figura 2.5. Hidrograma completo (evolución temporal de los caudales diarios) y cambios decadales en la función de distribución acumulada (ECDF) de los caudales observados en los aforos 9063 (río Esca en Sigüés) y Q7002910 (Gave d'Oloron en Oloron-Sainte-Marie).

(Fuente: PIRAGUA_indicators.)

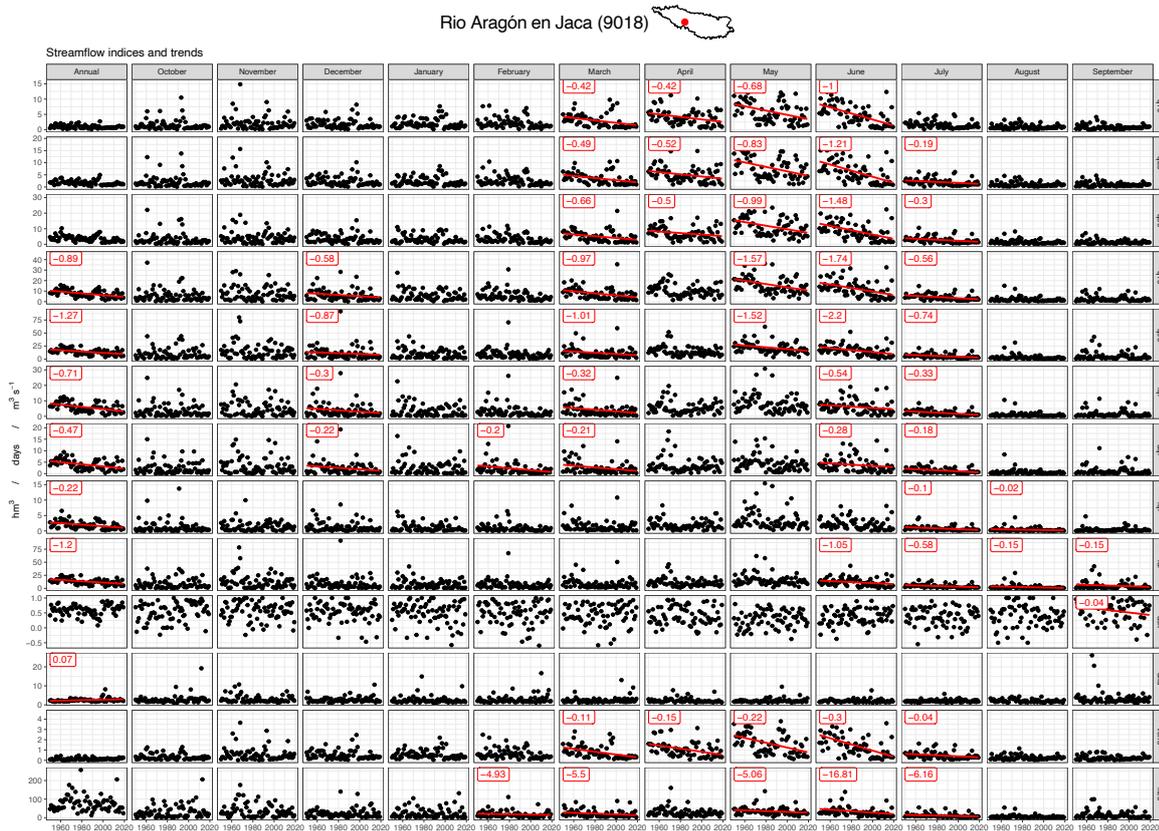


Figura 2.6. Series temporales anuales y mensuales de indicadores de caudal en el aforo 9018 (río Aragón en Jaca), periodo 1950-2019. Las líneas rojas indican las tendencias significativas, con indicación de la magnitud de la tendencia (números rojos).

(Fuente: PIRAGUA_indicators.)

2.3.2. Tendencias en los caudales superficiales

Aunque el análisis individual de cada estación de aforo o piezometría permite estudiar con detalle los estadísticos y las tendencias de cada uno de los indicadores en los distintos periodos, resulta más interesante realizar un análisis del conjunto de todos los Pirineos.

Para ello, los resultados de los análisis de tendencias se han plasmado en mapas que resumen los resultados de todas las series disponibles en cada periodo de análisis. A modo de ejemplo se muestran los resultados para el periodo 1960-2019 (Figura 2.7). En el geoportal del OPCC se pueden consultar los resultados para los distintos periodos (OPCC, 2022).

Cada uno de los aforos se representa en los mapas mediante un triángulo cuyo vértice indica la dirección de la tendencia observada: el vértice hacia arriba indica una tendencia ascendente

(progresivo incremento del valor del indicador de caudal), mientras que el vértice hacia abajo indica una tendencia descendente. El color del triángulo indica, a su vez, la dirección y la significación de la tendencia: azul para las tendencias ascendentes y rojo para las descendentes. Los tonos fuertes señalan las tendencias estadísticamente significativas, mientras que los tonos suaves indican las que no lo son. Además, el tamaño del triángulo indica la magnitud de la tendencia, de modo que el triángulo es mayor en aquellas tendencias de mayor magnitud. Por último, los números en el margen inferior izquierdo de cada uno de los mapas indican el número de tendencias en cada dirección y su significación. Así, el primer número indica el número de tendencias negativas significativas, el segundo el de negativas no-significativas, el tercero, el de positivas no-significativas, y, el cuarto, el de positivas significativas.

En el caso del periodo 1960-2019 mostrado en la figura destaca el predominio absoluto de las tendencias negativas o descendentes en todos los indicadores de cantidad de caudal diario (q10, q25, q50, q75 y q90), tanto a escala anual como en los distintos meses. Los caudales medios anuales (q50) disminuyeron entre un 4 y un 15% por década, mientras que los bajos (q10) lo hicieron entre un 4 y un 17% y los altos (q90) entre un 2 y un 14%. En el caso de los caudales bajos este descenso fue más acusado en los meses de verano y principios de otoño (entre junio y octubre), con una disminución de los caudales de hasta el 20% por década en algunos casos y un elevado número de series con tendencias negativas significativas. Esta disminución de los caudales bajos se acusa también en el caudal de base (vcn3), que también disminuye indicando un aumento de la severidad de los periodos de aguas bajas. Los caudales altos también disminuyeron durante todos los meses, aunque la disminución fue más acusada durante el invierno (entre diciembre y febrero), llegando a disminuir hasta

un 20 % por década. Esta disminución de los caudales altos se acusó también en el indicador de caudales extremos (r120), que presenta también descensos, aunque de manera algo menos clara. Los descensos más generalizados de este indicador se observaron durante los meses de verano (junio y julio), para los que más de la mitad de las series mostraron tendencias descendentes significativas, con disminuciones de entre un 6 y un 16 % por década. Todas estas tendencias influyeron en la distribución de los caudales anuales y mensuales y, por tanto, también en los indicadores de sesgo (dsk) y kurtosis (dku) de las series, con un predominio al descenso, aunque las tendencias observadas para estos dos estadísticos no son tan consistentes a escala regional.

La tendencia negativa generalizada de los indicadores de caudal diario observada para el periodo 1960-2019 se mantiene, en gran medida, durante el periodo 1970-2019. Sin embargo, comienzan a observarse algunos cambios durante los meses de invierno y primavera, para los que disminuye el número de series con tendencias

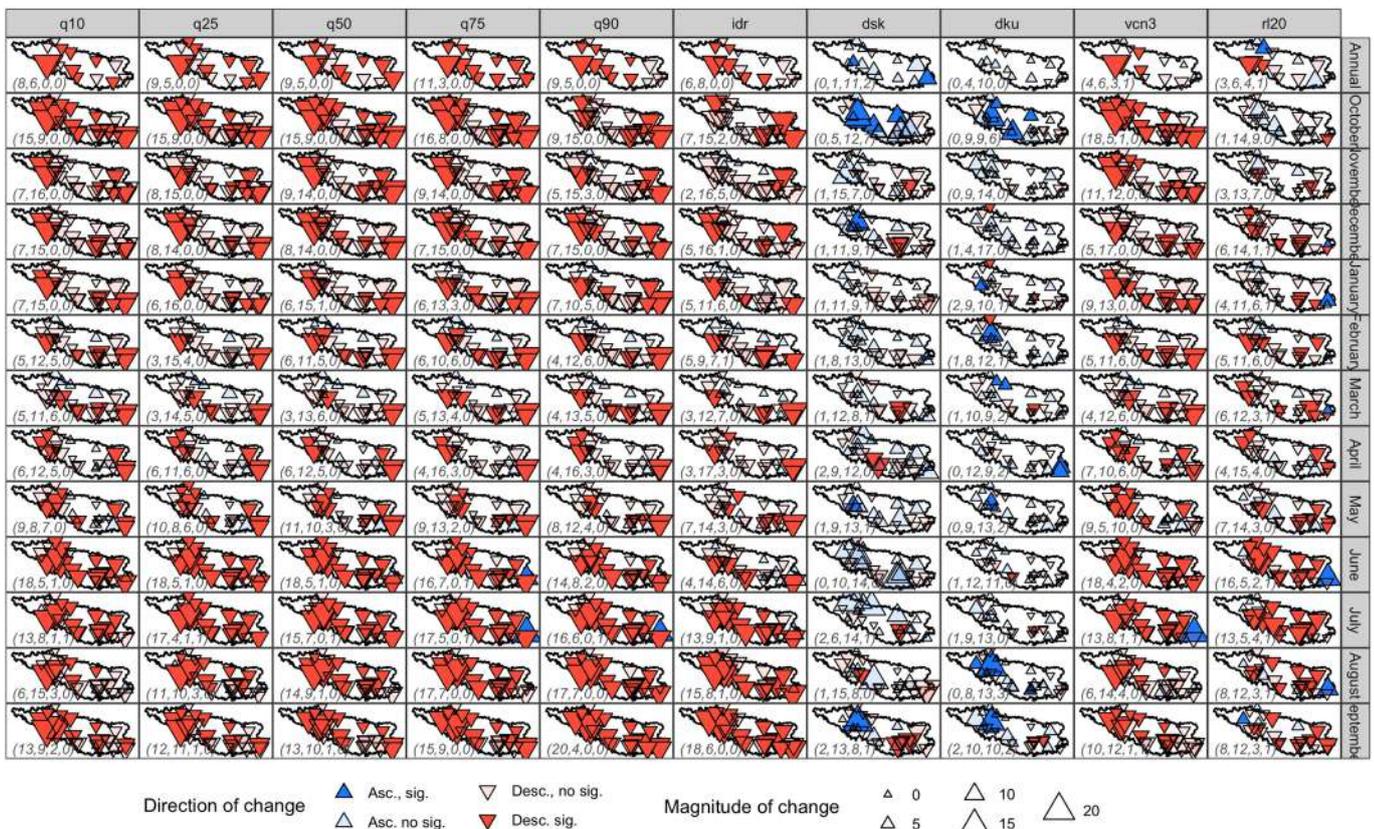


Figura 2.7. Resultados de los análisis de tendencias en los caudales históricos observados de los Pirineos para el periodo 1960-2019.

(Fuente: PIRAGUA_indicators.)

significativas e incluso comienzan a observarse algunas tendencias positivas, sobre todo para los indicadores de caudales altos. Estos cambios se hacen más generalizados en a partir del periodo 1990-2019, el cual marca un punto de inflexión, de manera que a partir de este periodo las tendencias a escala anual son poco claras, ya que el porcentaje de tendencias significativas disminuye de manera importante y las tendencias significativas muestran direcciones opuestas para un mismo estadístico sin una distribución espacial clara. Como ejemplo, de las 61 series analizadas a escala anual en este periodo, solamente dos muestran tendencias significativas (de signo negativo o decreciente) para los caudales medios anuales (q50). Es un resultado que, considerando el tamaño de la muestra analizada,

podría obtenerse por azar, por lo que no puede considerarse significativo a escala regional.

Los caudales bajos (q10 y q25) son los que muestran una tendencia anual más clara en los periodos más recientes, con 14 de las 15 tendencias significativas mostrando un signo descendente (de las 61 tendencias computadas en total), con un descenso medio de los caudales bajos de un 15 % por década. A escala mensual, las tendencias en este periodo son, en general, poco claras (el porcentaje de tendencias significativas es bajo y las tendencias significativas muestran direcciones opuestas), sobre todo entre enero y julio.

Es decir, las tendencias observadas anteriormente se van relajando o desaparecen cuando se

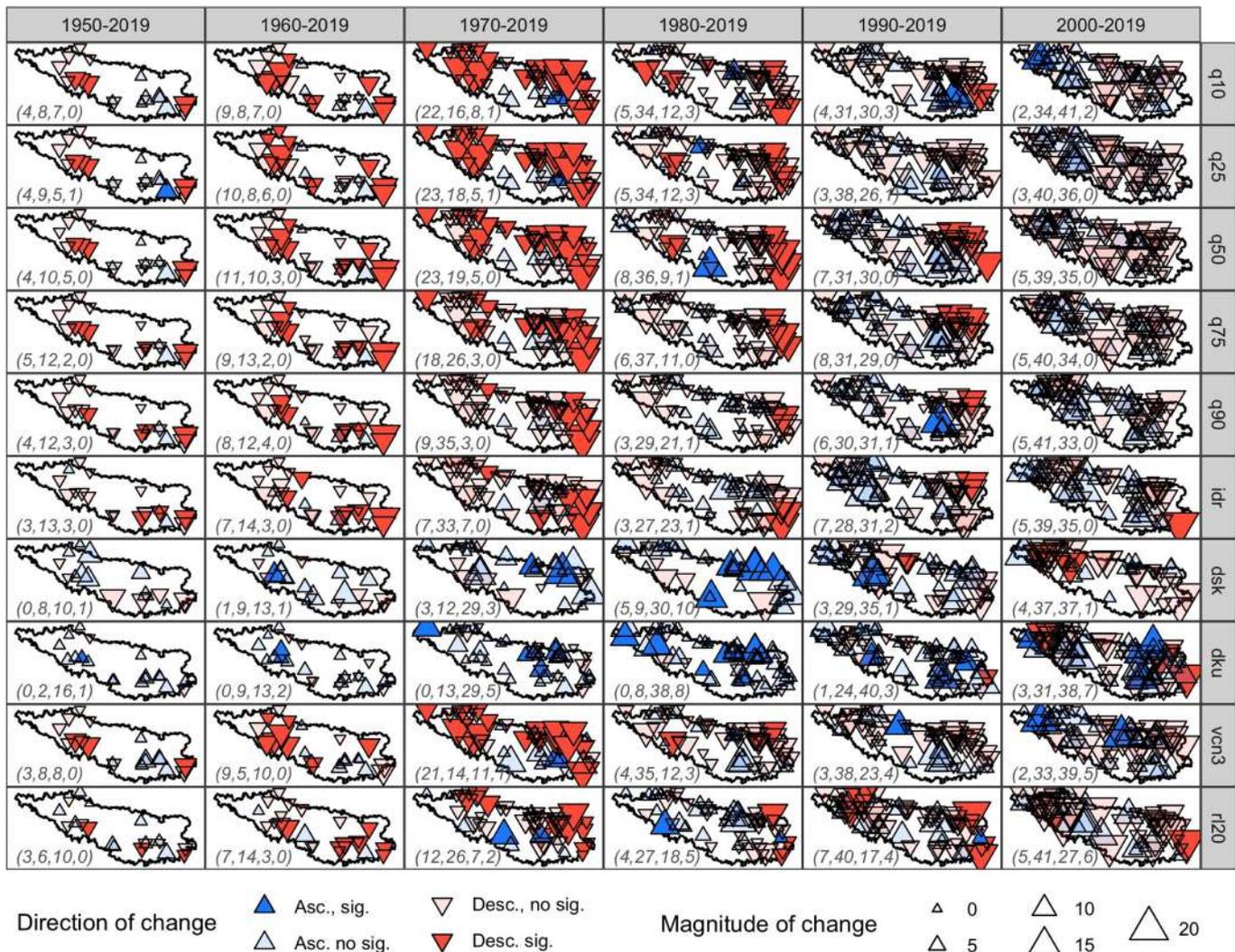


Figura 2.8. Resultados de los análisis de tendencias de los caudales de los Pirineos para el mes de mayo para diferentes periodos temporales.

(Fuente: PIRAGUA_indicators.)

consideran los periodos más recientes. Un ejemplo de ello es el mes de mayo (Figura 2.8). Se muestran resultados del análisis de tendencia en los distintos indicadores de caudal, para los seis periodos de análisis. Si consideramos, por ejemplo, el caudal mediano (q50) se observa cómo las tendencias negativas predominaron considerando los periodos más largos (14 sobre 19 en 1950-2019, 21 sobre 24 en 1960-2019, 42 sobre 47 en 1970-2019) pero van disminuyendo progresivamente con posterioridad (44 sobre 54 en 1980-2019, 38 sobre 68 en 1990-2019, y 44 sobre 79 en 2000-2019). Se aprecia también cómo el porcentaje de tendencias significativas de cualquier signo aumenta y luego disminuye a lo largo del periodo de análisis (21%, 46%, 49%, 83%, 17%, 10%, y 6%).

Esto último no debe sorprender, ya que existe una relación entre la longitud de las series de datos y la potencia de la prueba de Mann-Kendall, de modo que para periodos más cortos es más difícil obtener significación estadística, para una magnitud de la tendencia y una varianza igual de los datos. Sin embargo, el descenso de la proporción de tendencias negativas sobre el total sí parece ser indicativo de un cambio, o más bien relajación, de la tendencia negativa generalizada de los indicadores de caudal diario.

Las tendencias observadas para el periodo 1990-2019 son algo más claras para los meses de estiaje (entre agosto y octubre). Así, en octubre (Figura 2.9) se sigue observando una disminución significativa de los caudales medios, bajos y altos, con más de un 30% de tendencias

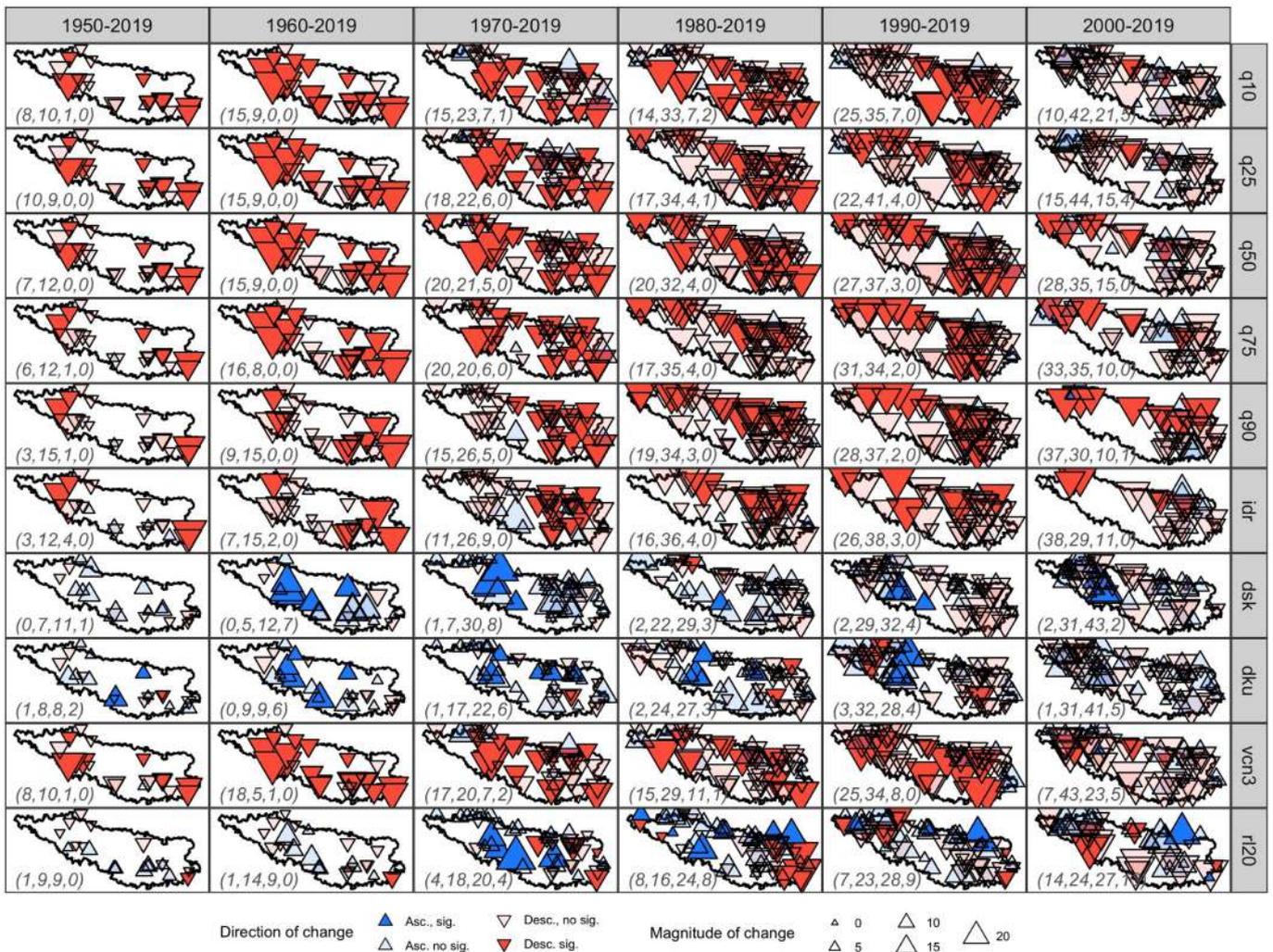


Figura 2.9. Resultados de los análisis de tendencias de los caudales de los Pirineos para el mes de octubre para diferentes periodos temporales.

(Fuente: PIRAGUA_indicators.)

significativas estadísticamente, todas ellas descendentes. Se estima así, un descenso de los caudales medios (q50), bajos (q10, q25) y altos (q75, q90) de alrededor de un 20% por década. Esta disminución generalizada de los caudales de octubre se traduce en una disminución de la amplitud y la variabilidad del hidrograma, reflejada en la disminución del rango inter-decil (idr).

Además, también disminuye el caudal de base (vcn3) y, por lo tanto, es de esperar que se esté produciendo un aumento de la severidad del periodo de aguas bajas, al igual que se ha observado en el periodo más largo 1960-2019. Sin embargo, la disminución de los caudales altos no se traduce en una disminución de los extremos extremos (rl20), ya que del 23% de tendencias que significativas un 40% indican un descenso de los caudales extremos mientras que un 60% muestran un aumento de los mismos, con una distribución espacial poco conclusiva.

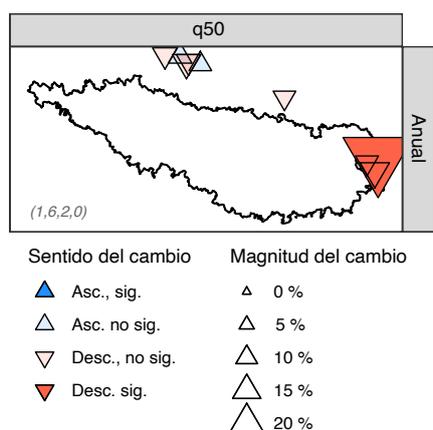


Figura 2.10. Resultados de los análisis de tendencias en los niveles piezométricos medios anuales de los Pirineos para el periodo 1995-2019.

(Fuente: PIRAGUA_indicators.)

2.3.3. Tendencias en los niveles piezométricos (agua subterránea)

La (Figura 2.10) muestra los resultados del análisis de tendencias de los niveles piezométricos medios anuales para el periodo 1995-2019 en las masas de agua subterráneas pirenaicas. Más allá de las posibles interpretaciones de los resultados, la figura deja en evidencia las pocas estaciones de medida para las que ha sido posible realizar el análisis con los criterios establecidos. De hecho, son muchas las estaciones en las que se observa un elevado número de lagunas de datos, algunas de ellas de una importante extensión temporal. Esta situación demuestra claramente la necesidad de ampliar y mejorar el seguimiento de las redes de monitoreo de las aguas subterráneas existentes, en ambos lados de la divisoria.

2.3.4. Distribución espacial de los eventos de inundación

En el periodo 1981-2015 se han registrado 181 eventos de inundación en los Pirineos (Figura 2.11). De estos eventos, 128 han afectado la parte española, 43 la parte francesa y 46 se han registrado en Andorra. Algunos de estos episodios han sido comunes a dos o a los tres países, como los eventos de 1982 (afectó a los tres) y el de 2013 (afectó a Francia y España). De ahí que la suma total por países no coincida con 181. Lo mismo sucede cuando la unidad de trabajo es la región, habiendo 41 episodios ‘trans-regionales’.

Es necesario aclarar que para algunas regiones no se han podido obtener todos los episodios ordinarios debido a que por su menor entidad en ocasiones no se registran. Es por ello que la base de datos puede presentar cierta heterogeneidad para los episodios de menor entidad, como es el caso de Andorra que destaca por un número muy elevado de episodios.

En la (Figura 2.12) se muestra el número de episodios con daños notables (extraordinarios y catastróficos). Obsérvese que en este caso

Andorra ya no destaca como en la figura anterior. Precisamente la elevada frecuencia que se observa en la (Figura 2.11) es consecuencia de la detallada base de inundaciones de la que dispone este país.

En la mayoría de los municipios de Cataluña se han registrado entre 1 y 3 eventos de inundación.

Los municipios con mayor número de episodios se encuentran al noreste, próximos al Mediterráneo. El máximo se ha registrado en Llançà, con 16 eventos de inundaciones, seguido de Olot con 15 eventos. Si se analizan los eventos por comarca, el Alt Empordà y la Garrotxa alcanzan 25 episodios de inundación.

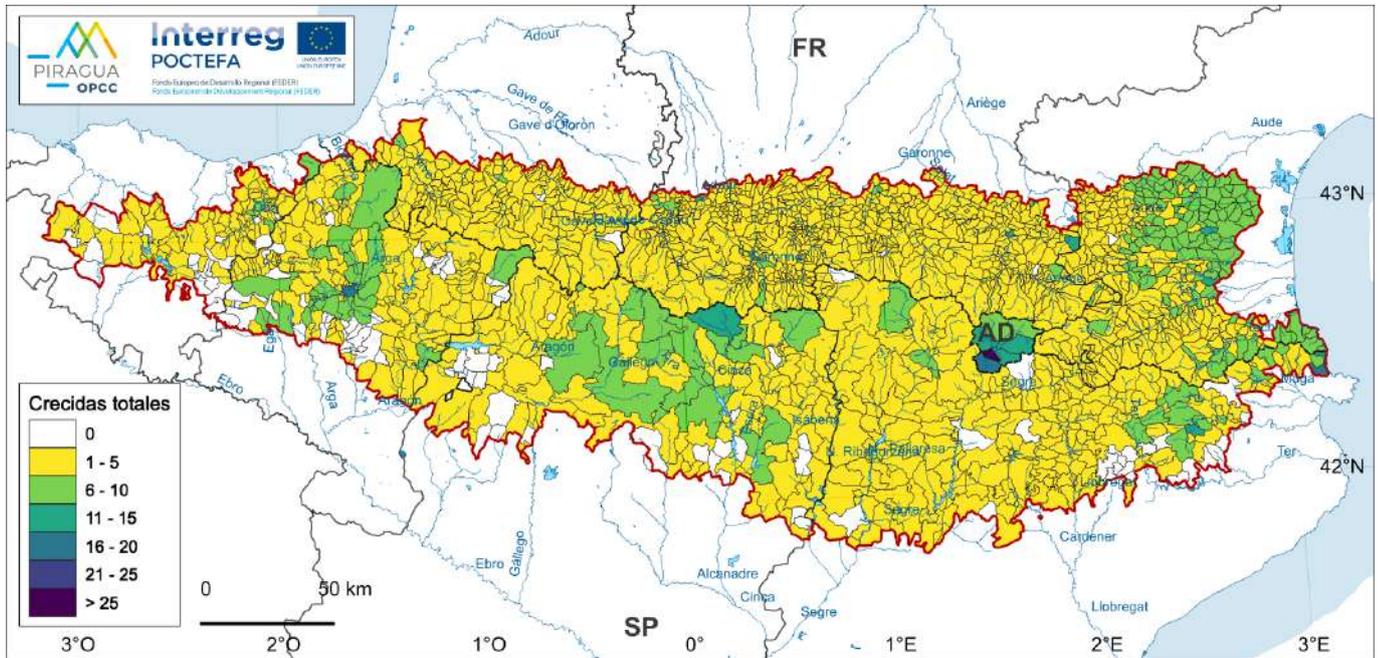


Figura 2.11. Distribución municipal del número total de eventos de inundación que han afectado el área de los Pirineos para el periodo 1981-2015.

(Fuente: PIRAGUA_flood.)

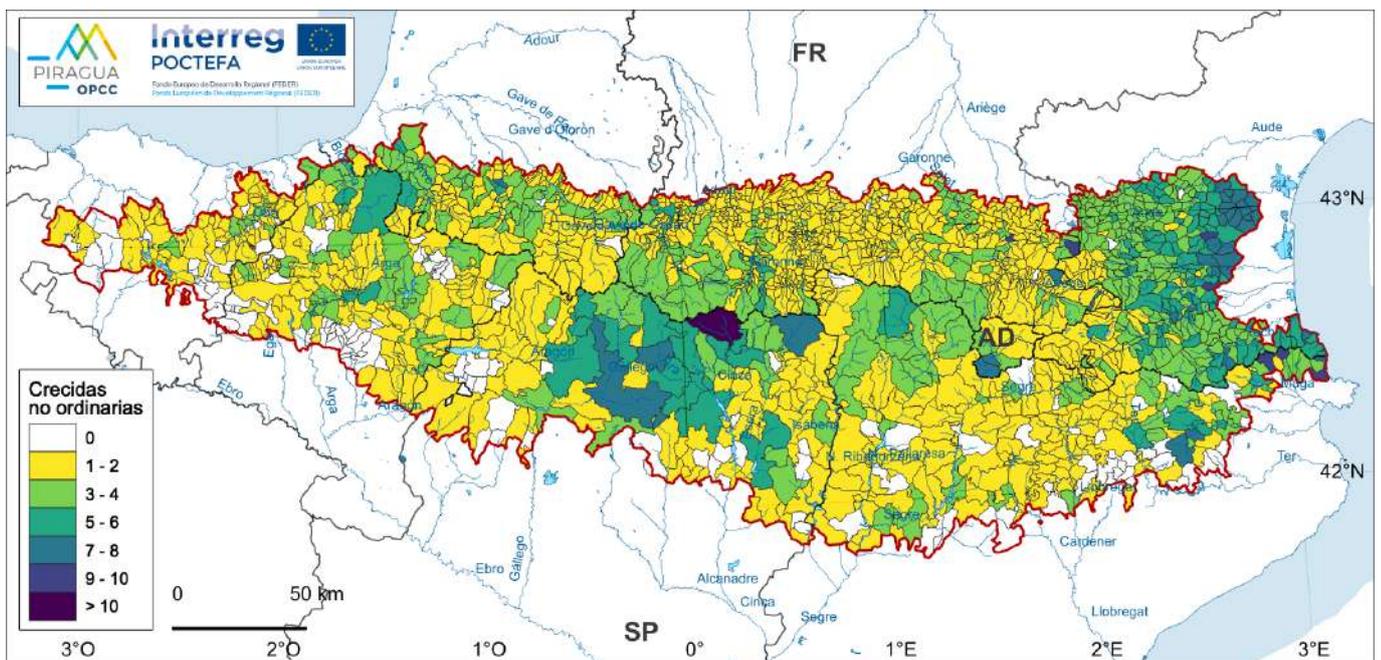


Figura 2.12. Distribución del número de eventos de inundación con daños notables (extraordinarios y catastróficos) que han afectado el área de los Pirineos para el periodo 1981-2015.

(Fuente: PIRAGUA_flood.)

Las comarcas en donde se han registrado más eventos catastróficos son la Val d’Aran, l’Alta Ribagorça, el Pallars Jussà y el Pallars Sobirà. En Aragón, Bielsa es el municipio en el que se han registrado un mayor número de episodios de inundación, con 15 episodios de los cuales 9 han sido extraordinarios (Figura 2.13) y 4 catastróficos, el máximo valor de toda la base de datos (Figura 2.14). Le siguen los municipios de Benasque y Graus, en la cuenca del río Ésera, con 9 casos extraordinarios cada uno. Obsérvese que Bielsa presenta el mayor número de episodios notables (Figura 2.12). También destaca la franja formada por los municipios de Jaca, Sabiñánigo, Boltaña y Aínsa-Sobrarbe, municipios en los que los episodios de inundaciones registrados oscilan entre 6 y 8. En el caso de Navarra, el municipio en el que se han producido un mayor número de episodios es Pamplona, con 17 episodios, seguido del Valle de Egüés, Uharte/Huarte y Belascoáin con 10 episodios, y Baztán, Etxauri y Cendea de Olza con 8 episodios cada uno. La frecuencia de eventos disminuye en el País Vasco, con un máximo de 8 en Oiartzun, seguido de Tolosa, con 7 eventos. La mayoría de los eventos de inundación se concentran en la parte Este del Pirineo vasco, donde la altura del macizo es superior.

Se trata de una situación contraria a la que sucede en el extremo oriental, donde la proximidad al mar de las estribaciones pirenaicas es fundamental en la generación de episodios de crecida.

Por lo que respecta a la parte francesa, en Nouvelle Aquitaine el máximo se produce en Mauleón-Licharre, con 7 eventos de inundación, seguido de Cambo-les-Bains con 6 eventos. La mayor frecuencia en la parte de Occitanie se encuentra en los municipios Mongaillard con 13 episodios de inundaciones y Bélesta con 12. La mayoría de los municipios afectados se encuentran localizados en el sector noreste de la región de estudio, en donde se han registrado 10 eventos de inundación. Existe una gran región en el centro de Occitanie en la que el número de eventos es inferior a 5 y por último hay una zona en la parte oeste en la que el número de eventos oscila entre 6 y 8.

El análisis de la distribución mensual del número de eventos de inundación con daños notables (extraordinarios y catastróficos) en el Pirineo (Figura 2.15) muestra que la mayoría de los eventos se concentran en los meses de junio a noviembre, y que es en los meses de febrero a abril cuando el número de eventos es menor.

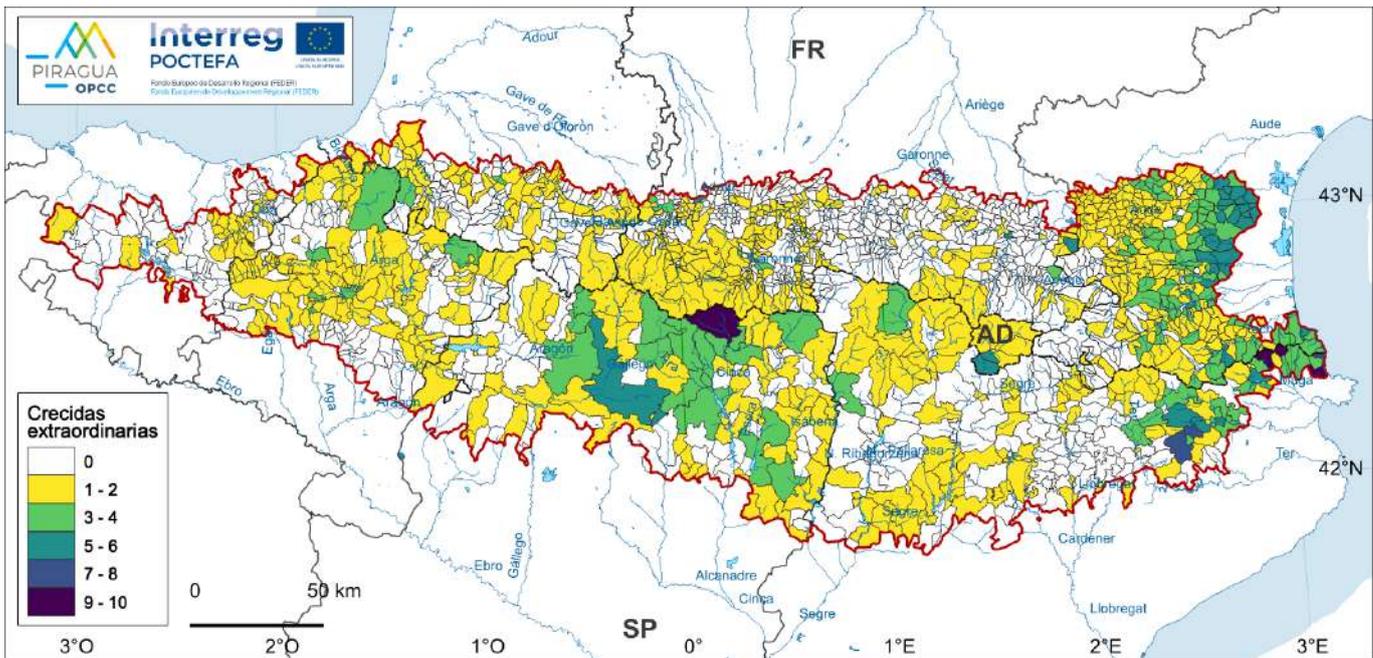


Figura 2.13. Distribución del número de eventos extraordinarios de inundación que han afectado el área de los Pirineos para el período 1981-2015.

(Fuente: PIRAGUA_flood.)

El máximo absoluto se produce en octubre con 15, aunque si también se tienen en cuenta los episodios ordinarios esa cifra asciende a 19. En los Pirineos de Cataluña los eventos se concentran en los meses de octubre y noviembre, seguido de junio. En Aragón se concentran en los meses de agosto a noviembre. En el caso de Navarra la distribución mensual del número de eventos notables es distinta a las observadas en

las regiones más orientales, ya que la mayoría se concentran en los meses de mayo a octubre, sin existir un único máximo, y con la excepción de septiembre, mes en el que no se ha registrado ningún evento. En el caso del País Vasco los eventos se concentran principalmente en los meses de verano, de junio a agosto, con dos eventos no ordinarios en cada uno de estos meses.

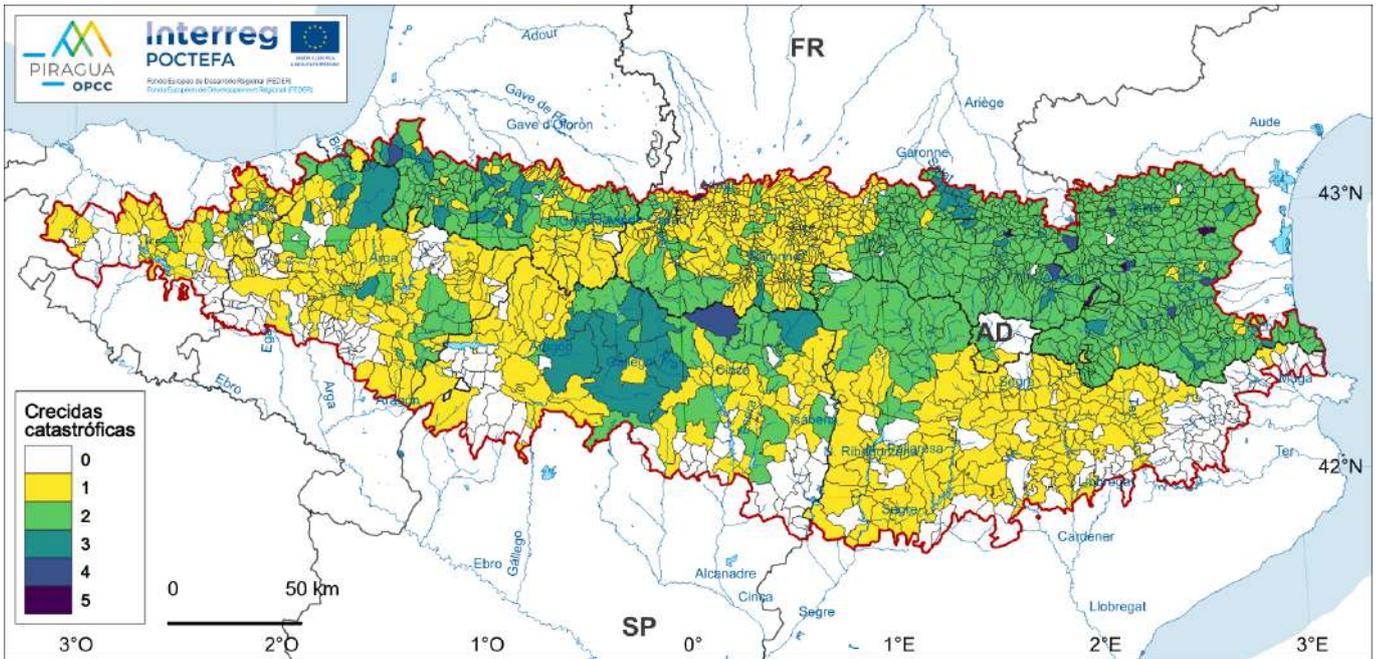


Figura 2.14. Distribución del número de eventos catastróficos de inundación que han afectado el área de los Pirineos para el periodo 1981-2015. (Fuente: PIRAGUA_flood.)

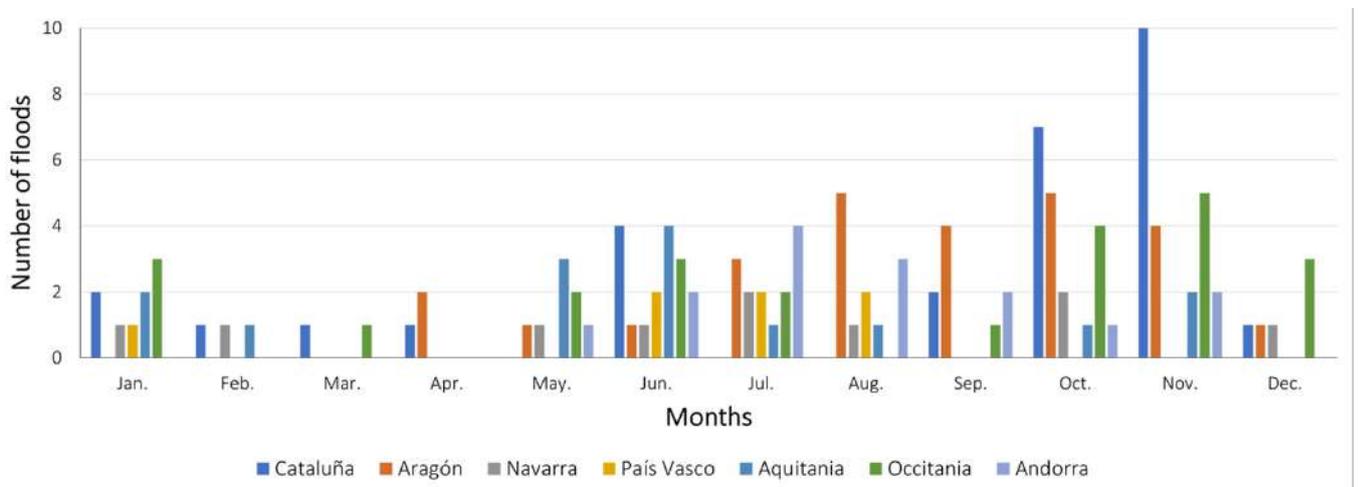


Figura 2.15. Distribución mensual del número de episodios de inundación notables que han afectado el área de los Pirineos para el periodo 1981-2015. (Fuente: PIRAGUA_flood.)

En Nouvelle Aquitaine, de forma similar al País Vasco y Navarra, la mayoría de los eventos se producen en los meses de mayo y junio, con 3 y 4 eventos registrados respectivamente, si bien el siguiente mes con mayor número de eventos no ordinarios es enero, con 2.

La distribución mensual de los eventos de inundación con daños notables en Occitanie es más similar a la de Cataluña que a la de Nouvelle-Aquitaine, ya que el mayor número de eventos se concentra en los meses de otoño, encontrándose el máximo en el mes de noviembre (6), seguido de octubre (4). Son destacables también los meses de mayo a julio y los de diciembre y enero.

En Andorra la mayoría de los eventos se producen en los meses de mayo a noviembre, registrándose el máximo absoluto el mes de julio (4), seguido de agosto (3). Esta distribución se asemeja más a la de Navarra, País Vasco y Nouvelle-Aquitaine.

2.3.5. Tendencia temporal de los eventos de inundación

Exceptuando los años 1985 y 1990 se han producido inundaciones notables todos los años. El estudio de tendencia para el período 1981-2015 muestra una pendiente positiva, igual a 0,74 eventos/década, si bien la tendencia no es estadísticamente significativa a un nivel de significación del 90%.

Al analizar la evolución del número de eventos no ordinarios en el Pirineo se observa de nuevo una tendencia positiva, con una pendiente de 0.3 eventos/década. Sin embargo, al realizar el test de Mann-Kendall, se obtiene que esta tendencia no es significativa. De la misma forma que en Nouvelle-Aquitaine, el año en el que se produjo el mayor número de eventos no ordinarios fue 2014, con 4 eventos de este tipo.

En Cataluña hay una tendencia positiva de 0.15 eventos/década, si bien no es significativa. En Aragón y en el País Vasco la tendencia es ligeramente negativa (-0.006 y -0.084 eventos/década, respectivamente), y también no significativa. En la zona navarra la tendencia es positiva (0.028 eventos/década) pero no significativa. Es relevante el hecho de que en Nouvelle-Aquitaine se observa una tendencia positiva de 0.34 eventos/década, significativa a nivel de significación del 90%. Es la misma tendencia que se observa en Occitanie (0.31), aunque en esta región no es significativa. En el caso de Andorra, al estudiar la evolución temporal del número de eventos no ordinarios se observa de nuevo una ligera tendencia positiva no significativa, con una pendiente de 0.04 eventos/década.

Si se tienen en cuenta todos los tipos de inundaciones que han afectado los Pirineos, incluidos aquellos que han producido daños menores, se observa una tendencia positiva significativa para el conjunto de la región, así como en Nouvelle-Aquitaine y Occitanie. Las inundaciones de carácter extraordinario también aumentan significativamente a escala de macizo, así como en Aquitania, mientras que en Occitania aumentan las ordinarias o con daños menores.

2.3.6. Consecuencias de los eventos de inundación

En la parte española de los Pirineos las crecidas analizadas ocasionaron 121 fallecidos. Los meses en los que se han producido más fallecimientos por inundaciones son los de agosto, con 97 víctimas, y noviembre con 39. Cabe decir que la tragedia del camping Las Nieves de Biescas, en agosto de 1996, donde el desbordamiento repentino del torrente de Arás produjo 87 víctimas mortales, desvirtúa el hecho de que normalmente en verano se trata de episodios breves, sin víctimas, y en el caso de haberlas suelen ser en bajo número y se asocian a deportes de aventura.

Considerando sólo los eventos producidos entre 1996 y 2015, el importe total de compensaciones pagadas por el Consorcio de Compensación de Seguros (CCS) en concepto de inundaciones, y atendiendo sólo a los pagos en municipios de los Pirineos, es de 142.5 millones de euros de 2015 (€2015). De esa cantidad, 109.6 millones €2015 se deben a los 81 eventos más costosos.

Una síntesis por regiones muestra que en el periodo de estudio se ha producido un total de 66 episodios en Cataluña en los que el número de víctimas asciende a 21. El CCS pagó un total de 33.4 millones €2015 en indemnizaciones por inundaciones en el periodo 1996-2015, siendo la Val d'Aran la región más indemnizada, debido principalmente al evento de junio de 2013 en el que se superaron los 5 millones €2015. En Aragón se han registrado un total de 35 episodios y 97 víctimas, principalmente debidas al episodio de Biescas ya mencionado. El CCS pagó un total de 15.2 millones €2015 de euros en indemnizaciones por inundaciones en el Pirineo aragonés en el periodo 1996-2015. Los municipios de Biescas, Benasque y Jaca superan el millón de euros en indemnizaciones, debido principalmente a los eventos de Biescas (agosto 1996), del Valle del Ésera (junio 2013) y al de Jaca y el Valle del Aragón (octubre 2012). En el Pirineo Navarro se han producido 24 episodios de inundación. Sólo consta una víctima en el período estudiado, aunque se sabe que anteriormente se habían registrado inundaciones muy graves en Baztán. El CCS pagó un total de 65.8 millones €2015 en indemnizaciones por inundaciones en esta región, pero hay que tener en cuenta que la capital, Pamplona, se incluye dentro del área de estudio lo que eleva significativamente el coste de los daños.

Se trataría por tanto de un caso ejemplar en el análisis de riesgos, en que el riesgo por inundación es muy alto debido a la elevada vulnerabilidad, a pesar de tener una peligrosidad moderada en comparación con otras regiones pirenaicas. En el País Vasco se han producido 16 episodios de inundación, con dos víctimas. El CCS pagó un total de 28.1 millones €2015. Los tres municipios con un mayor importe de indemnizaciones fueron Tolosa, Oiartzun e Ibarra con 3.1, 3 y 2.9 millones €2015, respectivamente.

La región pirenaica de Nouvelle-Aquitaine ha registrado 16 eventos para el periodo de estudio que han afectado 159 municipios. Los Pirineos de Occitanie representan el 28.60% del área de estudio, y 1017 municipios se han visto afectados con al menos un evento de inundación, a consecuencia de 36 episodios. En Andorra, el máximo se produce en el municipio de Andorra-la Vella con 27 episodios de inundaciones, seguido de Sant Julià de Lòria con 18 inundaciones (recuérdese que incluye también las ordinarias). Las parroquias en las que se ha producido el mínimo son las de la parte norte del país, Ordino, Canillo y Encamp, con 7, 9 y 12 eventos respectivamente (Figura 2.11).

2.4. Conclusiones

En los últimos 60 años (periodo 1960-2019) los ríos de los Pirineos han registrado una marcada tendencia descendente en los caudales medios, bajos y altos, tanto a escala anual como para la mayor parte de los meses del año. La tendencia descendente anual está condicionada, sobre todo, por los meses de verano y otoño, y en menor medida, por las de primavera e invierno. La variabilidad de los caudales diarios, así como el peso de los caudales altos sobre el conjunto, también muestran una tendencia negativa. Desde el punto de vista de los recursos hídricos, es notable el descenso de los caudales de estiaje, sobre todo en verano y a comienzos del otoño. En conjunto, se observa una notable homogeneidad espacio-temporal de las tendencias de los indicadores de caudal, que afectan por igual a todas las regiones de los Pirineos.

A medida que el periodo analizado es más corto y más cercano a la actualidad, las tendencias se van relajando o anulando. Para el periodo 1990-2019 las tendencias al descenso de caudales a finales del verano y principios del otoño se mantienen en gran parte de las estaciones de aforo, si bien a escala anual y para el resto de meses son poco significativas y no se aprecia un claro patrón espacial para la mayoría de los indicadores de caudal analizados. Los indicadores de caudales bajos son los que muestran una mayor persistencia de las tendencias negativas. Este resultado podría interpretarse como un cambio en la tendencia a largo plazo, indicando una cierta estabilización de los regímenes de caudal. Sin embargo, conviene tener en cuenta la influencia del llamado ‘efecto tamaño’ del análisis estadístico, que explica que a medida que las series de datos se hacen más cortas la probabilidad de detectar una tendencia se hace más baja, lo que recomienda tener precaución en la interpretación de este resultado.

El análisis de niveles piezométricos ha evidenciado la poca consideración tenida con las aguas subterráneas, lo que se refleja en series de datos poco regulares y con amplias lagunas. Bien es cierto que, aunque durante los últimos años parece haber un mayor y mejor control de los niveles piezométricos en el pirineo, las series de datos no son suficientemente completas para poder realizar un análisis de tendencias a

escala regional. Sin embargo, siendo las aguas subterráneas el principal factor de mantenimiento de los caudales de los ríos de los Pirineos en época de estiaje, resulta importante controlar su evolución, teniendo en cuenta, además, que se ha identificado una tendencia significativa al descenso de los caudales superficiales. Es, por ello, urgente que se realice un esfuerzo mayor en el control y mantenimiento de las redes de medida de aguas subterráneas, particularmente en lugares poco influenciados por la extracción (bombeo). Asimismo, sería necesario añadir a las redes de monitoreo existentes el control de los manantiales más relevantes.

Se ha recopilado información de 181 eventos de inundación en el período 1981-2015, varios de los cuales han afectado a más de una región o incluso a la totalidad de los Pirineos. La zona oriental ha registrado más eventos que la occidental, siendo Cataluña (66) la región que registra el mayor número, seguida de Andorra (46) y Occitania (36). La región de Nouvelle Aquitaine es la que ha registrado un mayor número de episodios catastróficos, con 6 casos de los 17 totales (un 35%), y el municipio con mayor número es Bielsa, con 3 casos catastróficos. En la parte española de los Pirineos las inundaciones han ocasionado 121 fallecidos y un importe total de 142.5 M €2015 de compensaciones pagadas por el Consorcio de Compensación de Seguros. De esa cantidad, 109.6 M €2015 se deben a 81 eventos que afectaron la vertiente española entre 1996 y 2015, en tanto que la diferencia se corresponde con inundaciones no identificadas. Navarra es la región que ha más ha cobrado en concepto de daños por inundación, debido a la importancia de los daños producidos en la ciudad de Pamplona. Las tendencias observadas en el número de inundaciones durante el periodo de análisis, aunque muestra valores positivos (incremento de eventos), no son estadísticamente significativas.

3. Modelización del balance hídrico de los Pirineos en la actualidad (1981-2010)

Pere Quintana (OE), Santiago Beguería (EEAD-CSIC), Anaïs Barella (OE), Yvan Caballero (BRGM), Roxelanne Cakir (CNRS), Omar Cenobio (OE), Roger Clavera-Gispert (OE), Benoît Dewandel (BRGM), Youen Grusson (CNRS), Guillaume Hevin (BRGM), Jorge Jódar (IGME-CSIC), Luis Javier Lambán (IGME-CSIC), Sandra Lanini (BRGM), Pierre Le Cointe (BRGM), Leticia Palazón (EEAD-CSIC), José Miguel Sánchez Pérez (CNRS), Sabine Sauvage (CNRS)

Para conocer el balance hídrico de los Pirineos es necesario recurrir a herramientas de modelización, ya que muchas de las variables relevantes no se monitorizan en ninguna red de observación. Mediante la utilización de modelos ha sido posible estudiar los distintos componentes del balance hídrico (flujos de agua y variables de estado), su distribución geográfica, estacionalidad y evolución temporal. La utilización de diferentes modelos, con principios de funcionamiento diferentes, ha permitido también evaluar la incertidumbre asociada a la propia modelización, mostrando que existen importantes lagunas que deben ser mejoradas en el futuro recurriendo a nuevas fuentes de información sobre distintos aspectos del balance hídrico (evapotranspiración, cubierta de nieve). A pesar de todo, los modelos han demostrado un buen desempeño en la estimación de los caudales circulantes y la aportación total de los ríos, siendo esta la variable más relevante de cara a evaluar los recursos hídricos. La implementación de estas herramientas de simulación abre la puerta a su utilización para evaluar los recursos hídricos de los Pirineos en escenarios de cambio climático.

*Citar como: Quintana, P., Beguería, S., Barella, A., Caballero, Y., Cakir, R., Cenobio, O., Clavera-Gispert, R., Dewandel, B., Grusson, Y., Hevin, G., Jódar, J., Lambán, L.J., Lanini, S., Le Cointe, P., Palazón, L., Sánchez-Pérez, J.M., Sauvage, S., 2023. Modelización del balance hídrico de los Pirineos en la actualidad (1981-2010). En (Beguería S., ed.) *Caracterización de los recursos hídricos de los Pirineos en la actualidad, y escenarios futuros*. Memorias científicas del proyecto PIRAGUA, vol. 1. Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC), Zaragoza, España, 55-82.
<https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/14683>*

3.1. Introducción

La superficie continental es un sistema complejo que interactúa, a diferentes escalas temporales y espaciales, con la atmósfera y el ciclo hidrológico global. Esta serie de interacciones complejas forma el ciclo hidrológico continental, que a su vez es modificado por la acción del hombre, que es también muy compleja, a través de las modificaciones de las coberturas vegetales, los usos de los suelos o la construcción de infraestructuras hidráulicas, entre otras acciones. El sistema consta de diversos almacenes de agua, que interactúan los unos con los otros a través de flujos. Los principales almacenes son las aguas subterráneas, la humedad del suelo, los lagos (naturales o artificiales), el agua contenida en la vegetación, el agua depositada sobre las hojas de los árboles (intercepción foliar), la nieve y el hielo (glaciares). Todos estos almacenes interactúan a través de flujos de entrada y salida, como son la precipitación, la escorrentía superficial y subsuperficial, la infiltración, el drenaje y recarga y la evapotranspiración continental (evaporación del agua del suelo, transpiración de la vegetación, sublimación de la nieve, etc.).

La observación de este sistema complejo es limitada y difícil para algunas variables. Por ejemplo, podemos medir relativamente bien la precipitación, aunque solamente de manera local y con una distribución de pluviómetros muy heterogénea, especialmente en zonas de montaña. También podemos observar bastante bien el caudal de los ríos en puntos de medida permanentes, aunque siempre insuficientes, pero casi no hay observaciones de humedad del suelo, de evapotranspiración o de espesor de nieve, por poner algunos ejemplos. De esta manera, tener una visión general del estado del hidro-sistema mediante observaciones es difícil. La observación de la Tierra desde el espacio está mejorando mucho nuestra capacidad de observación, al permitir observaciones relativamente frecuentes de grandes áreas (medidas distribuidas en el espacio y regulares en el tiempo), no obstante, los satélites miden radiación en diferentes bandas y la conversión de esta información en información sobre variables físicas, como la precipitación, la humedad del suelo o la evaporación es difícil y se ve sometida a grandes incertidumbres, especialmente en algunas variables muy importantes como la evapotranspiración

continental. El resultado es que hoy en día es muy difícil cerrar un balance hídrico en base a observaciones.

La modelización es una alternativa complementaria a la observación. Los modelos son programas informáticos en los cuales se han codificado matemáticamente los procesos físicos. Esto se puede hacer de manera simple o compleja, física o conceptual, con mayor o menor discretización espacial. Los modelos reproducen la naturaleza tal como la comprendemos o tal como somos capaces de codificarla matemáticamente y se ven limitados por nuestra capacidad de describir las condiciones iniciales (estado de los diferentes almacenes del sistema) y de contorno (terreno, cobertura vegetal, usos de los suelos, etc.). A pesar de todas estas limitaciones, los modelos producen un balance hídrico cerrado, con coherencia entre variables y además permiten hacer experimentos que no podríamos hacer en la realidad (¿Qué pasaría si ...?). De esta manera, los modelos, nos sirven para dibujar el estado del sistema, siempre de manera aproximada, monitorizar su evolución y comprender mejor los procesos. Estos modelos, claro está, se contrastan con las observaciones en ciclos de calibración y validación, lo que garantiza que sean lo más cercanos a la realidad que sea posible. A pesar de ello, las incertidumbres siguen siendo elevadas. Los diferentes tipos de modelo tienen diferentes requerimientos en cuanto a calibración. Los modelos conceptuales, como SWAT, requieren ser calibrados con detalle, los modelos más físicos, como SASER, prácticamente no se calibran, ya que los parámetros del modelo se han relacionado, en su gran mayoría, con las propiedades fisiográficas de las cuencas.

3.2. Metodología

En el proyecto PIRAGUA se han utilizado diferentes modelos para describir el ciclo hidrológico continental de los Pirineos: i) SWAT, un modelo hidrológico conceptual semi-distribuido; ii) SASER, un modelo hidrometeorológico de tipo físico distribuido; iii) RECHARGE, un método simple de cálculo distribuido de la recarga potencial de aguas subterráneas; y iv) GIS-Balan, un modelo físico de aguas subterráneas basado en un sistema de información geográfica. Los tres primeros han sido aplicados en todo el dominio de los Pirineos (con algunas pequeñas diferencias), y el último se ha aplicado en zonas en las que los procesos de aguas subterráneas son especialmente relevantes debido a su contexto kárstico. El motivo de utilizar varios modelos con diferente nivel de complejidad y principios de funcionamiento es el de poder cuantificar la incertidumbre en los resultados que se deriva de las asunciones y errores de los propios modelos. Si modelos muy distintos están de acuerdo, tendremos mayor confianza en los resultados. Como se verá, la comparación entre las salidas de los modelos para distintas componentes del balance hídrico ofrece algunos elementos de discusión.

SWAT (Gassman et al., 2007) es un modelo semi-distribuido, es decir, discretiza el dominio espacial de la simulación en áreas consideradas homogéneas en cuanto a su funcionamiento hidrológico, teniendo en cuenta también las relaciones topológicas entre estas unidades para enrutar los flujos superficiales (caudales). Estas unidades mínimas se agrupan en sub-cuencas, que en el caso de los Pirineos se han hecho coincidir con las cuencas de drenaje de las masas de agua definidas por las autoridades de gestión (confederaciones). SASER, en cambio, es un modelo distribuido, es decir, simula los procesos en una malla regular de, en este caso, 2.5x2.5 km de resolución espacial. Para hacer comparables los resultados de los dos modelos se ha decidido transferir los resultados de SASER de la malla regular a las sub-cuencas, promediando los valores de cada uno de los puntos de malla que se encuentran en cada una. Esto representa una pérdida de información espacial, pero tiene el beneficio de permitir la comparación entre los modelos. RECHARGE también trabaja sobre una malla espacial regular, aunque los resultados

se han agregado posteriormente a la escala de las principales unidades hidrogeológicas.

Para funcionar, los modelos necesitan tener información del forzamiento meteorológico (es decir, estado de la atmósfera en cada momento) e información fisiográfica (cobertura vegetal, usos, textura del suelo, topografía, etcétera). Cada modelo ha utilizado sus propias fuentes de información fisiográfica, pero un mismo forzamiento meteorológico.

Se ha elegido el modelo SAFRAN (Quintana-Seguí et al., 2008, 2016, 2017; Vidal et al., 2010) para crear una rejilla regular de variables meteorológicas (temperatura, viento, precipitación y humedad relativa) de 2.5 km de resolución sobre todo el dominio pirenaico, cubriendo completamente las cuencas del Ebro, Adur y Garona, y todas las demás cuencas que drenan los Pirineos. SAFRAN ingiere las observaciones de las redes de AEMET y Météo-France, las combina con un esbozo inicial proveniente de un modelo (ERA-Interim o ARPEGE) y genera, mediante un proceso de interpolación óptima que tiene en cuenta los gradientes verticales, una rejilla regular que puede ser utilizada por los modelos. SASER necesita también información de los flujos de radiación descendiente infraroja y visible, los cuales han sido tomados de la reanálisis europea ERA-5. El período temporal de la base de datos SAFRAN cubre el período 1979/80-2013/14, años hidrológicos, que es el período común entre los productos SAFRAN español y francés. Sin embargo, el periodo de referencia elegido para la realización de comparaciones es el periodo de 30 años que va de 1981 a 2010, en años naturales. El resultado es el conjunto de datos PIRAGUA_atmos_analysis (Quintana-Seguí y Le Cointe, 2022).

Con estos datos se han forzado los modelos hidrológicos mencionados anteriormente. SWAT ha simulado un dominio que incluye todas las sub-cuencas de las masas de agua que intersectan el dominio pirenaico (Figura 3.1). SASER ha simulado el dominio completo (incluyendo Adur, Garona, etcétera). RECHARGE ha calculado la precipitación efectiva sobre el dominio completo utilizado por SASER y la recarga potencial a escala de masas de agua subterráneas. Estas últimas se definen como zonas homogéneas desde el punto de vista hidrogeológico (Figura 3.2), a la escala espacial definida para los países de la Unión Europea (EIONET). GIS-Balan se ha aplicado a algunos sistemas hidrogeológicos concretos de comportamiento específico debido a la presencia de sistemas kársticos.

Los resultados de las simulaciones del balance hídrico de los Pirineos con estos modelos se han recopilado en el conjunto de datos PIRAGUA_hydro_analysis (Beguiría et al., 2022a). Todos los resultados mostrados en este capítulo se pueden consultar y descargar en el geoportal del Observatorio Pirenaico del Cambio Climático (OPCC, 2022), en la sección “Capas / Balance hídrico / Actual”, y se pueden realizar consultas más detalladas en la sección de Análisis.

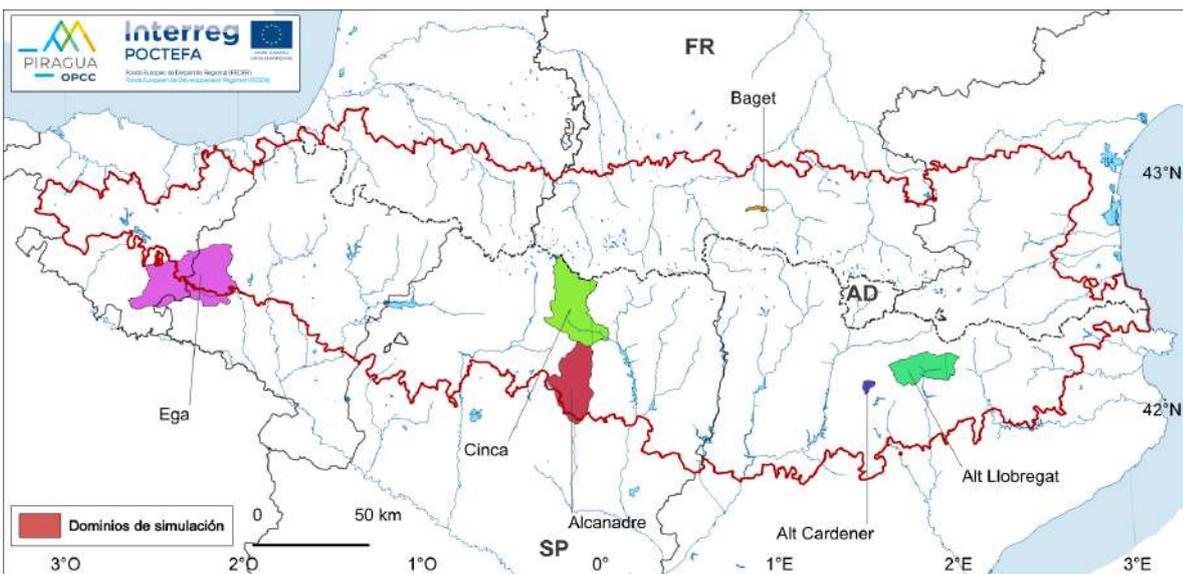
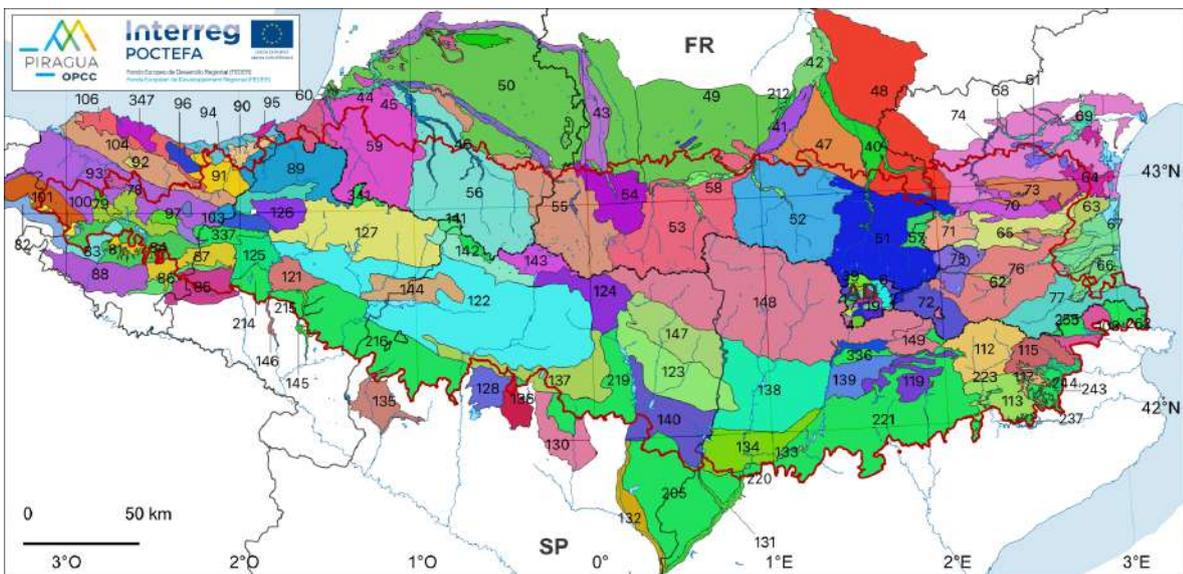
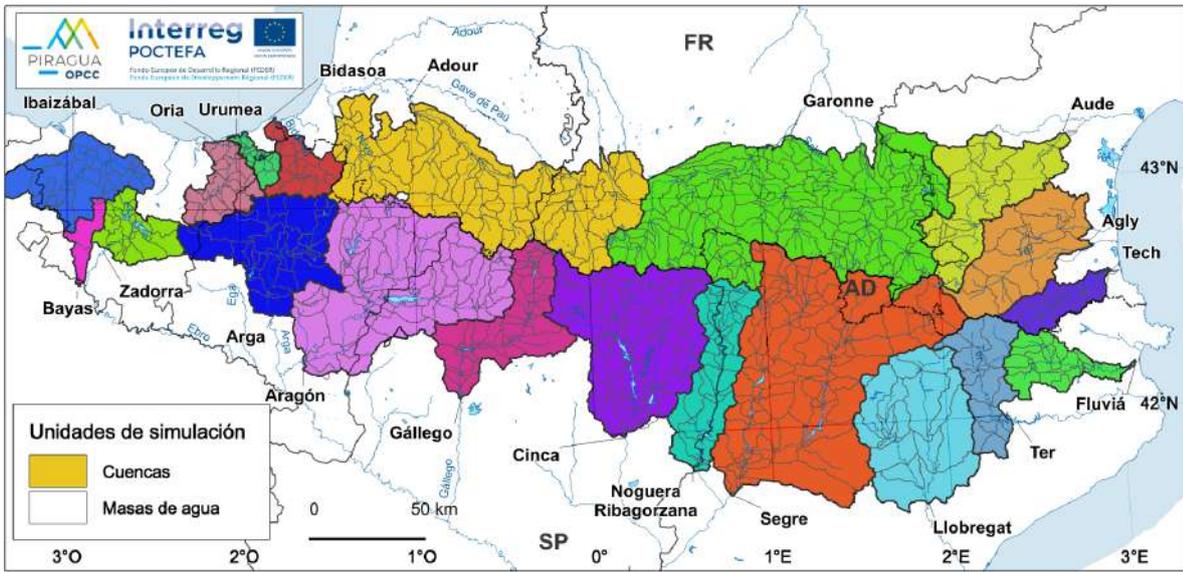


Figura 3.1. Unidades espaciales para la extracción de resultados de la modelización: cuencas hidrográficas y superficies vertientes a masas de agua utilizadas en SWAT y SASER (mapa superior), masas de agua subterránea utilizadas en RECHARGE (mapa central), y cuencas modelizadas con GIS-BALAN (mapa inferior).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

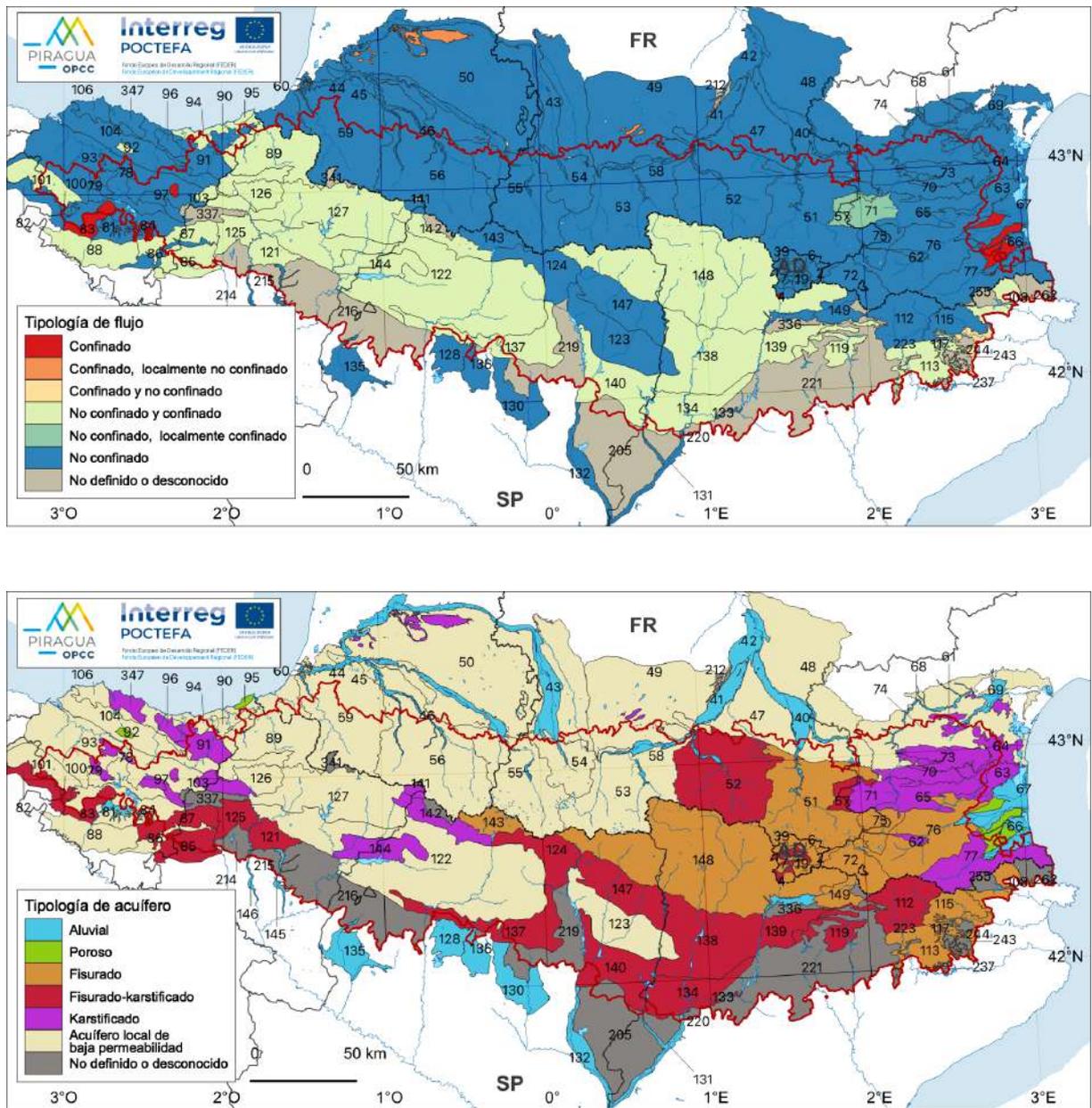


Figura 3.2: Tipología de masas de aguas subterráneas de los Pirineos en función de sus condiciones de flujo y de sus características litológicas dominantes.

(Fuente: PIRAGUA_resources.)

3.3. Resultados

En esta sección se describen los principales elementos del balance hídrico durante el periodo de referencia, haciendo hincapié en las similitudes y diferencias entre los modelos de simulación utilizados.

3.3.1. Principales variables climáticas: precipitación y temperatura

Precipitación y temperatura son las dos principales variables climáticas para el forzamiento de los modelos de simulación del balance hidrológico. Aunque los datos de partida SAFRAN son los mismos, cada modelo los ingiere de una manera diferente. SWAT trabaja sobre sub-cuencas y toma el valor del punto de malla más cercano al centroide de la misma. SASER, en cambio, trabaja sobre una malla regular de 2.5 km de resolución espacial. Aquí representamos, en el caso de SWAT, exactamente lo que ingiere el modelo y, en el caso de SASER, la media de todos los puntos de malla que caen en cada subcuenca, con el objetivo de que los mapas sean más fáciles de comparar. De esta forma, vemos que el hecho de que un modelo trabaje en malla (modelo distribuido) y el otro en cuencas (modelo semi-distribuido) hace que la manera de utilizar los campos meteorológicos sea distinta, conllevando algunas diferencias en los datos de forzamiento que podrán propagarse luego al resto de componentes del balance simulados. En el caso de RECHARGE, los cálculos de balance hídrico se hacen a la misma escala que la de SASER, siendo luego los resultados presentados a escala de las masas de aguas subterráneas.

La **(Figura 3.3)** muestra el mapa de temperatura media para el periodo de referencia, generado por SAFRAN, tal y como lo ingiere SWAT; es decir, discretizado en sub-cuencas correspondientes a las masas de agua principales. La distribución espacial de las temperaturas medias es, como no podría ser de otra manera, muy similar a la presentada en la sección de contexto climático (Figura 1.3), a pesar de que las fuentes de datos originales son diferentes (malla observacional del proyecto CLIMPY, por un lado, y resultado de

la asimilación de observaciones con el modelo SAFRAN, por otro). La figura también permite observar el efecto de la discretización espacial realizada por el modelo SWAT.

En la (Figura 3.4) se presentan los mapas de precipitación utilizados por SWAT, SASER y RECHARGE. De nuevo, se aprecian las similitudes con respecto a la malla de precipitación calculada por el proyecto CLIMPY (Figura 1.6).

Entre ambos mapas hay ligeras diferencias debidas a la forma en que los distintos modelos incorporan los datos, que pueden tener un cierto impacto en la modelización.

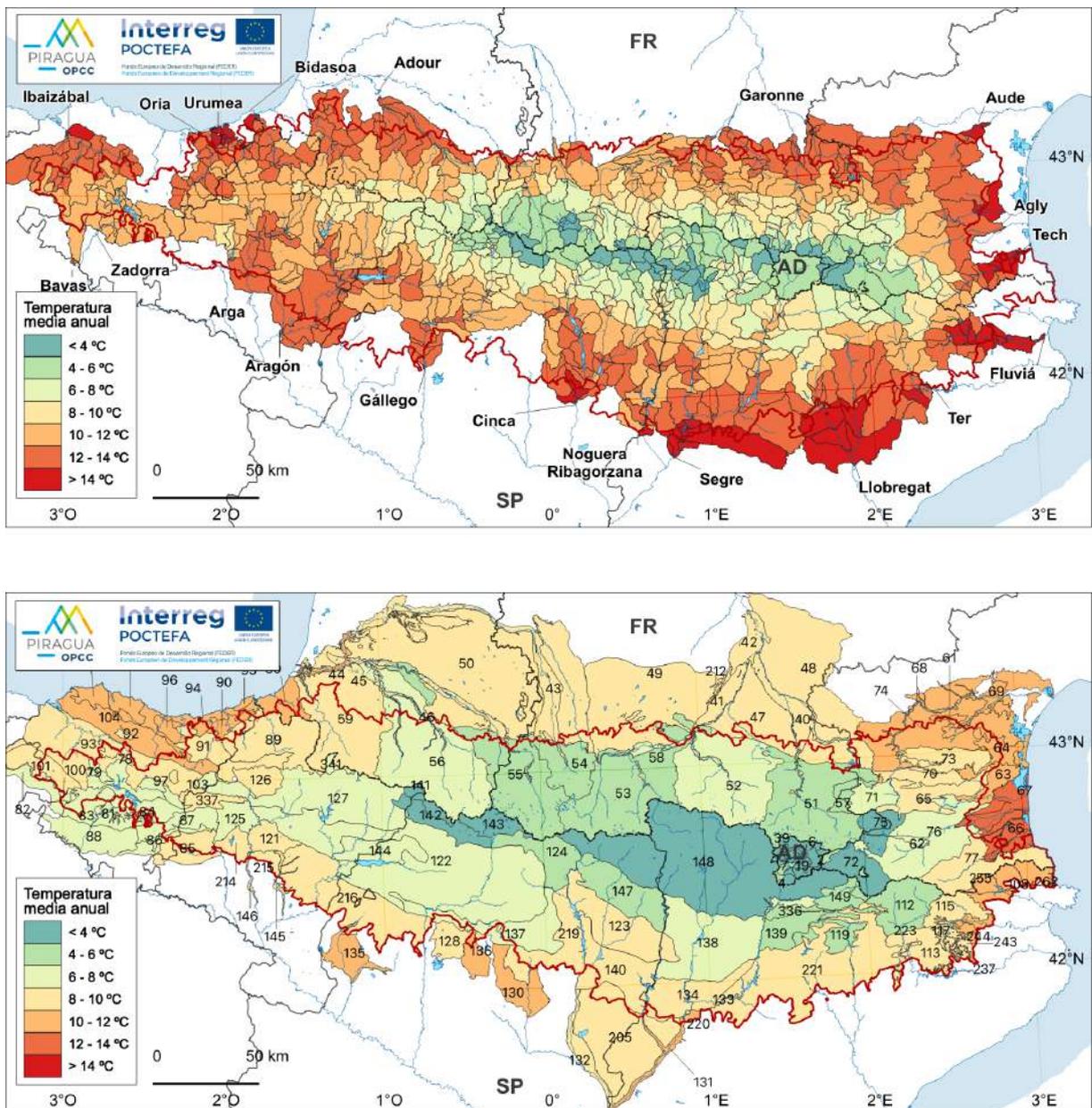


Figura 3.3. Temperatura media anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior) y RECHARGE (mapa inferior).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

3.3.2. Componentes del balance hídrico: flujos

Los modelos hidrológicos permiten simular, a partir de la precipitación, los principales flujos hídricos que se producen en cada unidad de estudio (celda o sub-cuenca), así como las variaciones en las distintas reservas de agua que pueden estar presentes. Uno de los flujos más importantes del balance hídrico es la evapotranspiración, que se refiere a la transferencia de agua desde el suelo a la atmósfera bien sea por evaporación directa o por el efecto de la transpiración vegetal. La [Figura 3.5](#) muestra los mapas de evapotranspiración media anual calculados por los tres modelos. Lo primero que salta a la vista es que las diferencias entre modelos son notables, siendo la evapotranspiración simulada por SWAT mucho menor que la simulada por SASER, con RECHARGE más próximo al primero que al segundo. Además, el patrón espacial tampoco es idéntico. En todo caso, la evapotranspiración es mayor en el noroeste del dominio y menor en el sureste, lo que es coherente con los mapas de precipitación (mayor en el noroeste), pero hay una gran incertidumbre en la zona central y más elevada del dominio.

Al lector le sorprenderá quizá que modelos con tan larga tradición presenten diferencias tan notables. Estas diferencias se deben sobre todo a que el flujo de evapotranspiración es muy difícil de validar, en general, y más todavía en zonas de montaña, donde las observaciones son prácticamente ausentes. Así pues, probablemente este sea uno de los procesos menos validados en las simulaciones y, por lo tanto, el más incierto, a pesar de su gran importancia en el balance hídrico.

Aunque no se trate de un flujo hídrico, resulta interesante en este punto presentar resultados relativos al estrés hídrico o índice de aridez, que se define como el cociente entre la evapotranspiración real y la evapotranspiración potencial ([Figura 3.6](#)). En climas húmedos donde el agua es abundante, es frecuente que el índice de aridez alcance valores próximos a la unidad, mientras que en climas más secos existe un

desacople entre la evapotranspiración potencial y la real (por existir escasez de agua), dando lugar a valores mucho más bajos.

Como hemos visto, la evapotranspiración simulada por SASER es muy superior a la simulada por SWAT y RECHARGE, y estas diferencias se propagan al mapa de aridez. A las diferencias en la evapotranspiración real se suma que la evapotranspiración potencial se calcula con métodos diferentes: mientras en la simulación con SWAT se ha utilizado la aproximación de Hargreaves, que solamente requiere la temperatura para estimar la evapotranspiración potencial, en SASER y RECHARGE se ha utilizado el método de Penman-Monteith que utiliza la radiación, la humedad relativa, la temperatura, y la velocidad del viento. La aridez resultante es pues diferente en los tres casos, aunque RECHARGE y SASER tengan patrones espaciales parecidos, que se diferencian del de SWAT. Los tres modelos presentan un patrón espacial de aridez en el que el sur y el este es más árido que el oeste y el norte. No obstante SWAT, que es el más árido de los tres, presenta una estructura espacial diferente, siendo las zonas más elevadas más áridas que el arco circundante, y también presenta diferencias notables en las cuencas más al oeste.

En la [Figura 3.7](#) se presenta el flujo de deshielo, o de fusión de nieve. Los tres modelos, lógicamente, producen mayor deshielo en las zonas más elevadas del dominio, aunque SWAT parece producir más deshielo que SASER. Aunque SASER ingesta la precipitación sólida (nieve precipitante) directamente de SAFRAN, SWAT realiza su propia estimación de la innivación en función de la precipitación, la temperatura, y la distribución altitudinal dentro de cada sub-cuenca, lo que justifica las diferencias entre los dos modelos. También parece que SASER pierde más nieve por evaporación que SWAT, que la pierde más por deshielo. Como en el caso de la evapotranspiración, resulta muy difícil validar esta componente del balance hidrológico, por lo que la diferencia entre los dos modelos nos puede servir como medida de la incertidumbre asociada a este tipo de simulaciones.

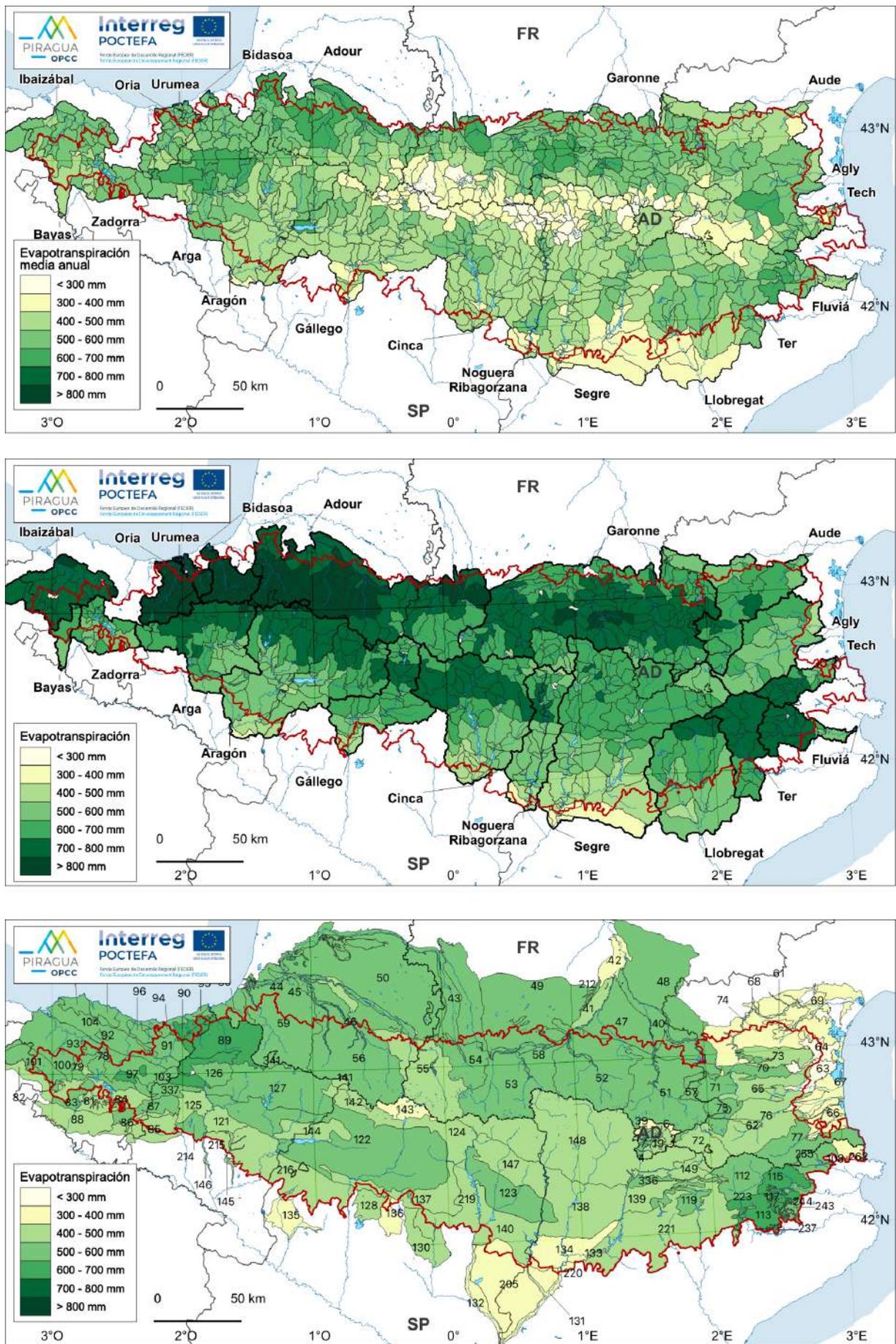


Figura 3.5. Evapotranspiración media anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior), SASER (mapa central) y RECHARGE (mapa inferior).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

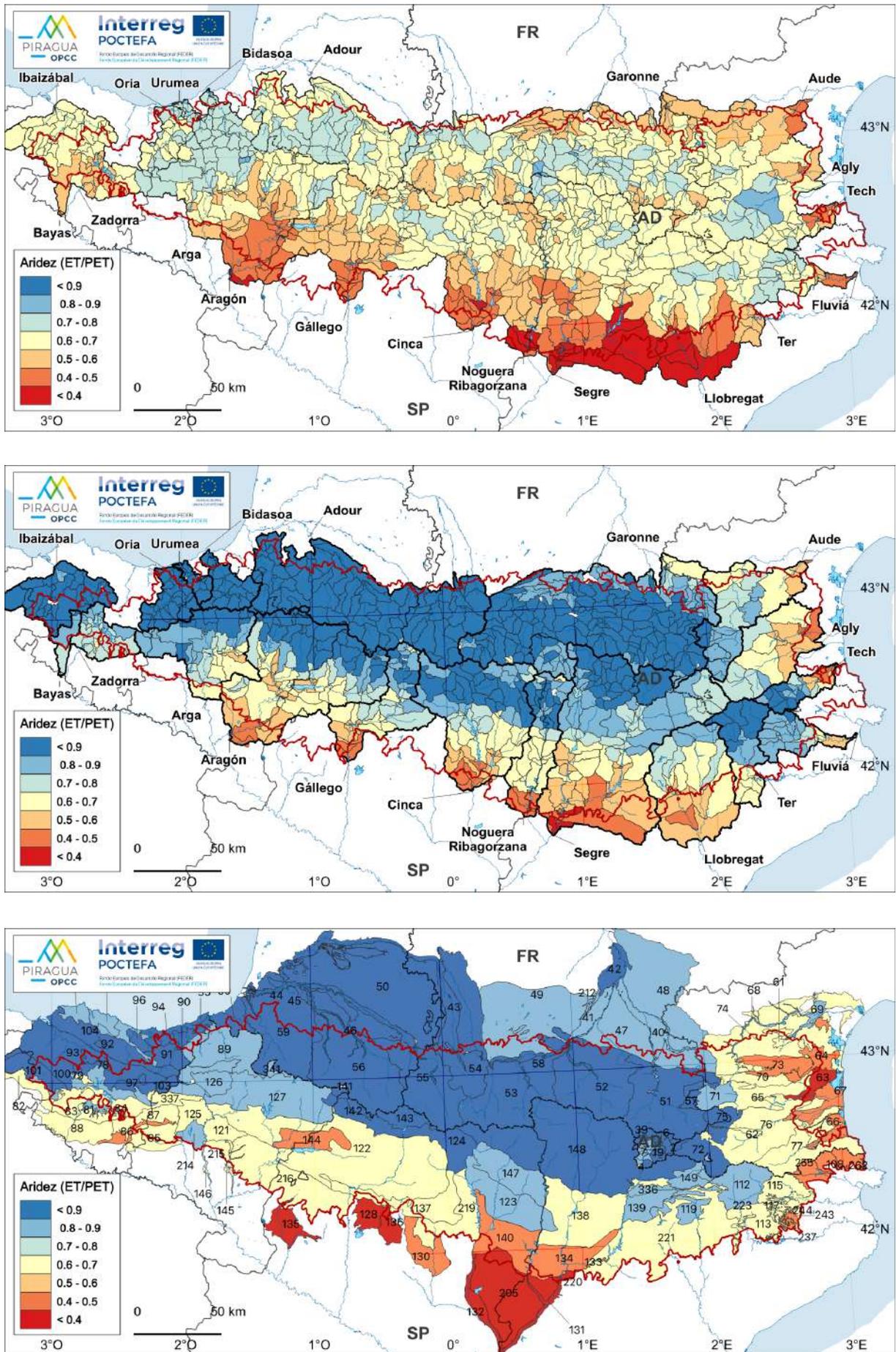


Figura 3.6. Índice de aridez (ratio entre evapotranspiración real y potencial) en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior) y SASER (mapa central) y RECHARGE (mapa inferior).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

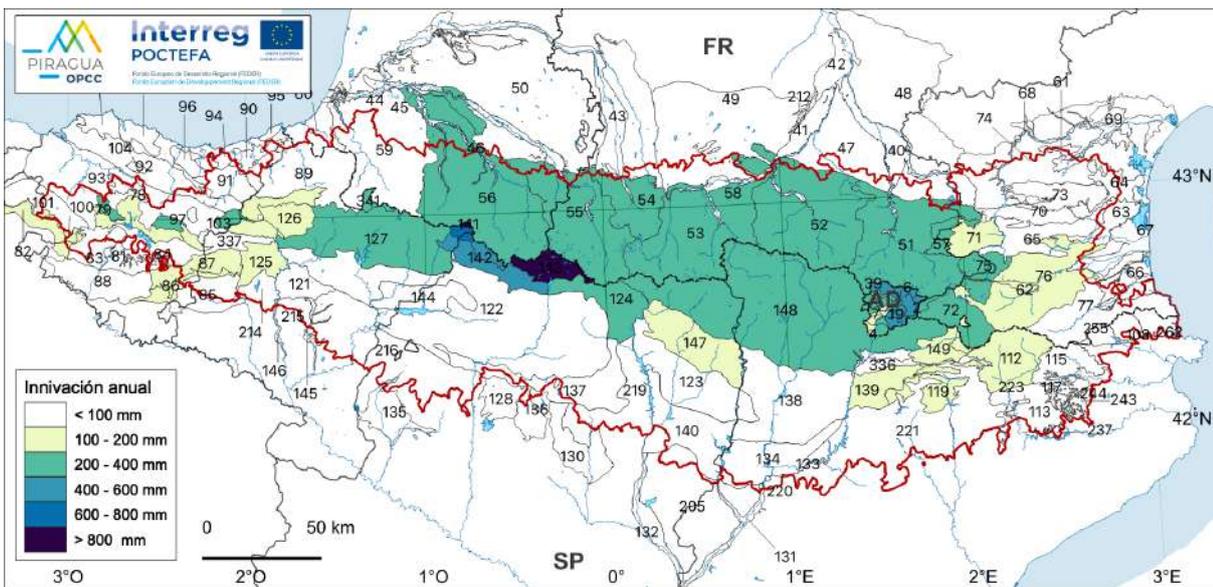
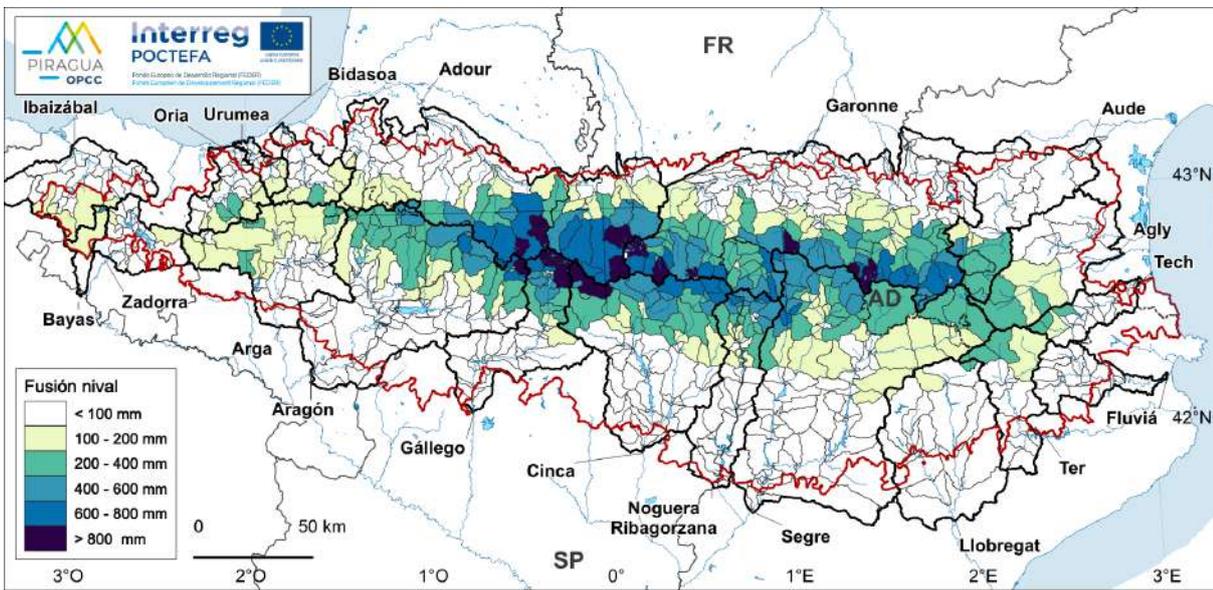
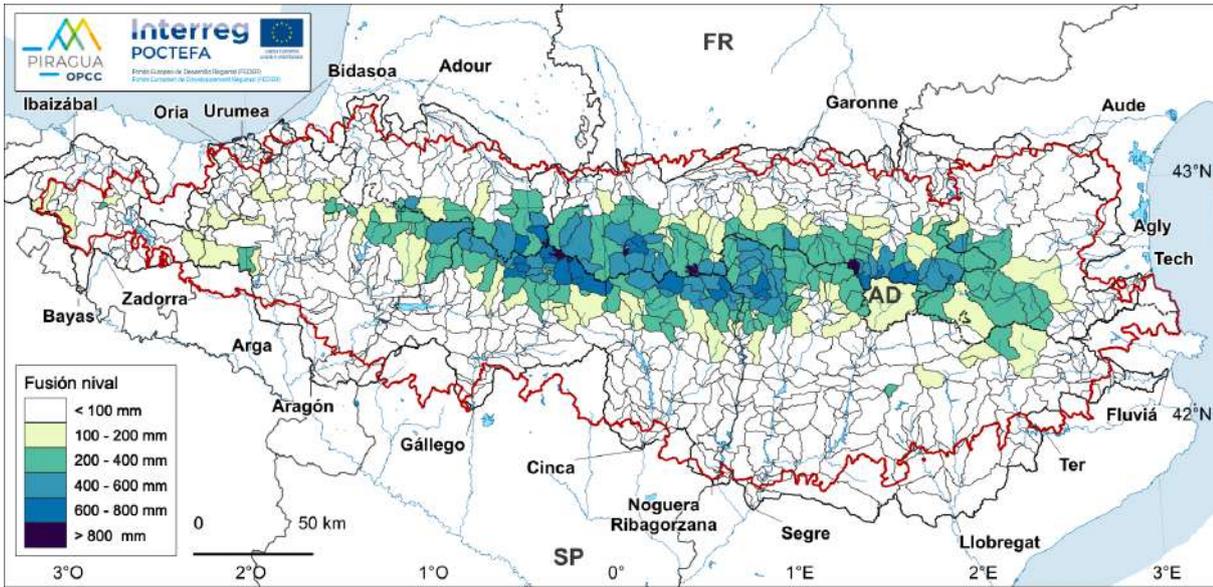


Figura 3.7. Fusión nival media anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior), SASER (mapa central) y RECHARGE (mapa inferior).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

La recarga del acuífero profundo es otro de los flujos principales del balance hídrico. Este flujo no es tenido en cuenta en el modelo SASER, pero sí en SWAT una vez se han resuelto los flujos del acuífero conectado (capaz de realimentar tanto al suelo a través del proceso llamado ‘revaporación’ como al curso de agua) y en función de ciertos valores de umbral que se fijan mediante calibración. La [\(Figura 3.8\)](#) muestra la recarga media anual, que oscila entre valores muy bajos (5-10 mm) en el sector oriental y meridional de la cordillera y valores medios (50 mm).

En la [\(Figura 3.9\)](#) se presentan los flujos anuales de recarga potencial a escala de las masas de agua subterránea calculados por RECHARGE. La recarga potencial se calcula a partir del flujo de precipitación eficiente calculado sobre la rejilla de SASER. La precipitación eficiente corresponde a la parte de la precipitación que no es retenida por el suelo y utilizada por la vegetación, y que se reparte entre flujo superficial y recarga potencial. La repartición entre ambos flujos depende de las características hidrogeológicas de las masas de agua subterránea, por lo que se calcula la recarga potencial a su escala espacial.

Finalmente, la última figura relacionada con los flujos es la del flujo de escorrentía total [\(Figura 3.10\)](#), que es el agua que finalmente se aporta en cada sub-cuenca al cauce. La escorrentía total es el resultado de todos los demás procesos de partición de la precipitación, y lógicamente presenta diferencias entre los modelos ya que se propagan las diferencias que observamos en los otros procesos (fundamentalmente la evapotranspiración). En este caso SWAT, que evapotranspira menos, produce mayor escorrentía total. La estructura espacial de esta variable es sin embargo muy similar entre los modelos. De hecho, es más parecida que en el caso de la evapotranspiración. Tal como se esperaba, conforme más alta, más septentrional y más oriental es una cuenca, tanto mayor es la producción de escorrentía total.

Dada la importancia del flujo de fusión de nieve en la generación de escorrentía en los Pirineos, se ha creído conveniente completar esta sección con unos mapas que reflejan la contribución media de la fusión a la escorrentía total [\(Figura 3.11\)](#). Como se puede constatar, la simulación con SASER asigna una importancia mucho mayor a la fusión de nieve que SWAT, lo que puede tener repercusiones importantes tanto en la simulación del régimen estacional como en las simulaciones en escenarios futuros.

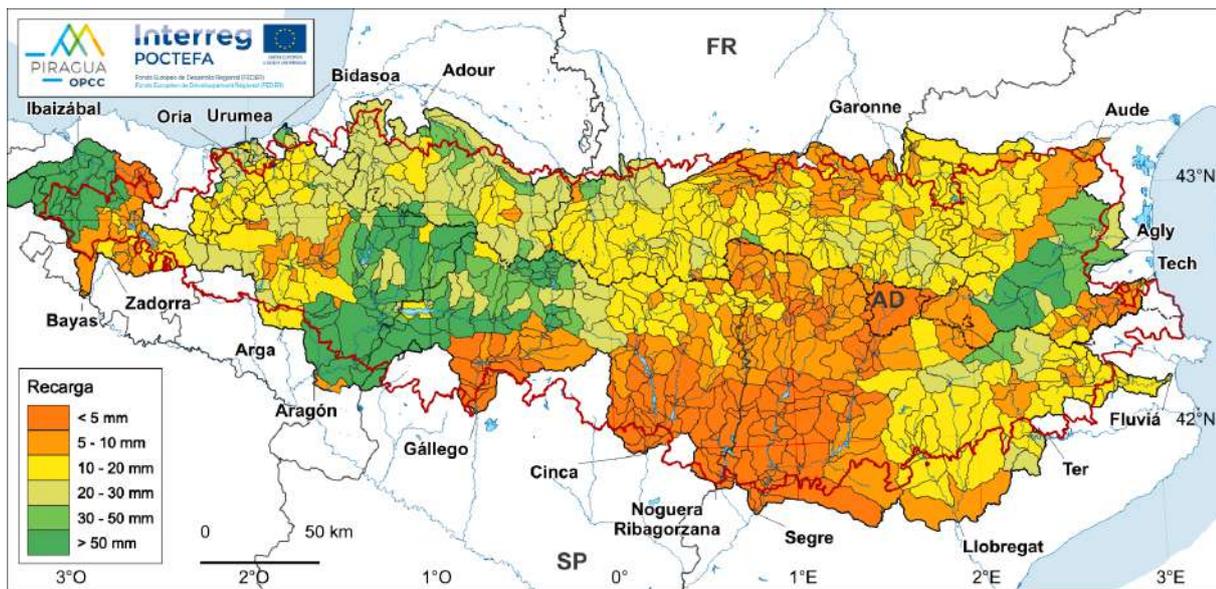


Figura 3.8. Recarga media anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

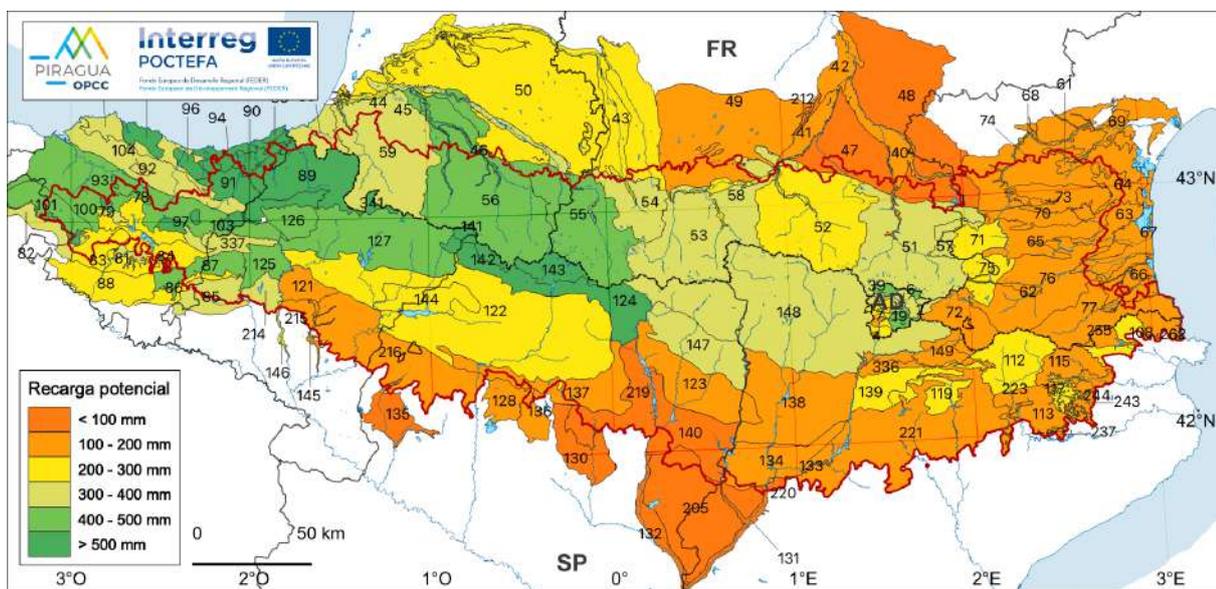


Figura 3.9. Recarga anual potencial en el periodo 1981-2010: modelización RECHARGE.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

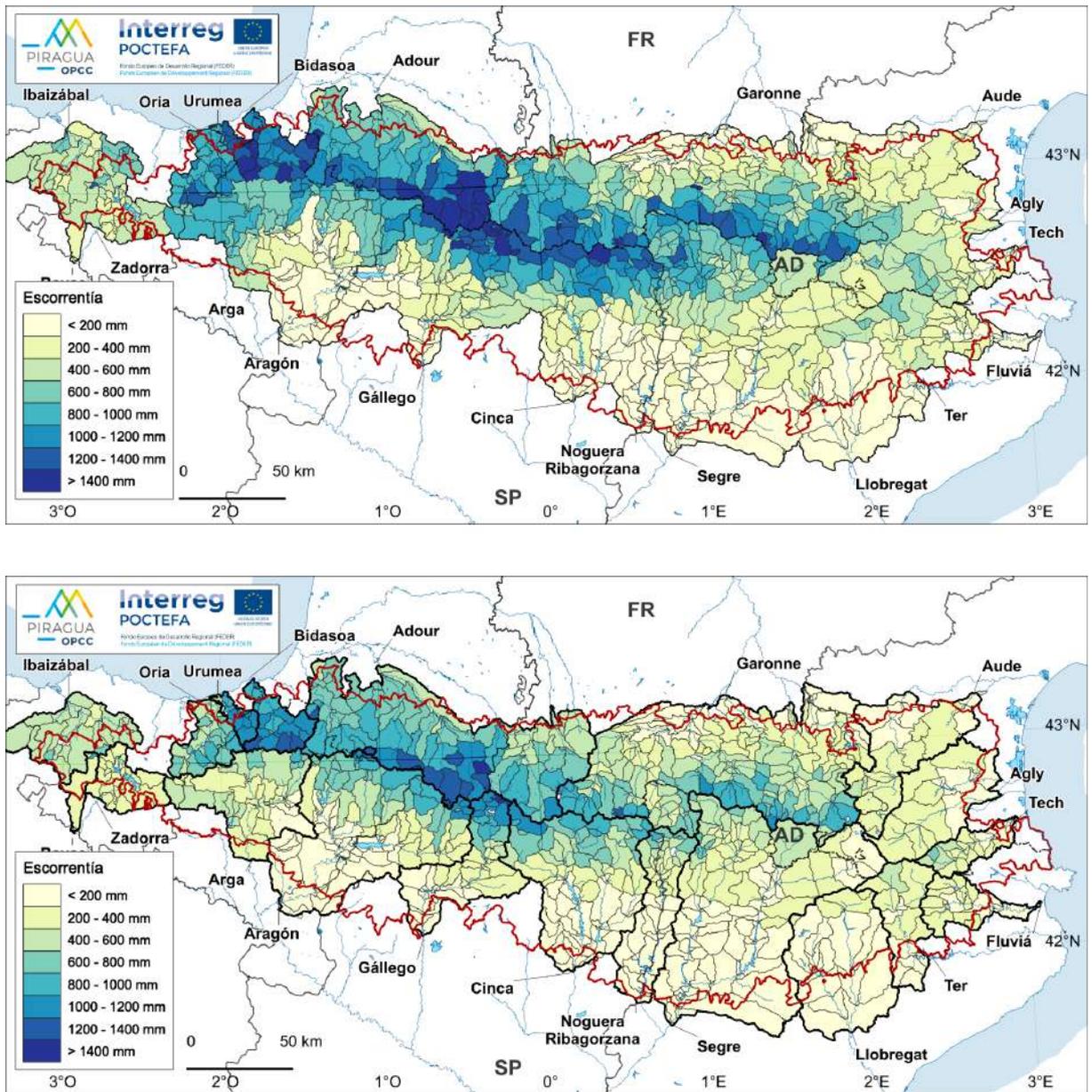


Figura 3.10. Generación de escorrentía anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior) y SASER (mapa inferior).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

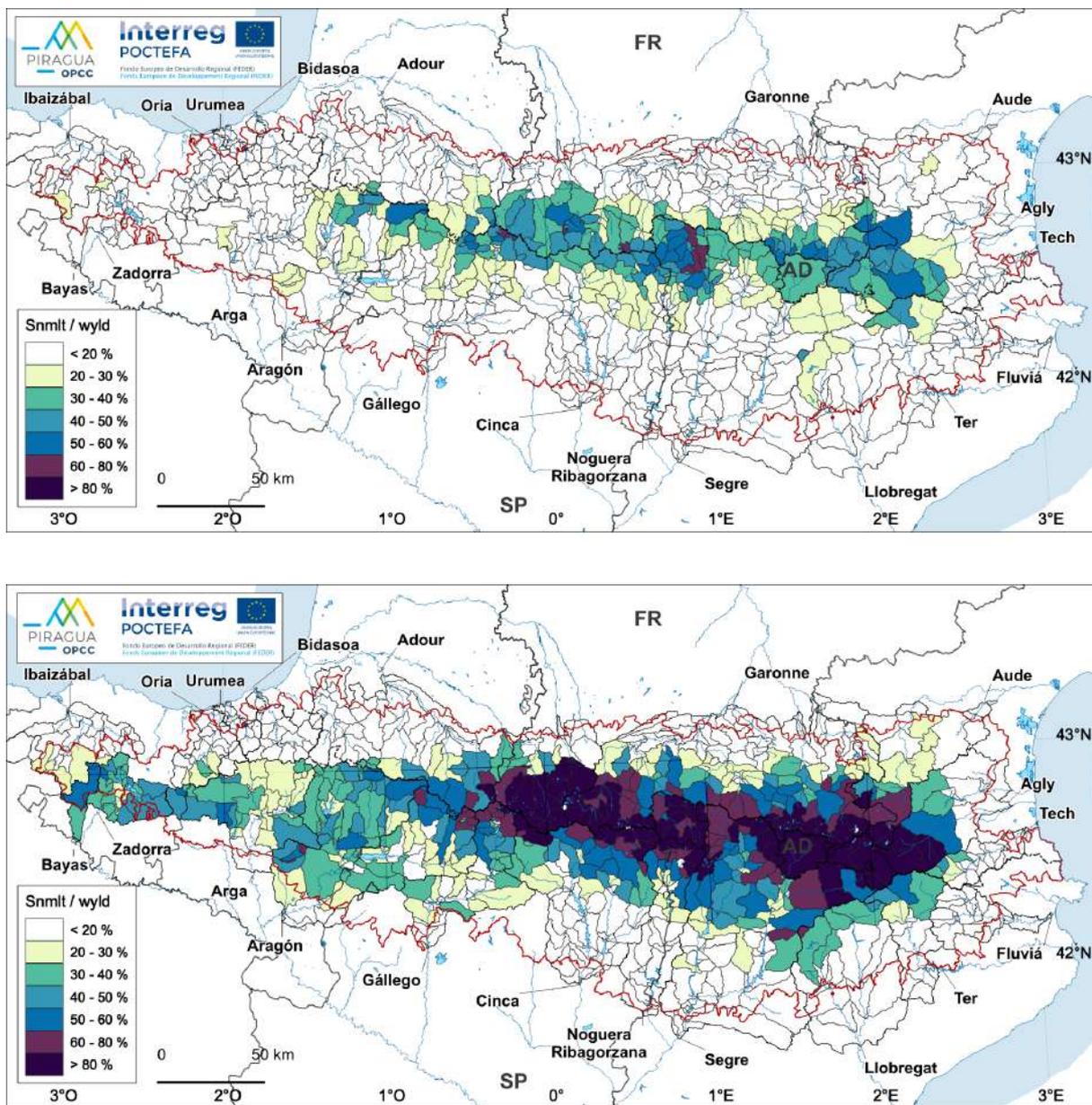


Figura 3.11. Contribución de la fusión de nieve a la escorrentía anual en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior) y SASER (mapa inferior).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

3.3.3. Componentes del balance hídrico: variables de estado

En esta sección se representan las principales variables de estado, que corresponden a los almacenes de agua del sistema. Nos centraremos en los dos almacenes principales, la humedad del suelo y la cobertura de nieve.

La (Figura 3.12) muestra la humedad del suelo promedio según los modelos. Las figuras no son directamente comparables, ya que los mapas de SWAT y RECHARGE están en mm (contenido volumétrico de agua en el suelo, muy dependiente de la profundidad del suelo), mientras que SASER muestra la variable en términos relativos (m³ de agua por m³ de suelo), y por tanto independientes de la profundidad del suelo. No obstante, vemos que el patrón espacial difiere entre los tres modelos. En SWAT, las humedades del suelo más elevadas se centran en las subcuencas más elevadas y más al norte. En SASER las cuencas con mayor humedad del suelo son las que se encuentran al oeste del dominio. En RECHARGE, las más húmedas son las que se encuentra más al norte. En RECHARGE, las cuencas del sur-este (noroeste de Cataluña) parecen muy secas, un patrón con algunas similitudes con el de SASER, pero no tanto con el de SWAT. Al contrario, SWAT y RECHARGE simulan valores de humedad de suelos bajas y similares en la zona sud-oeste, cuando en SASER aparecen más húmedas.

En resumen, la simulación de la variable humedad del suelo es la que más diferencias presenta entre los tres modelos, lo que indica que es un factor importante de incertidumbre en la simulación.

El segundo almacén de agua que presentamos es la cobertura de nieve promedio, expresada en mm de agua (Figura 3.13). Vimos anteriormente que SASER evapotranspira más que SWAT y que, por contra, SWAT generaba más deshielo. La cobertura de nieve promedio también es mayor en SWAT, ya que se evapora menos nieve y permanece más tiempo en el suelo. La estructura espacial de ambos modelos es parecida, centrada en las cuencas más elevadas, aunque hay diferencias relevantes a nivel de subcuenca. Por ejemplo, las diferencias en la Val d'Aran son muy notables.

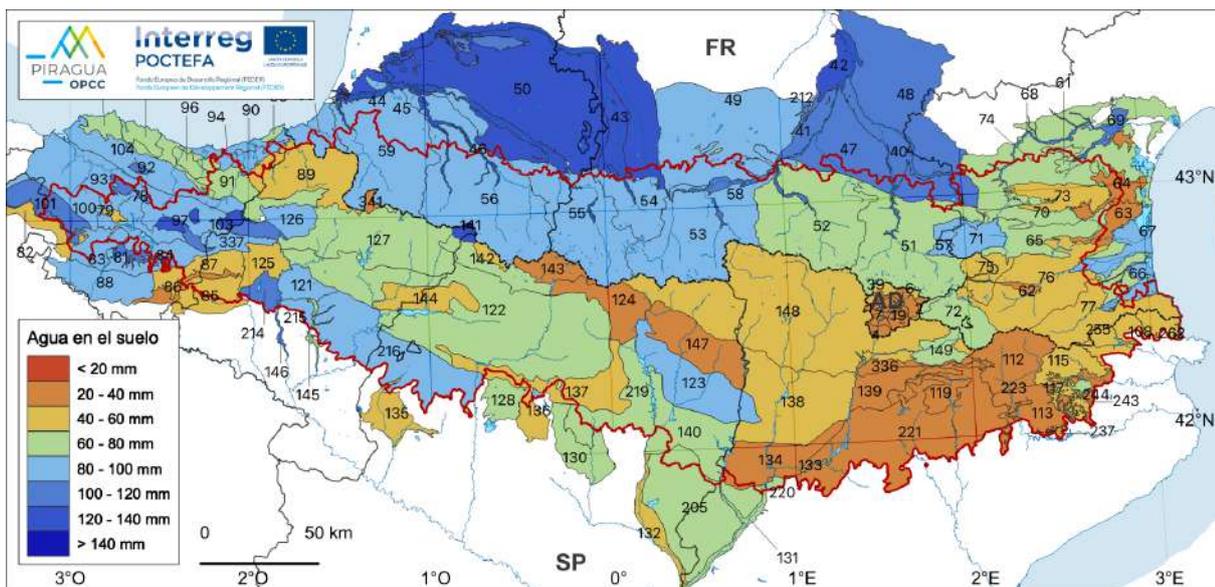
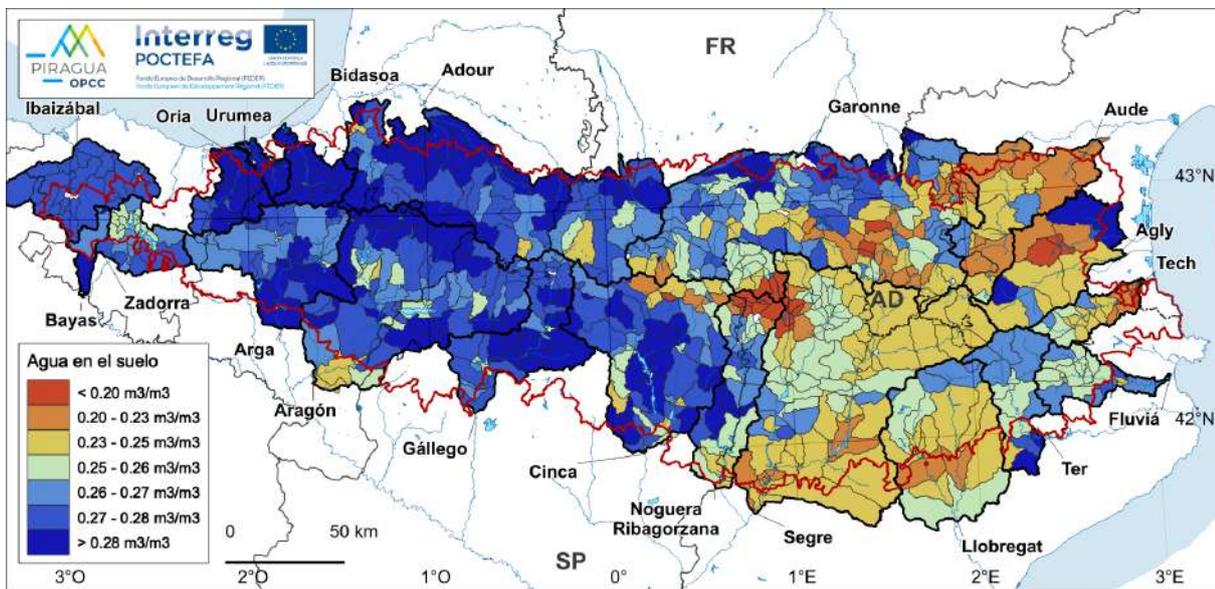
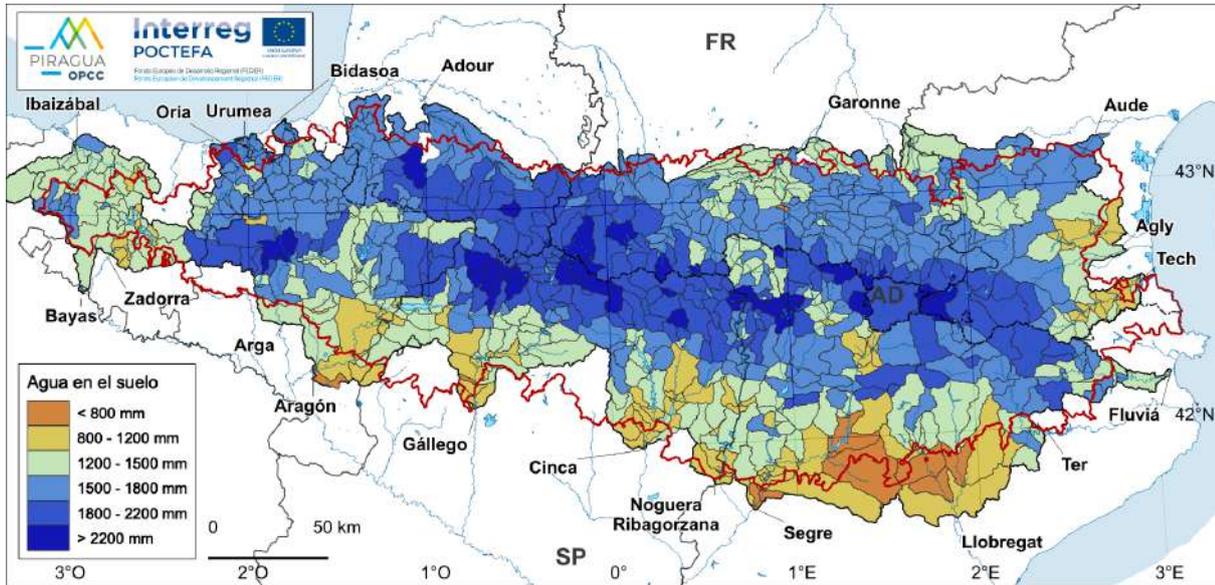


Figura 3.12. Agua en el suelo (promedio anual) en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior), SASER (mapa central) y RECHARGE (mapa inferior). Nótese la diferencia en las unidades.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

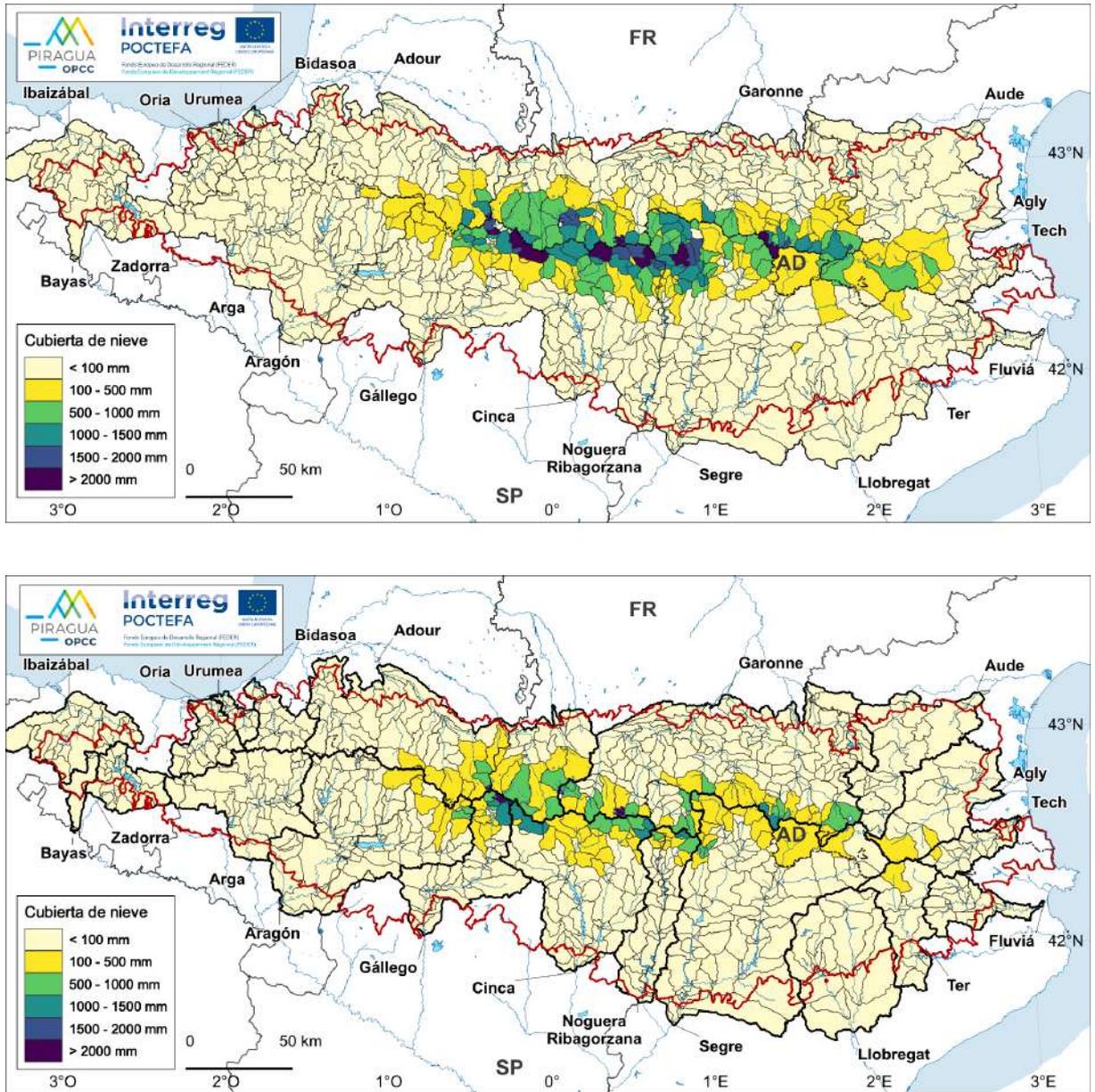


Figura 3.13. Cobertura de nieve (equivalente en agua promedio) en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (mapa superior) y SASER (mapa inferior).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

3.3.4. Contribución hídrica

El mapa de contribución anual muestra el caudal simulado en cada una de las masas de agua (tramos de ríos) correspondientes a las sub-cuencas (**Figura 3.14**). Por lo tanto, no se trata de la escorrentía total generada en esa subcuenca, sino del cúmulo de la escorrentía tal como transcurre por la red hidrológica. En consecuencia, las cuencas que se encuentran río abajo presentarán contribuciones mayores que las que se encuentran río arriba. Cabe precisar

que los caudales simulados se corresponden con caudales naturalizados, es decir sin considerar la acción de regulación ni la extracción de agua del caudal realizada por el hombre, ya que la gestión hidráulica no se ha considerado en la simulación.

Es notable la similitud de los mapas de contribución de caudal anual producidos por los dos modelos, aunque SWAT tiende a presentar valores más altos que SASER, lo que es coherente con la mayor generación de escorrentía que presenta SWAT.

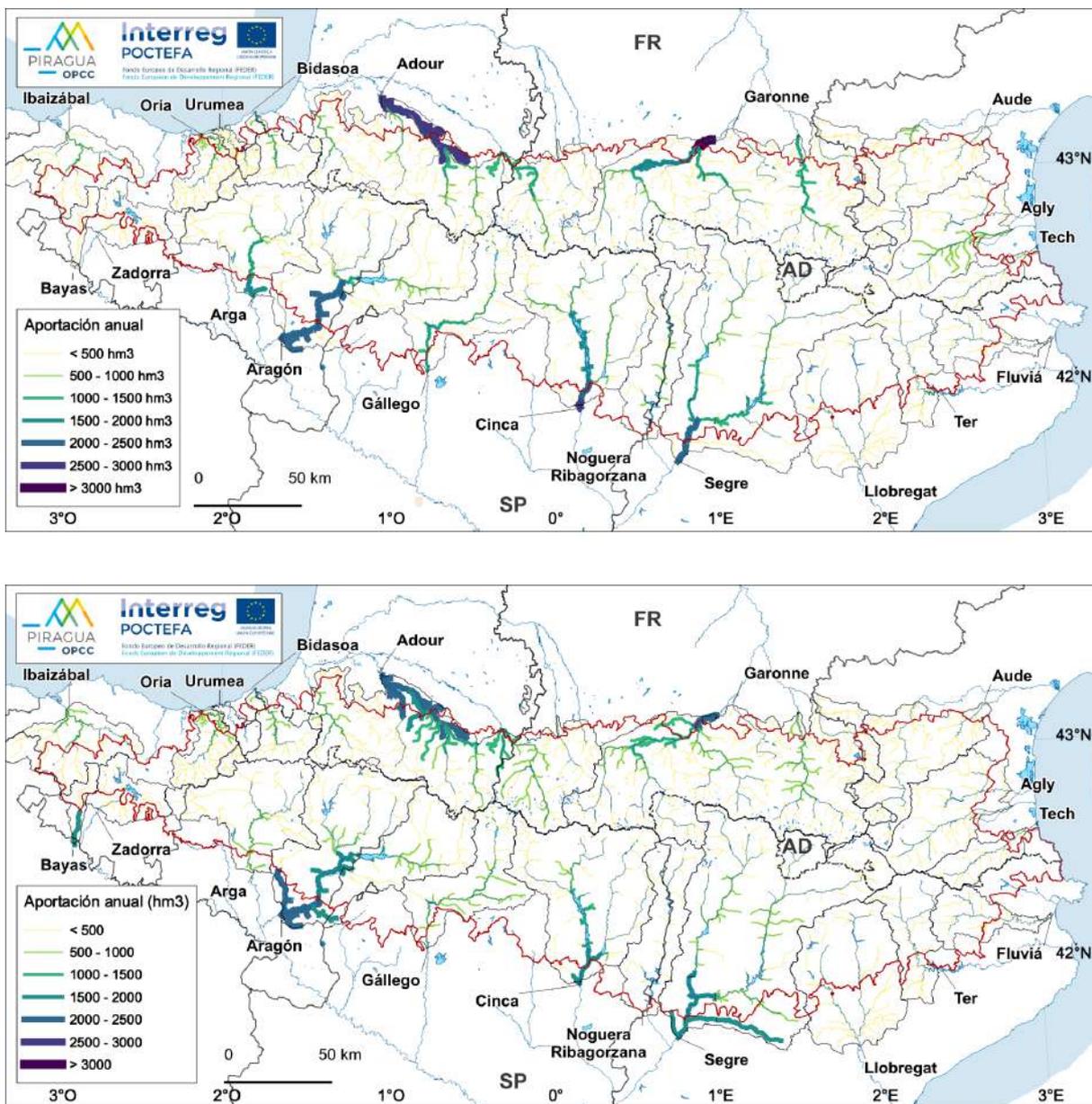


Figura 3.14. Contribución anual de caudal superficial en el periodo 1981-2010: modelización SWAT (arriba) y SASER (abajo).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

3.3.5. Comparación entre modelos

Hemos comprobado en las secciones anteriores que existen importantes diferencias entre los flujos simulados por los diferentes modelos, por lo que se ha realizado una comparación más profunda entre ellos.

En la (Figura 3.15) se comparan los principales flujos de SWAT y SASER. En las figuras, cada punto representa una sub-cuenca, y su posición indica el valor del flujo tal como lo simula SWAT (eje vertical) y SASER (eje horizontal). Si no existe sesgo (tendencia sistemática a sub- o sobre-estimar), los puntos tenderán a situarse alrededor del eje diagonal. Si lo hay, los puntos tenderán a situarse por arriba o por debajo de la línea (según el signo del sesgo). Cuanto más ancha sea la zona ocupada por los puntos, mayor será la diferencia entre los dos modelos, mientras que cuanto más estrecha sea la banda mayor similitud habrá.

Primero nos fijaremos en el primer panel de la Figura 3.15, en el que se comparan los resultados de la precipitación (PRECIP). Como se ha comentado anteriormente, la precipitación es una variable de contorno o entrada de los modelos, y se ha utilizado la de SAFRAN en ambos casos, aunque existen diferencias en la manera en que los dos modelos incorporan los datos ya que uno es distribuido (SASER) y el otro semi-distribuido (SWAT). Esto hace que existan ciertas diferencias. En SWAT hay un 1.9% más de precipitación en promedio que en SASER, aunque la correlación entre ambos modelos es muy elevada ($r = 0.97$). La diferencia cuadrática media (que da más importancia a las discrepancias elevadas) es de 97.3 mm anuales, un valor relativamente alto si tenemos en cuenta que la precipitación anual oscila entre 500 y 2000 mm anuales. Estas significativas diferencias de entrada, serán amplificadas por los modelos en los flujos de salida, como veremos.

Ahora nos fijaremos en la evapotranspiración (ET), que como ya vimos que es el flujo que muestra mayores diferencias. Vemos que SWAT evapotranspira mucho menos que SASER (un 27% menos de promedio), y que el patrón espacial no es muy parecido ($r = 0.51$). La diferencia cuadrática media es de 206 mm anuales, que es un valor alto. Este resultado nos indica que en el futuro hay que trabajar en la mejora de los flujos de evapotranspiración de los modelos.

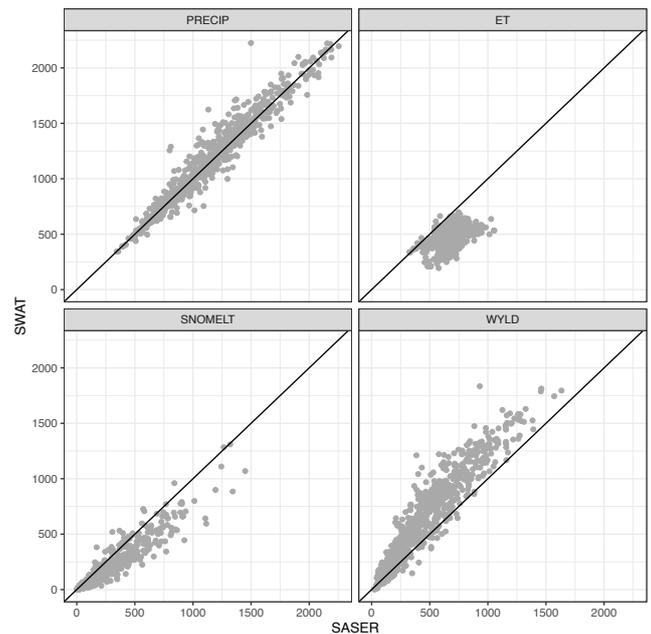


Figura 3.15. Comparación de los principales flujos simulados por SWAT y SASER, a escala anual: precipitación (PRECIP, mm), evapotranspiración (ET, mm), fusión nival (SNOMELT, mm) y generación de caudal (WYLD, mm).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

La generación de escorrentía total anual (WYLD) presenta menos diferencias que la evapotranspiración, al menos en lo que se refiere al patrón espacial ($r=0.95$), aunque el sesgo es elevado (SWAT produce un 34.9% más de escorrentía de promedio), y la diferencia cuadrática es de casi 200 mm anuales. Tanto el sesgo como el error cuadrático son acordes con los valores de la evapotranspiración, como no podía ser de otra manera, ya que ambos modelos son conservativos por lo que las diferencias en una componente del balance hídrico deben compensarse por los demás flujos.

Finalmente, comparamos el flujo de fusión de nieve (SNOMELT). SASER funde un 32.9% más de nieve que SWAT de promedio, los patrones espaciales son muy parecidos. Esto último no es sorprendente, ya que la distribución espacial de esta variable depende mucho del relieve y la precipitación total y ambas variables son muy parecidas en ambos modelos.

Si atendemos al régimen mensual de los flujos (aspecto relevante pero que no hemos considerado hasta ahora debido a la necesidad de mantener el tamaño del capítulo en un valor razonable), se puede comprobar cómo las diferencias observadas tienen también un impacto sobre la estacionalidad de los flujos (Figura 3.16).

La figura presenta valores promedios sobre todo el dominio de la simulación, pero permite extraer algunas conclusiones. Así, mientras que el patrón estacional de las precipitaciones no se ve afectado, los demás flujos sí presentan algunas diferencias importantes. En el caso de la evapotranspiración, se aprecia que SASER no sólo simula un mayor flujo, sino que además existe un adelanto estacional con un pico máximo que se alcanza en el mes de mayo, mientras que en SWAT la estación de crecimiento se inicia más lentamente y el pico se alcanza en el mes de junio. En el caso de la fusión nival el ritmo estacional es similar entre ambos modelos, con la salvedad de que los valores son más elevados en SASER, como ya hemos visto. La generación de caudal, por su parte, muestra también un patrón diferente sobre todo en los meses de abril y mayo, donde SWAT muestra un pico de caudal que no se refleja de forma tan acusada en SASER.

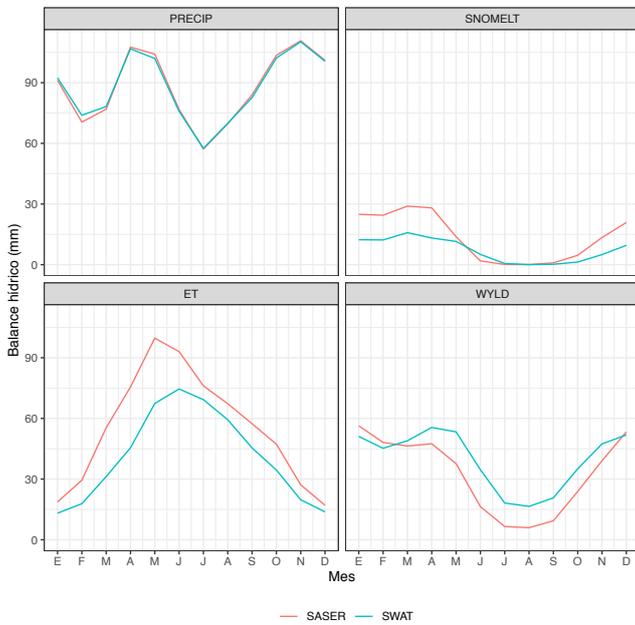


Figura 3.16. Comparación del patrón estacional de los principales flujos simulados por SWAT y SASER): precipitación (PRECIP, mm), evapotranspiración (ET, mm), fusión nival (SNOMELT, mm) y generación de caudal (WYLD, mm).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

Finalmente, en la (Figura 3.17) se comparan dos indicadores de rendimiento de ambos modelos para simular el caudal, mediante la comparación de los caudales mensuales simulados y observados en un conjunto de estaciones de aforo de referencia. El estadístico KGE proporciona una medida general de rendimiento que combina información sobre la correlación, el sesgo y la variabilidad entre valores predichos y observados.

El estadístico PBIAS es un indicador de sesgo relativo, o de desviación sistemática entre los valores predichos y observados, y se expresa en tantos por ciento. Cada punto en la figura representa una estación de aforos diferente. El periodo comparado es 2006-2013, que es el periodo de validación utilizado en el modelo SWAT (dado que SWAT utiliza como periodo de calibración los caudales observados del periodo 1981-2006, no resultaría adecuado incluir estos datos en la comparación; SASER no se calibra utilizando observaciones de caudal).

El estadístico KGE apunta a una mejor competencia de SWAT sobre SASER, aunque ambos presentan valores que se consideran aceptables en un elevado número de estaciones. Este resultado no debe sorprendernos, considerando que la simulación con SWAT se ha calibrado para reproducir bien el caudal. También se observa que cuando un modelo simula bien una estación, el otro también tiende a simularla bien. Atendiendo al PBIAS, se observa que SASER tiene un sesgo ligeramente más negativo que SWAT, lo que es coherente con los resultados observados ya que vimos que SWAT produce más escorrentía que SASER. Un dato curioso es que SWAT tiende a ser demasiado húmedo en las estaciones en las que SASER es demasiado seco, y demasiado seco en las estaciones en las que SASER tiende a ser demasiado húmedo.

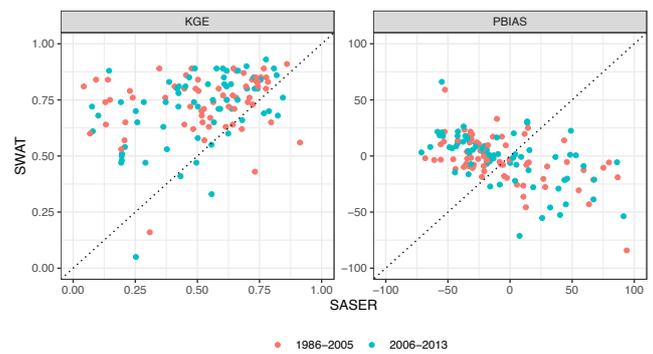


Figura 3.17. Comparación de indicadores de rendimiento de las simulaciones realizadas con SASER y SWAT para el conjunto de estaciones de aforo de referencia. Se muestra un indicador general de acuerdo entre los caudales predichos y observados (KGE), y el sesgo relativo (PBIAS).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_analysis.)

3.4. Conclusiones

En este capítulo hemos visto unos Pirineos más lluviosos cuanto más al norte y más al oeste (más próximos y abiertos a los flujos húmedos del Atlántico), y más áridos hacia el sur y el este (más Mediterráneo). También se destaca que la nieve tiene un rol más importante en las zonas más elevadas (como era de esperar), pero que su influencia depende mucho de la temperatura (lo cual tendrá un gran impacto en el futuro, a medida que siga cambiando el clima). Finalmente, observamos que se genera más escorrentía en la vertiente norte, que en la vertiente sur. Nada de esto debería sorprendernos.

Lo que sí que puede haber sorprendido al lector es la gran dificultad que tiene simular el ciclo del agua de los Pirineos. Se han utilizado tres modelos distintos, y se han obtenido resultados en ocasiones dispares. En consecuencia, deducimos que la incertidumbre es grande y confirmamos que ha sido una buena elección utilizar diferentes metodologías para estimar el ciclo del agua continental pirenaico. Los estudios que se basan en un único modelo omiten esta importante fuente de incertidumbre, y pueden dar una falsa sensación de seguridad, induciéndonos a pensar que conocemos el ciclo del agua mejor de lo que realmente lo hacemos. Los tres modelos son muy distintos: SWAT es un modelo hidrológico semi-distribuido y calibrado utilizando observaciones de caudal; SASER es un modelo físico distribuido que no se calibra; y RECHARGE, que tampoco se calibra, se basa en un modelo simple de balance hídrico para estimar la recarga potencial de las aguas subterráneas. Las tres aproximaciones son sólidas, ampliamente utilizadas por la comunidad científica, y son muy distintas entre sí. Con los datos disponibles, no podemos decir qué modelo reproduce mejor el ciclo del agua en su globalidad.

Ciertamente, SWAT ha demostrado una mayor competencia en la simulación de los caudales observados, pero se ha calibrado para ello. Sobre otras variables, como la evapotranspiración, la fusión nival o la recarga del acuífero profundo, difícilmente podemos discernir con los datos disponibles. Esto abre un importante frente de trabajo para futuros proyectos, en los que convendría validar con detalle la evapotranspiración y la simulación del manto de nieve, aprovechando nuevas fuentes de datos como los satélites. Sin embargo, los resultados de los diferentes modelos permiten informar sobre las grandes cifras del balance hídrico del Pirineo y dan paso a la exploración de su evolución futura.

4. Modelización del balance hídrico y los recursos hídricos de los Pirineos en un contexto de cambio climático

Pere Quintana (OE), Santiago Beguería (EEAD-CSIC), Anaïs Barella (OE), Yvan Caballero (BRGM), Roxelanne Cakir (CNRS), Omar Cenobio (OE), Roger Clavera-Gispert (OE), Benoit Dewandel (BRGM), Youen Grusson (CNRS), Guillaume Hevin (BRGM), Jorge Jódar (IGME-CSIC), Luis Javier Lambán (IGME-CSIC), Sandra Lanini (BRGM), Pierre Le Cointe (BRGM), Leticia Palazón (EEAD-CSIC), José Miguel Sánchez Pérez (CNRS), Sabine Sauvage (CNRS), Jean-Philippe Vidal (INRAE)

Partiendo de los modelos hidrológicos utilizados en el capítulo anterior para evaluar el balance hidrológico de los Pirineos, se ha desarrollado una metodología para estudiar el impacto del cambio climático sobre los recursos hídricos. Se ha dado mucha importancia a la incorporación de la incertidumbre, mediante la combinación de distintos escenarios de emisiones, proyecciones de modelos globales del clima, métodos de regionalización y corrección del sesgo, y modelos de impacto. De esta manera se ha podido evaluar no sólo los cambios esperables en los distintos componentes del balance hídrico, sino también el grado de seguridad en dichos resultados mediante la utilización de intervalos de credibilidad. Los resultados muestran que en el futuro los Pirineos serán más cálidos y secos, con un incremento de la aridez tanto en el espacio como en el tiempo, salvo en las zonas más elevadas. Las simulaciones realizadas son consistentes en cuanto a la reducción de la innivación, así como del peso relativo de la fusión nival en la generación de caudal, lo que ocasionará una transición de los regímenes hídricos más nivales hacia regímenes de tipo pluvial. La aportación de los principales ríos pirenaicos, en consecuencia, experimentará importantes reducciones, que varían en su magnitud en función del escenario y horizonte temporal considerados. La reducción de las aportaciones será más acusada en la vertiente norte del macizo, donde podrían ser de promedio del orden del 20% a finales del siglo XXI, mientras que en la vertiente sur serían más moderadas con un gradiente desde la zona más occidental (con descensos del 15%) a la más oriental (10%).

Citar como: Quintana, P., Beguería, S., Barella, A., Caballero, Y., Cakir, R., Cenobio, O., Clavera-Gispert, R., Dewandel, B., Grusson, Y., Hevin, G., Jódar, J., Lambán, L.J., Lanini, S., Le Cointe, P., Palazón, L., Sánchez-Pérez, J.M., Sauvage, S., Vidal, J.P., 2023. Modelización del balance hídrico y los recursos hídricos de los Pirineos en un contexto de cambio climático. En (Beguería S., ed.) Caracterización de los recursos hídricos de los Pirineos en la actualidad, y escenarios futuros. Memorias científicas del proyecto PIRAGUA, vol. 1. Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC), Zaragoza, España, 83-116. <https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/14683>

4.1. Introducción

En este capítulo analizaremos las proyecciones del clima futuro en los Pirineos bajo distintos escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero, y su repercusión sobre los componentes del balance hídrico y los recursos hídricos. Siguiendo una estructura muy similar a la del Capítulo 3, presentamos los cambios esperados en los flujos y en las variables de estado más importantes del balance hídrico. Se hará especial hincapié en el análisis de la incertidumbre, lo que nos permitirá hacernos una idea sobre qué resultados son más sólidos y cuales más inciertos. El futuro es difícil de conocer con precisión, pero podemos acotar las futuras trayectorias del clima, utilizando diferentes herramientas físicas y estadísticas.

Para conocer el clima futuro del Pirineo necesitamos primero conocer el futuro estado del clima de la Tierra en su conjunto, y este dependerá en gran medida de las emisiones de gases de efecto invernadero. Cómo evolucionará el ritmo de las emisiones en el futuro no se conoce, pero se pueden estimar trayectorias plausibles. Estas son las Trayectorias de Concentración Representativas (RCP por sus siglas en inglés), que presentaremos en la siguiente sección. Luego, esta información es utilizada para forzar las simulaciones de los Modelos Globales del Clima (GCM, en inglés) que son los encargados de simular la evolución del clima de la Tierra en respuesta a los forzamientos antrópicos (las emisiones, fundamentalmente) y a los forzamientos naturales (ciclos orbitales, etcétera). El problema es que estos modelos tienen una resolución espacial (el grado de detalle en el que describen el espacio) limitada, que no permite evaluar el impacto del cambio climático en una zona tan heterogénea como los Pirineos. Es por esta razón que se utilizan métodos de regionalización para mejorar la resolución espacial de las proyecciones. Se utilizan tanto métodos estadísticos como dinámicos (modelización física), al precio en ambos casos de añadir una fuente más de incertidumbre. En este caso, hemos utilizado seis de los escenarios regionalizados generados en el proyecto CLIMPY, obtenidos mediante métodos estadísticos. Finalmente, hemos utilizado dos modelos hidrológicos diferentes para estudiar el efecto de las proyecciones climáticas sobre el

balance hídrico de los Pirineos. Como vimos en el Capítulo 3, ningún modelo hidrológico es capaz de simular perfectamente el sistema hidrológico, por lo que utilizar una diversidad de modelos nos permitirá evaluar, en cierta medida, la incertidumbre asociada a esta modelización. Mediante el recurso de diferentes proyecciones climáticas forzadas con distintos escenarios de emisión, en combinación con diferentes modelos hidrológicos, cubriremos los diferentes niveles de incertidumbre, de una forma más rigurosa que en la mayoría de estudios de impacto del cambio climático.

4.2. Metodología

Como se ha mencionado en la introducción, es imposible saber con seguridad cómo será el clima del futuro, entre otras razones porque no sabemos cuáles serán las emisiones de gases de efecto invernadero de origen antrópico durante las próximas décadas. Estas emisiones dependen de múltiples factores económicos, geopolíticos, industriales, tecnológicos, etcétera. Siendo imposible predecir las emisiones futuras, y siendo muy difícil transformar las emisiones en concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera debido a las incertidumbres inherentes del ciclo global del carbono, el IPCC (Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático de Naciones Unidas) elaboró diferentes trayectorias de concentración representativas (RCP), que son posibles trayectorias de la concentración de los gases de efecto invernadero en la atmósfera. Las trayectorias determinan diferentes futuros climáticos, todos ellos posibles, dependiendo del volumen de gases de efecto invernadero en la atmósfera en las próximas décadas. Los RCP (originalmente RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6 y RCP 8.5) están etiquetados a partir de un posible rango de valores de forzamiento radiativo en el año 2100 (2.6, 4.5, 6 y 8.5 W/m², respectivamente), es decir, se etiquetan según su impacto en el balance energético de la Tierra.

Los escenarios RCP son ampliamente utilizados por la comunidad científica para generar simulaciones (llamadas proyecciones) del clima futuro mediante modelos de simulación del clima global (GCM). Estos modelos simulan todo el sistema climático de forma acoplada (atmósfera, océano y superficies continentales). Este ejercicio se realiza bajo la coordinación del proyecto de inter-comparación de modelos acoplados (CMIP). No obstante, los modelos globales tienen todavía una resolución espacial insuficiente para estudiar los impactos del cambio climático a la escala de una cordillera como los Pirineos.

Es por esta razón que la comunidad científica ha buscado la manera de aumentar la resolución espacial de las proyecciones climáticas. Para ello hay dos estrategias posibles, una es la de realizar simulaciones regionales del clima (simulaciones a alta resolución de una zona concreta de la Tierra, anidadas a una simulación global que sirve de

forzamiento), y la otra la de aplicar métodos estadísticos de regionalización. El proyecto CLIMPY, predecesor de PIRAGUA en el marco de los proyectos POCTEFA del OPCC, generó proyecciones climáticas para los Pirineos basadas en un método de regionalización estadística (el llamado métodos de análogos). [Amblar-Francés et al. \(2020\)](#) generaron escenarios climáticos de temperatura máxima y mínima y precipitación diaria utilizando 24 simulaciones globales procedentes del proyecto CMIP6. El resultado son 24 posibles trayectorias futuras de estas variables sobre el dominio de los Pirineos, en una malla regular de 5x5 km de resolución espacial.

Las proyecciones generadas por CLIMPY nos aportan información sobre la posible evolución de la atmósfera, pero no nos aportan información detallada sobre el comportamiento del sistema hidrológico. Por ejemplo, no nos proporcionan información sobre la humedad del suelo, la evolución del manto nivoso o la evapotranspiración. Para ello necesitamos utilizar modelos de impacto, es decir, modelos que simulen de manera realista el balance hidrológico de las cuencas de los Pirineos, a partir de la ingestión como datos de entrada (forzamiento) de las proyecciones futuras del clima. En este proyecto se han utilizado dos modelos hidrológicos, descritos en el Capítulo 3: SWAT, que es un modelo hidrológico conceptual semi-distribuido, y SASER, que es un modelo hidrometeorológico de base física y de tipo distribuido.

En las simulaciones SWAT, se han utilizado como forzamiento atmosférico las proyecciones de temperatura y precipitación diarias generadas por el proyecto CLIMPY. Debido a los sesgos que presentan los diferentes modelos climáticos globales, no es posible comparar directamente los resultados de la simulación forzada con proyecciones climáticas futuras con los resultados obtenidos a partir del clima observado. Por ello, se ha aplicado una corrección de sesgo basada en el método llamado en inglés delta change. Este método consiste en calcular los cambios relativos simulados para distintos periodos futuros con respecto a los valores simulados para un periodo de referencia que representa el clima de la actualidad. Es decir, no se hace una comparación directa entre resultados forzados con simulaciones

de clima futuro y con clima observado, sino entre simulaciones del clima futuro y el clima presente a partir de un mismo modelo RCM. Como los sesgos del modelo RCM se mantienen tanto en la simulación futura como en la del clima presente, este método permite concentrarse en los cambios excluyendo, hasta cierto punto, los sesgos del modelo.

En el caso de SASER las proyecciones generadas por CLIMPY son insuficientes, ya que el modelo requiere muchas más variables para su funcionamiento que las que se han obtenido en CLIMPY. SASER requiere, además de precipitación y temperatura, valores de humedad relativa y viento, todos a paso horario. De esta manera, se decidió completar la base de datos con más variables, utilizando una adaptación del método desarrollado por [Clemens et al. \(2019\)](#). Se trata de una metodología de análogos, que además de permitir calcular el resto de variables climáticas necesarias realiza una corrección de sesgo sobre los datos de los RCMs. Se ha aprovechado la base de datos PIRAGUA_atmos_analysis ([Quintana-Seguí y Le Cointe, 2022](#)), descrita en el Capítulo 3 en el contexto de la simulación del balance hídrico de los Pirineos en el periodo de referencia. Para cada una de las proyecciones de CLIMPY, y para cada uno de los días en el periodo 1981-2100, hemos buscado fechas en la base de datos PIRAGUA_atmos_analysis que tenían los mismos patrones espaciales de temperatura y precipitación. Teniendo en cuenta que, al alejarnos del periodo presente hacia el futuro, es cada vez menos probable encontrar fechas del pasado que tengan los mismos patrones de temperatura y precipitación debido a la tendencia hacia cada vez mayor temperatura, el ejercicio se ha hecho con series a las cuales se les ha quitado previamente la tendencia. Posteriormente, se ha recuperado esta tendencia tras encontrar los análogos. De esta manera, se ha reconstruido una nueva base de datos climática, a paso horario y con todas las variables necesarias para correr el modelo SASER, para los periodos 1961-2005 y 2006-2100, bajos las trayectorias de concentración RCP 4.5 y 8.5, y utilizando los modelos MRI-CGCM3, MIROC-ESM, CNRM-CM5, en una primera fase, y MPI-ESM-MR, INMCM4 y BCC-CSM1-1 en una segunda fase

todavía no terminada. Esta nueva base de datos para el forzamiento de modelos hidrológicos se ha denominado PIRAGUA_atmos_climate (Quintana-Seguí et al., 2022).

El hecho de utilizar dos modelos (SWAT y SASER) y dos técnicas diferentes de corrección de sesgo (análogos y delta change) de los escenarios, además de dos trayectorias de concentraciones (RCP) y seis modelos GCM, garantiza una buena representación de la cascada de incertidumbre, es decir, del efecto acumulativo de las incertidumbres en cada una de las etapas del proceso. Es poco común disponer de estudios que utilizan varias trayectorias RCP y varios GCM, pero es más raro todavía disponer de estudios que utilizan varios modelos hidrológicos y de tan diferente naturaleza como en este estudio. Este es uno de los puntos fuertes de este estudio. La presentación de los resultados debe sintetizar toda esta cascada de incertidumbres, y así se ha intentado en las figuras que describiremos a continuación. En ellas se combinan todas las simulaciones realizadas con los modelos SWAT y SASER. Se han seleccionado seis escenarios CLIMPY representativos del conjunto de proyecciones realizadas en ese proyecto.

Se han realizado seis simulaciones SWAT con esos seis escenarios (una simulación por escenario) y tres simulaciones SASER con tres de los seis escenarios CLIMPY (el resto se está calculando todavía, ya que SASER es un modelo computacionalmente mucho más costoso que SWAT). A fecha de hoy se han completado tres simulaciones SASER de las seis posibles, habiendo seleccionado una proyección CLIMPY cálida y seca, otra de características medianas, y otra con una proyección más fría y húmeda (siempre dentro de la variabilidad del conjunto de proyecciones de CLIMPY). Todas las figuras mostradas a continuación están hechas con estas nueve simulaciones (seis con SWAT y tres con SASER).

El conjunto de estas simulaciones se ha compilado en una base de datos denominada PIRAGUA_hydro_climate (Beguería et al., 2022b). Todos los resultados mostrados en este capítulo se pueden consultar y descargar en el Geoportal del Observatorio Pirenaico del Cambio Climático, en la sección Capas / Balance hídrico / Futuro, y se pueden realizar consultas más detalladas en la sección de Análisis.

4.3. Resultados

4.3.1. Forzamientos climáticos

Consideramos conveniente presentar un breve análisis de la variabilidad presente en el conjunto de proyecciones climáticas utilizadas para forzar los modelos hidrológicos.

En la [\(Figura 4.1\)](#) se han representado los ciclos anuales medios de temperatura en las distintas proyecciones, para tres horizontes temporales a lo largo del siglo 21 (2011-2040, 2041-2070, y 2071-2100) y dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y RCP 8.5). Algunas proyecciones se muestran dos veces: con línea continua, que son las proyecciones originales de CLIMPY tal como las ha ingerido SWAT (sin corrección de sesgo); y en línea discontinua tal y como las que ha ingerido SASER, con corrección de sesgo mediante un método de análogos. Se aprecia que la temperatura se incrementa a medida que nos adentramos en el siglo XXI y, también, cuanto más altas son las emisiones (escenario RCP 8.5). Se aprecia también que existe una coherencia bastante buena entre los diferentes modelos GCM, aunque algunos de ellos (p.e. MIROC-ESM) tienen tendencia a ser más cálidos mientras que otros (MRI-GCM3) son consistentemente más fríos. Las mayores discrepancias entre los modelos se concentran en otoño. La [\(Figura 4.2\)](#) es similar a la anterior, pero para la precipitación acumulada mensual. Vemos que en este caso la discrepancia es mucho mayor, existiendo grandes diferencias entre modelos GCM que redundan en una elevada incertidumbre sobre la precipitación futura. La precipitación siempre es una variable mucho más difícil de simular. Debemos tener presente que los modelos de impacto (SWAT y SASER) tienen componentes no lineales, que pueden aumentar todavía más estas incertidumbres. Es por esta razón que tiene tanto valor utilizar dos modelos distintos.

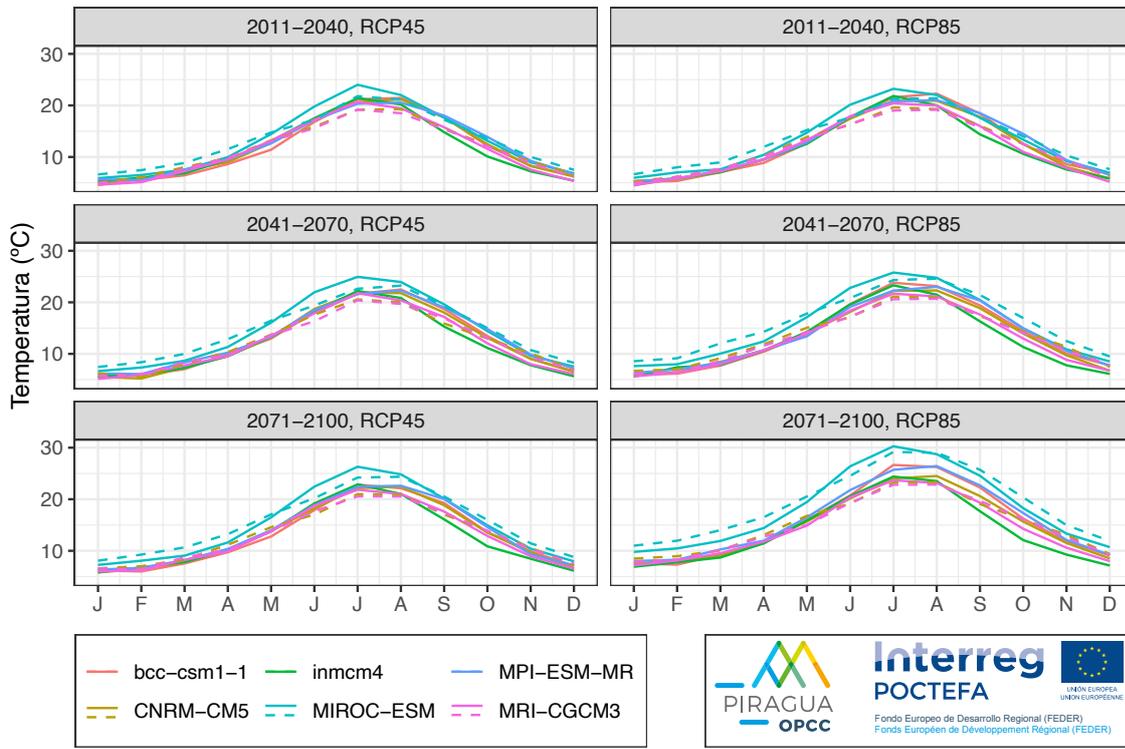


Figura 4.1. Diferencias en los forzamientos climáticos: temperatura media mensual en el conjunto de los Pirineos para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5), a partir de seis modelos globales (GCM). Líneas continuas: downscaling estadístico sin corrección de sesgo; líneas discontinuas: con corrección de sesgo.

(Fuente: PIRAGUA_atmos_climate.)

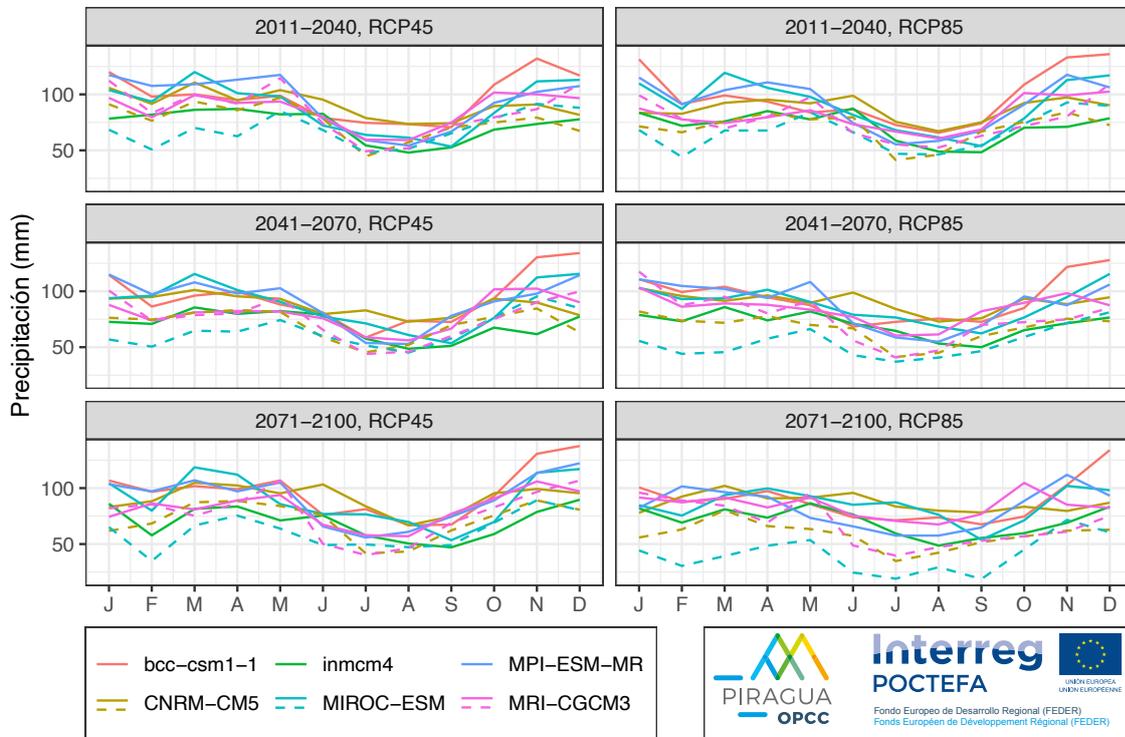


Figura 4.2. Diferencias en los forzamientos climáticos: precipitación media mensual en el conjunto de los Pirineos para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5), a partir de seis modelos globales (GCM). Líneas continuas: downscaling estadístico sin corrección de sesgo; líneas discontinuas: con corrección de sesgo.

(Fuente: PIRAGUA_atmos_climate.)

Para tener una mejor idea de las incertidumbres, la **(Figura 4.3)** presenta el cambio relativo de la precipitación del periodo 2011-2040 respecto a 1981-2010, según seis modelos GCM, regionalizados por el proyecto CLIMPY, bajo el escenario RCP 4.5. En este caso se está comparando cada modelo RCM consigo mismo para dos periodos temporales diferentes, por lo que se reduce el impacto del posible sesgo que presente cada GCM con respecto al clima real observado.

La diversidad de resultados es muy grande, con dos casos extremos: MRI-CGCM3 presenta un futuro claramente más húmedo que el actual, mientras que MIROC-ESM presenta un futuro netamente más seco. Los demás modelos se encuentran a medio camino.

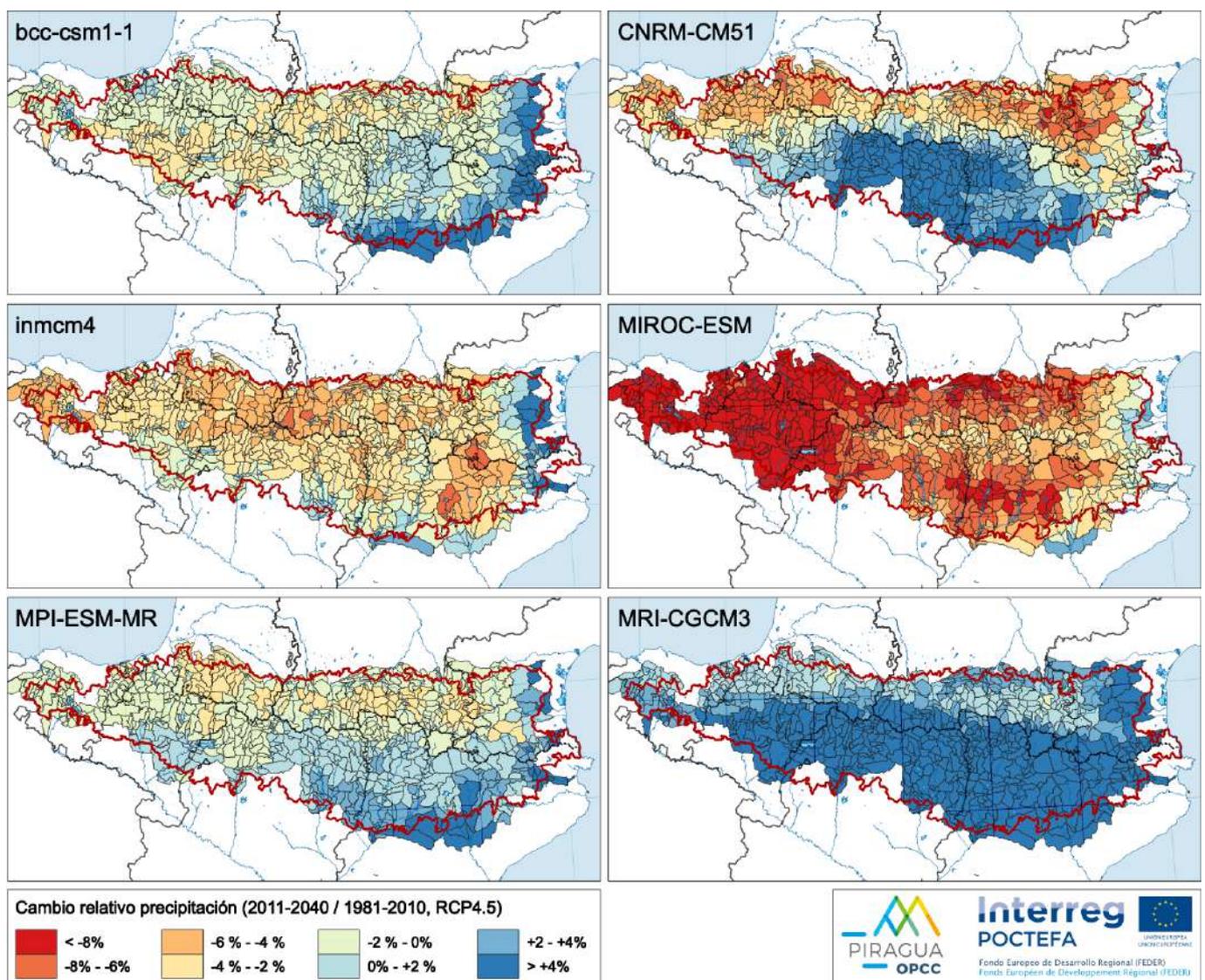


Figura 4.3. Diferencias en los forzamientos climáticos: cambio en la precipitación media anual para el horizonte 2011-2040 con respecto a 1981-2010 bajo el escenario RCP 4.5. Valores obtenidos a partir del downscaling estadístico de seis modelos GCM sin corrección de sesgo.

(Fuente: PIRAGUA_atmos_climate.)

En segundo lugar, la **(Figura 4.4)** muestra el mismo resultado para los tres modelos GCM que han sido objeto de la corrección de sesgo utilizada para forzar SASER. Vemos que las correcciones de sesgo también tienen un impacto en las anomalías, lo que da cuenta de la incertidumbre presente en todas estas operaciones.

Utilizar dos modelos de impacto y dos métodos de regionalización, uno con corrección de sesgo y otro sin, nos permitirá tener una mejor idea de la incertidumbre total.

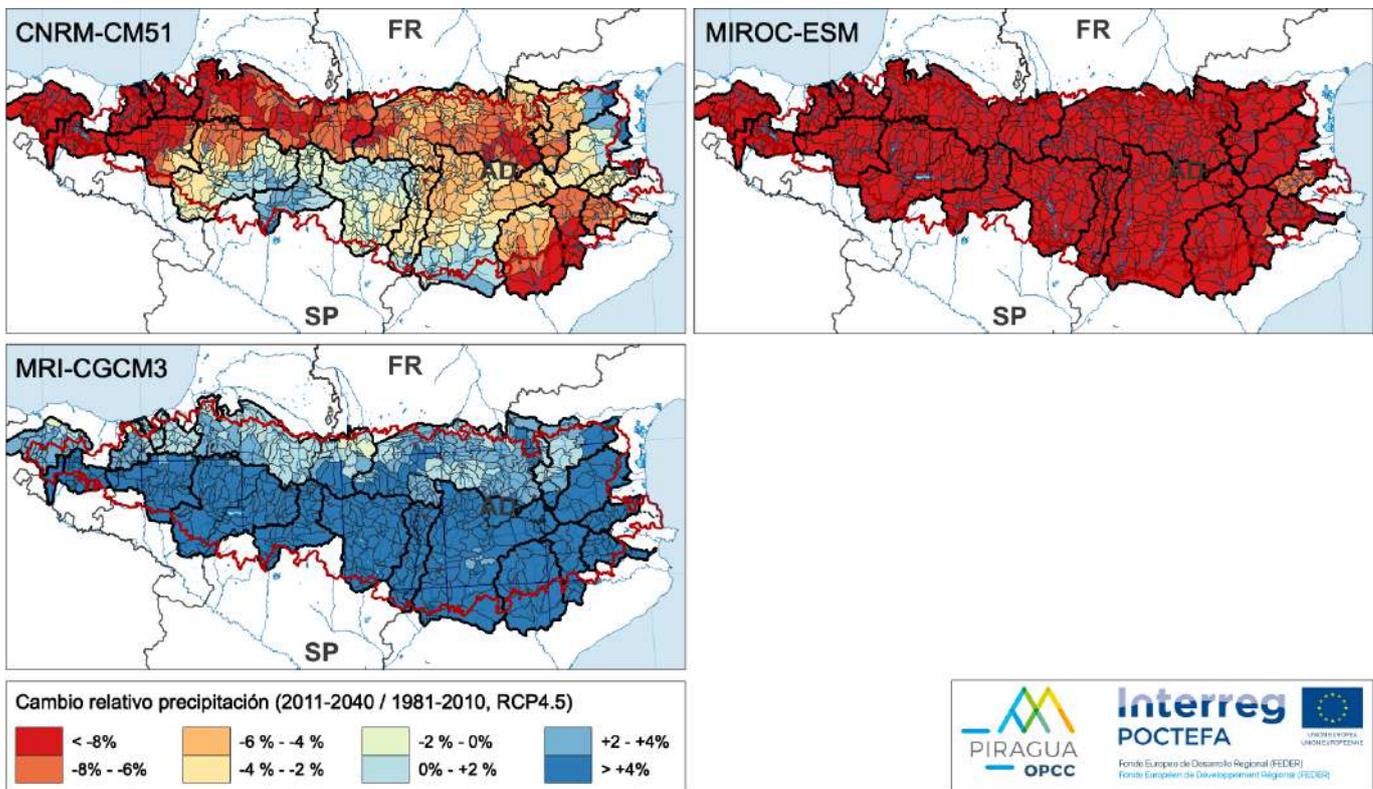


Figura 4.4. Diferencias en los forzamientos climáticos: cambio en la precipitación media anual para el horizonte 2011-2040 con respecto a 1981-2010 bajo el escenario RCP 4.5. Valores obtenidos a partir de tres modelos GCM con corrección de sesgo.

(Fuente: PIRAGUA_atmos_climate.)

4.3.2. Cambios en la temperatura

A continuación, presentaremos los cambios esperados para tres horizontes temporales (2011-2040, 2041-2070 y 2071-2100) respecto al periodo de referencia 1981-2010, para dos escenarios de emisiones, RCP 4.5 y RCP 8.5. En las figuras se muestra la media de las nueve simulaciones realizadas (seis con SWAT sin corrección de sesgo de las variables climáticas, y tres con SASER con corrección de sesgo). La

unidad espacial de análisis es la sub-cuenca, como se ha explicado en el Capítulo 3. El rayado diagonal que se muestra sobre algunas sub-cuencas en algunas figuras indica que no existe suficiente consenso entre las simulaciones sobre el signo del cambio. En este ejercicio hemos considerado que hay consenso cuando más del 80% de las simulaciones coinciden en el signo del cambio (positivo o negativo con respecto al periodo de referencia).

En la (Figura 4.5) se presentan los cambios esperados en la temperatura media del aire. En este caso hay un consenso total entre las

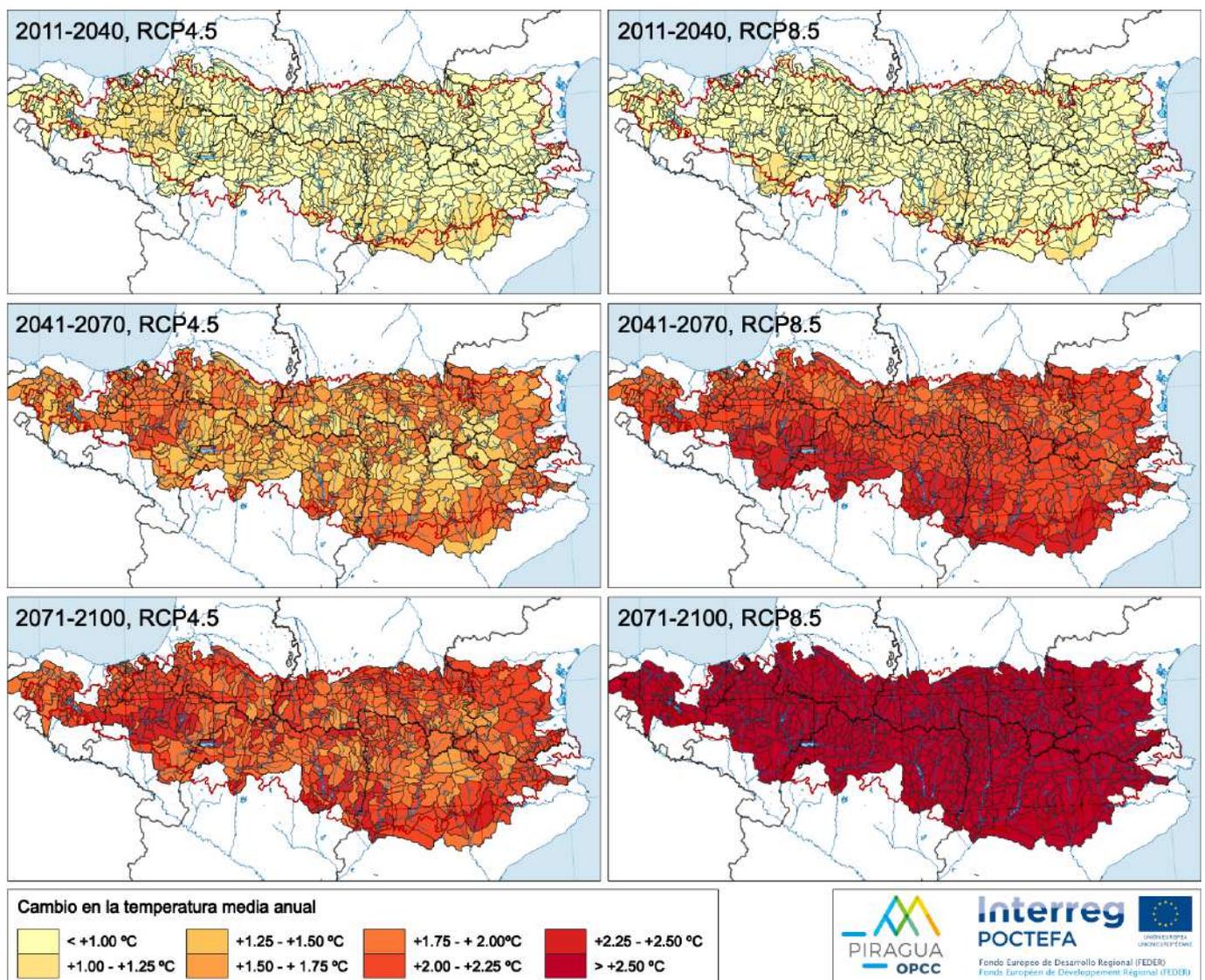


Figura 4.5. Cambio en la temperatura media anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

simulaciones: la temperatura va a aumentar, independientemente de la combinación de GCM, escenario RCP, modelo hidrológico y periodo temporal considerada. Conforme nos adentremos en el siglo XXI el aumento de temperatura se hace más marcado, con valores prácticamente homogéneos en todo el territorio. Además, cuanto más aumenten las emisiones tanto más aumentarán las temperaturas. Los Pirineos del futuro serán, sin lugar a dudas, un lugar más cálido y el grado de aumento de la temperatura dependerá de las emisiones futuras de gases de efecto invernadero.

En la (Figura 4.6) se presenta el ciclo anual de la temperatura media, según las simulaciones futuras. La línea azul presenta el clima de referencia (1981-2010) y la línea roja la media de todas las simulaciones. Las líneas de puntos marcan el intervalo de credibilidad, es decir la banda de futuros posibles según los diferentes escenarios. La figura confirma que existe un notable acuerdo entre las simulaciones en cuanto al aumento de las temperaturas. La figura muestra además que el aumento de temperatura se espera más acusado en verano y otoño que en invierno y primavera.

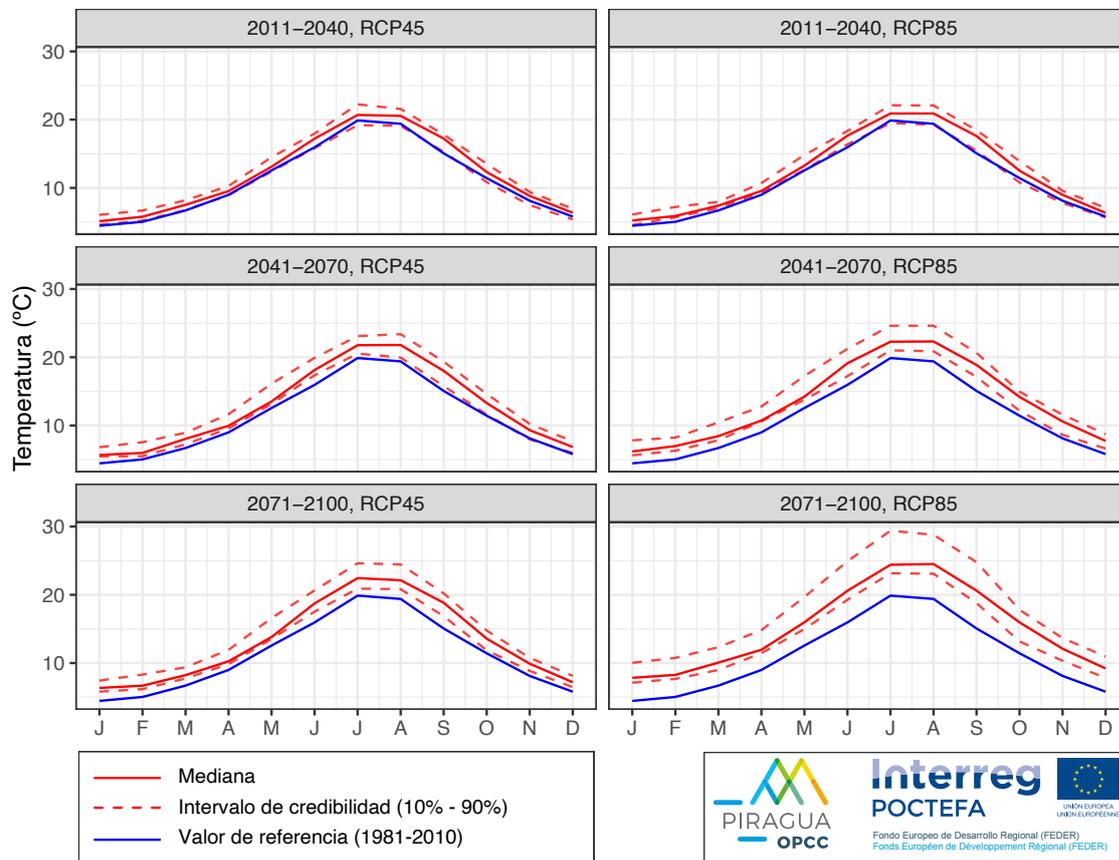


Figura 4.6. Temperatura media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

4.3.3. Cambios en los flujos hídricos

En la (Figura 4.7) se muestra el cambio previsto de precipitación. Al contrario que con la temperatura, no existe acuerdo total entre los modelos y en todas las figuras aparecen zonas rayadas, es decir, zonas en las que no hay suficiente consenso sobre el signo del cambio. El patrón general es de una disminución de la precipitación en toda la vertiente norte del Pirineo, y un aumento (sin consenso entre modelos) en las cuencas más al sur y al este. En general, allí donde se observan disminuciones

de la precipitación hay consenso y donde hay aumentos, no lo hay. Los aumentos de precipitación pueden superar el 2%, mientras que las disminuciones pueden ir más allá del 8% en algunas cuencas. También se aprecia que los cambios no son lineales, es decir, hay zonas en las que la precipitación disminuye más a mediados de siglo que a finales de siglo. Todo ello evidencia una gran complejidad. Para este informe no se han analizado índices de extremos. Es posible que los posibles aumentos de la precipitación media sean debidos a aumentos de los extremos de precipitación (concentración de la precipitación en menos días). Habrá que analizar estos detalles en futuros trabajos.

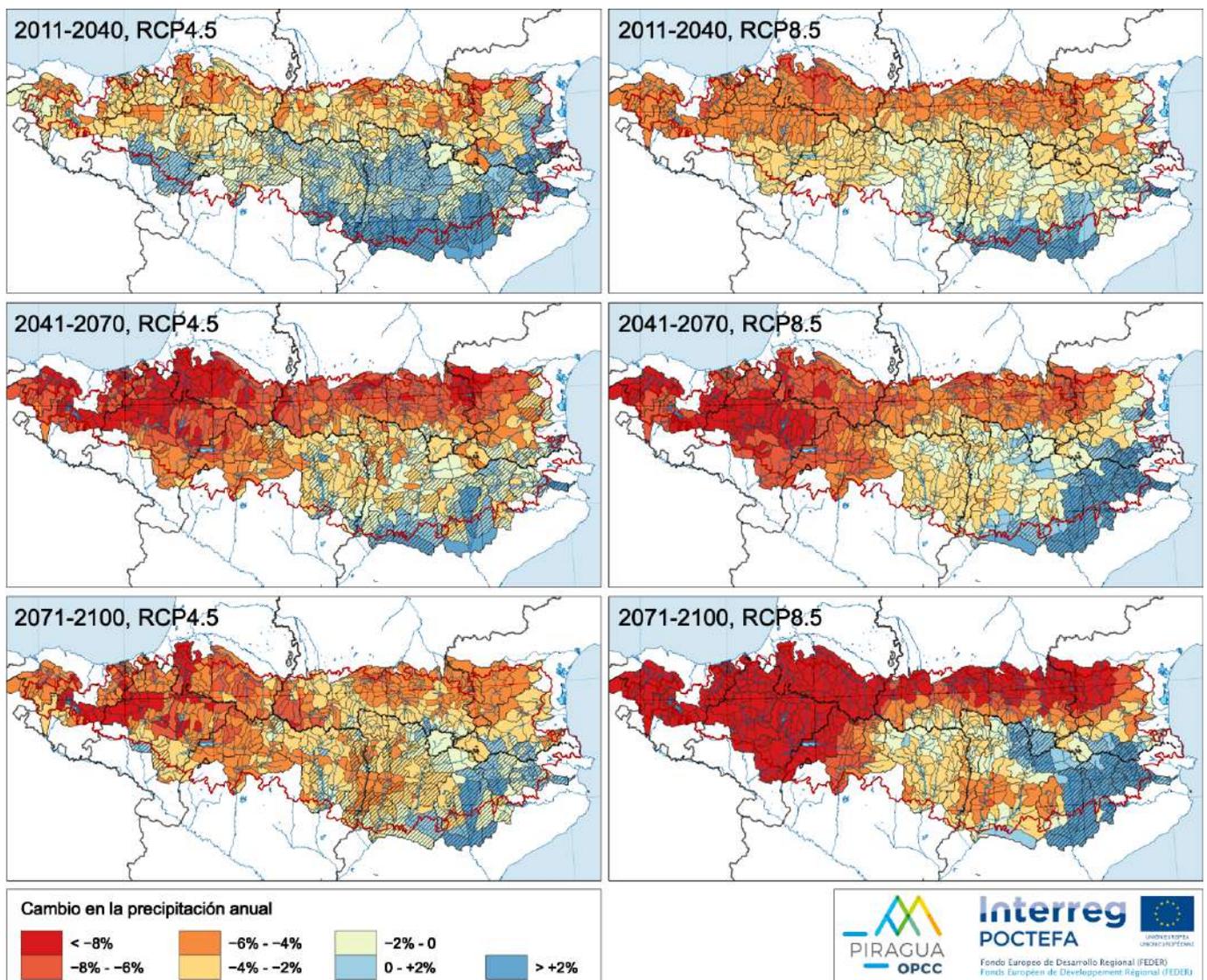


Figura 4.7. Cambio en la precipitación media anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

La (Figura 4.8) muestra el ciclo medio anual de la precipitación, en el conjunto de las simulaciones. La figura muestra que el intervalo de credibilidad es muy ancho, lo que debe interpretarse como indicativo de una elevada incertidumbre. Por otro lado, vemos que la línea azul representativa del clima de referencia se sitúa entre ambos extremos del intervalo de credibilidad, lo que nos indica que existe incertidumbre en el signo del cambio (previsión de mayor o menor precipitación con respecto al presente).

En todo caso se aprecia que, hacia finales del siglo XXI, en el escenario RCP 8.5 la disminución de

la precipitación es clara en los dos períodos de mayor precipitación (primavera y otoño), lo que debería preocuparnos de cara a la gestión de los recursos hídricos.

Si la precipitación es el principal flujo de entrada del balance hídrico, la evapotranspiración es el principal flujo de salida (pérdida). Cabe esperar que la evapotranspiración real tenderá a aumentar al aumentar la temperatura, siempre y cuando haya agua suficiente en el suelo. En el caso de una transición a un clima mucho más seco (menor reserva de agua en el suelo), la evapotranspiración disminuirá a pesar de subir la temperatura, precisamente por la falta de agua.

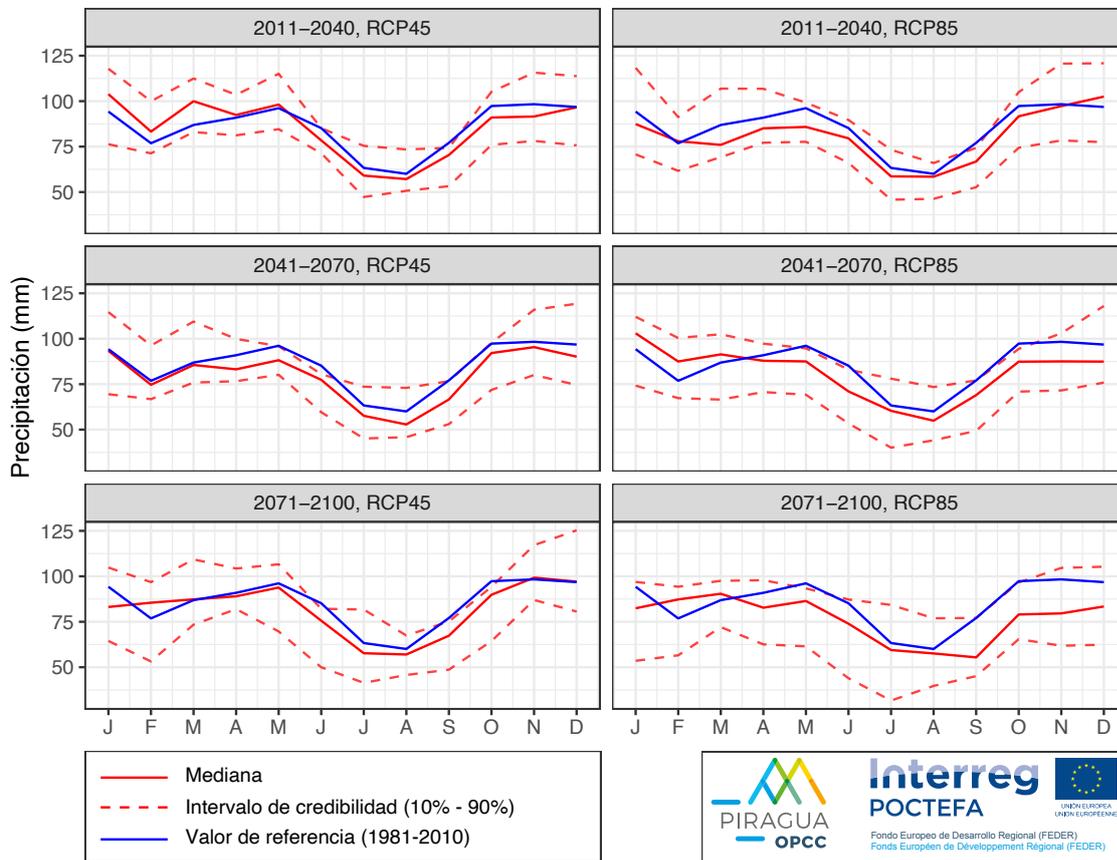


Figura 4.8. Precipitación media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

Esta última situación es precisamente la que se refleja en los resultados de las simulaciones (**Figura 4.9**). En el escenario RCP 4.5 vemos aumentos de la evapotranspiración total (sin consenso) en amplias zonas del dominio en el horizonte temporal más cercano (2011-2040). Los aumentos pueden superar el 15%. Son las zonas en las que hay suficiente agua en el suelo para alimentar el flujo de evapotranspiración, que se ve favorecido por el aumento de la temperatura. A medida que avanzamos en el siglo, en cambio, la evapotranspiración cae fuertemente (hasta más allá del 60% en el peor escenario y horizonte temporal más lejano), debido

precisamente al aumento de la aridez. Es decir, las simulaciones indican que se está produciendo una transición clara hacia escenarios más áridos y de mayor escasez de agua. En el caso de los escenarios RCP 8.5, la disminución del flujo de evapotranspiración es generalizado desde el primer momento.

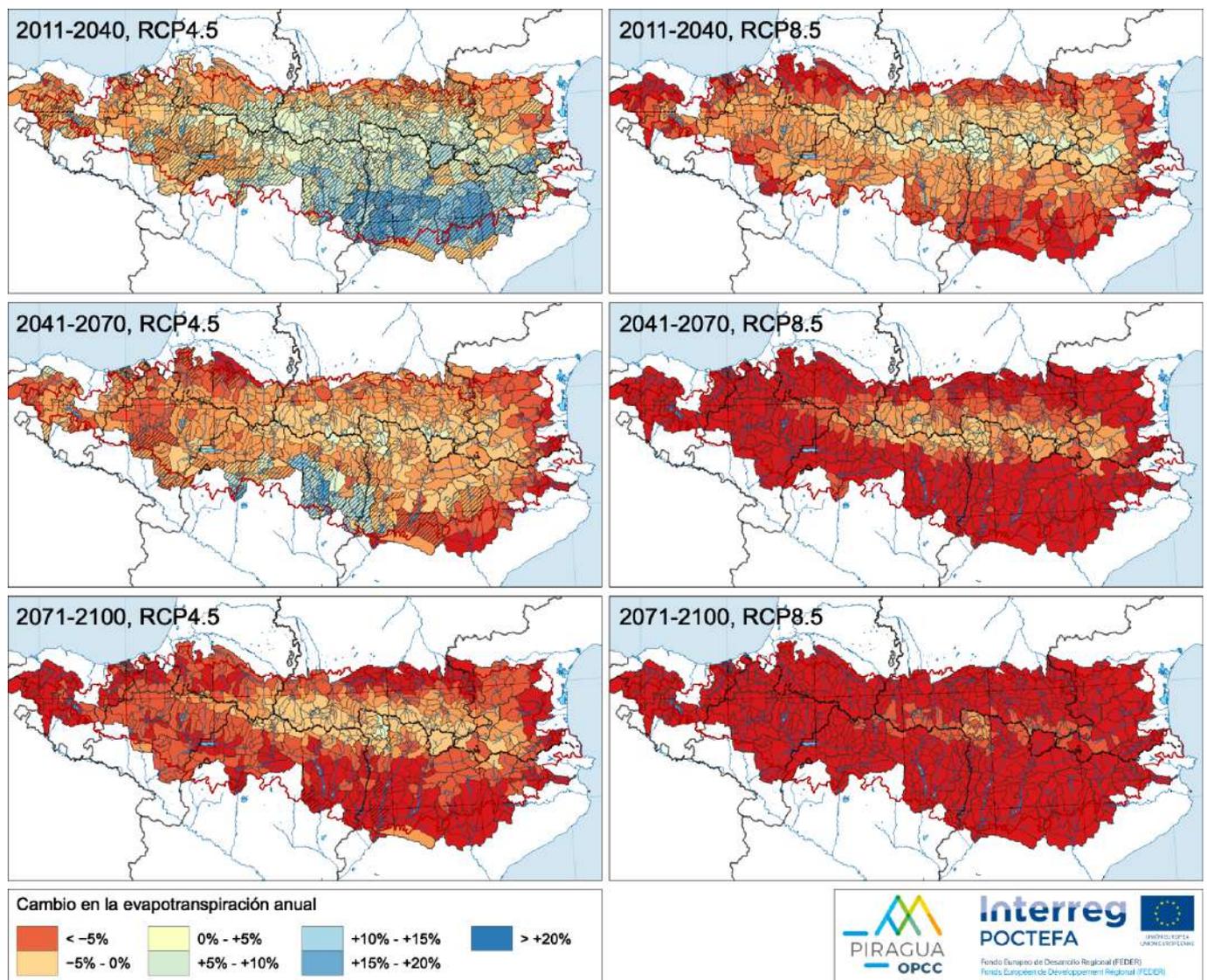


Figura 4.9. Cambio en la evapotranspiración media anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

En la (Figura 4.10) vemos el ciclo anual de la evapotranspiración. De nuevo, el intervalo de confianza es muy ancho, lo que significa que hay grandes diferencias entre simulaciones y por tanto existe una elevada incertidumbre en cuanto a la magnitud total del cambio, e incluso en cuanto al signo del cambio. En general, la incertidumbre es mucho mayor en verano y otoño que en invierno y primavera. En nuestro clima, suele haber una transición de clima húmedo (gobernado por la radiación) a clima semi-árido (dominado por la disponibilidad de agua) en otoño, y al contrario en primavera.

La incertidumbre tan elevada muestra que no hay consenso en el momento de esa transición. Vemos también que la banda de incertidumbre aumenta a medida que avanzamos en el siglo y, también, que aumenta más en el escenario RCP 8.5. Esto muestra que las no linealidades involucradas en el cálculo de la evapotranspiración real tienden a incrementar la incertidumbre de esta variable.

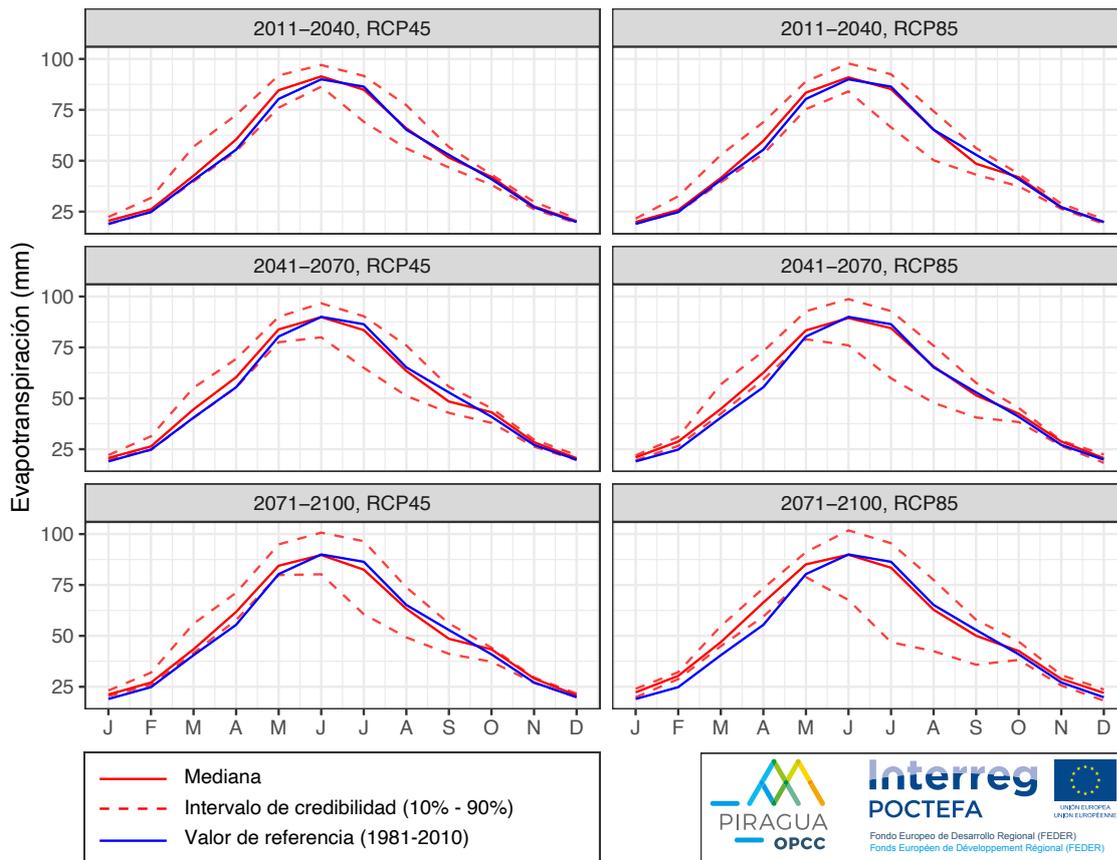


Figura 4.10. Evapotranspiración media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

El tercer gran flujo en el balance hídrico es la escorrentía total, que se muestra en la [Figura 4.11](#). El patrón espacial es parecido al de la precipitación, modulado por los cambios en evapotranspiración. La figura muestra disminuciones de este flujo en el norte del dominio y aumentos en algunas cuencas del sur y del este del dominio (sin acuerdo entre simulaciones en algunas sub-cuencas). A finales de siglo, la disminución prevista es de entre el 10 y el 30% en la mayor parte del dominio en el escenario RCP 4.5, aunque hay zonas en las que la disminución llega hasta el 30%.

En el escenario RCP 8.5 la disminución es mayor, alcanzando más del 50% en una amplia franja en el norte del dominio y otra zona en Navarra y el País Vasco.

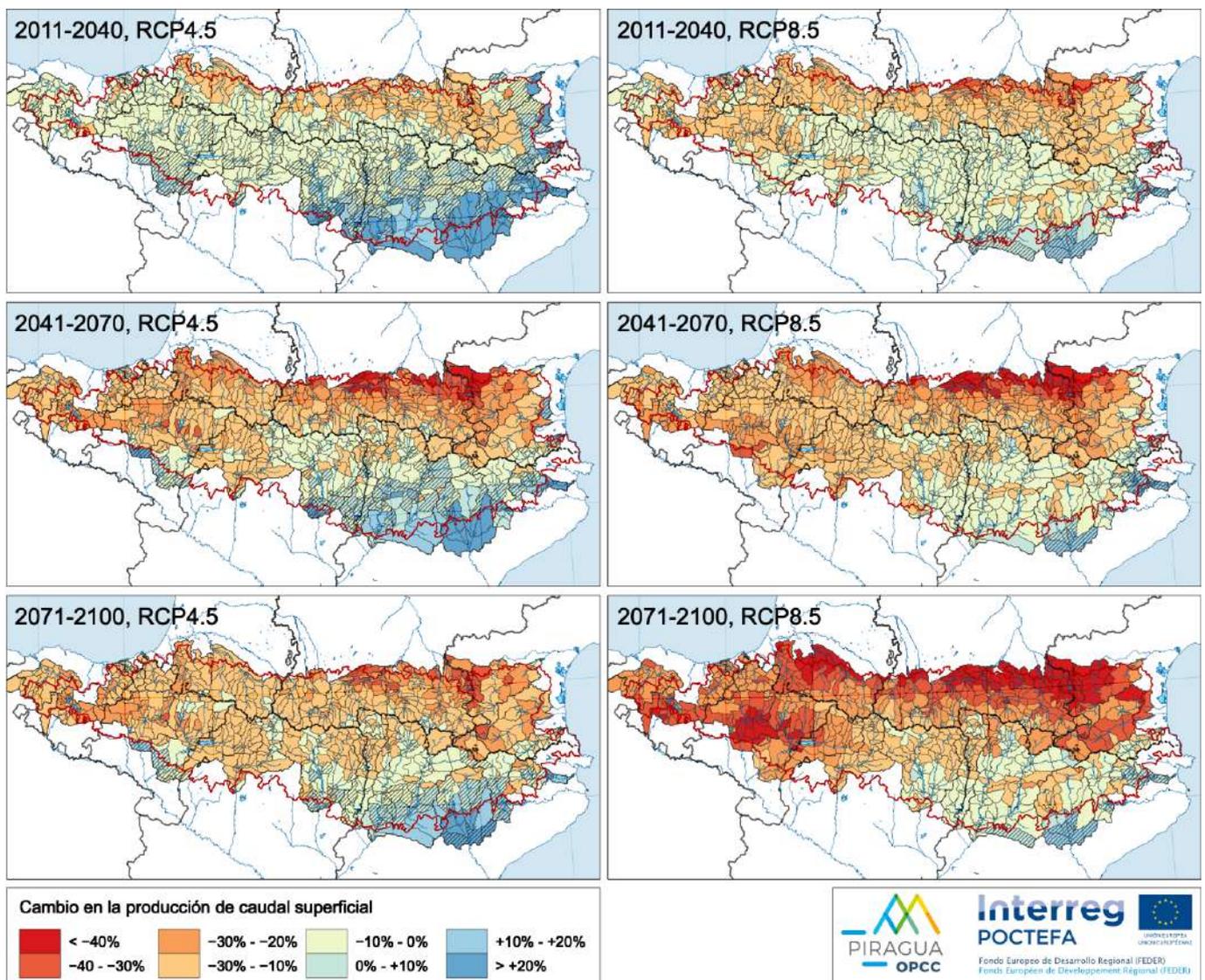


Figura 4.11. Cambio en la generación de caudal media anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

En la (Figura 4.12) se muestra el ciclo anual medio de la escorrentía total. Las disminuciones más importantes del flujo se presentan en primavera y otoño, con mayor incertidumbre en invierno y primavera. La línea azul sale del intervalo de credibilidad más pronto en otoño que en primavera, es decir, existe más confianza en que habrá una disminución de caudal en otoño que en primavera.

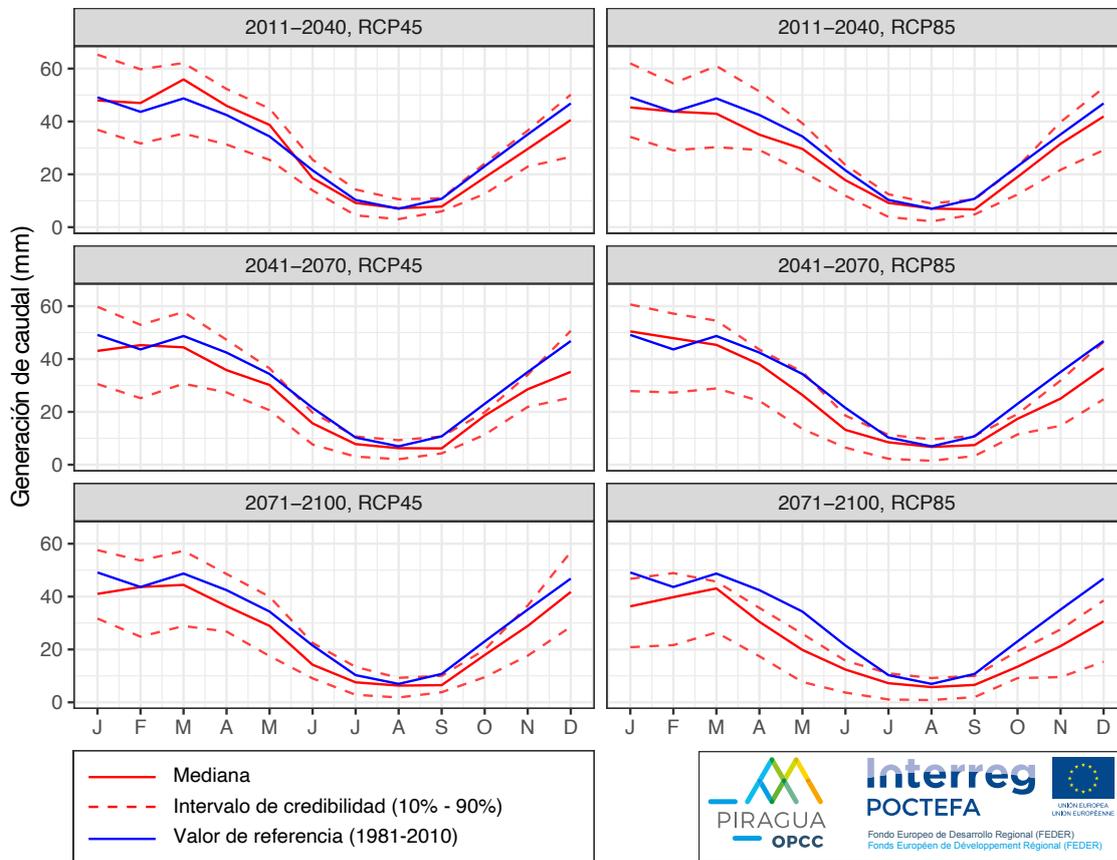


Figura 4.12. Generación de caudal media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

El manto de nieve, que almacena precipitación sólida invernal, es un almacén de agua esencial para la gestión de los recursos hídricos. La nieve fundida es un recurso hídrico importante para las cuencas de la zona, y su disminución puede obligar a cambiar de manera significativa la gestión de los recursos hídricos. En la (Figura 4.13) se presenta el cambio esperado en el flujo de nieve fundida. El grado de acuerdo entre las simulaciones es bajo para el periodo más próximo (2011-2040) y el escenario de emisiones RCP 4.5, pero desde mediados del siglo XXI se observa una disminución generalizada de este flujo, que puede superar el 60%, siendo la disminución más

intensa como es de esperar en el escenario RCP 8.5. En el horizonte más cercano (2011-2040) y en el escenario RCP 4.5 el mapa presenta una amplia zona azul (incremento del flujo), pero rayada, para indicar que no hay consenso en los modelos. Este incremento se debe al aumento de la precipitación en esa zona y ese horizonte temporal, como hemos visto anteriormente.

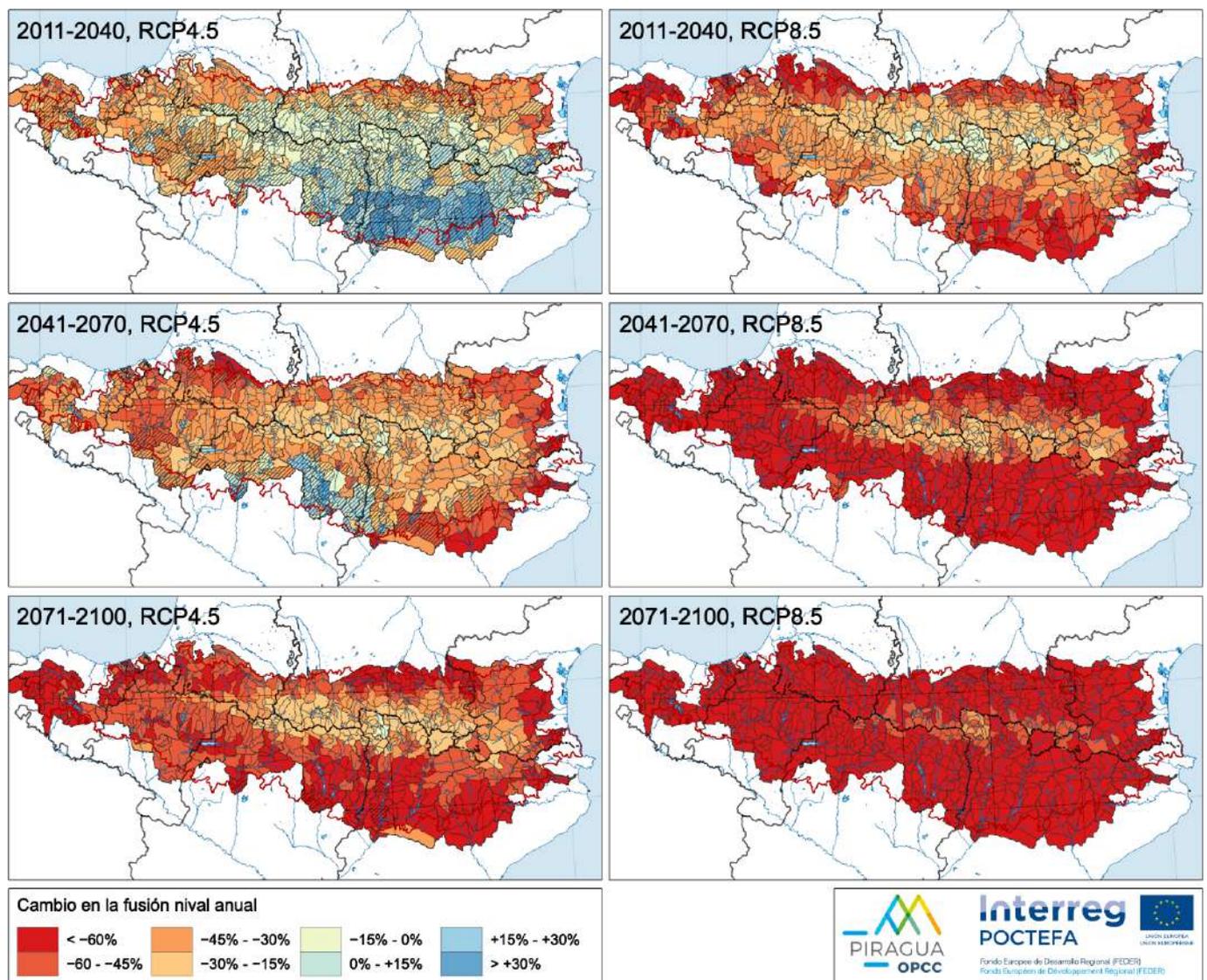


Figura 4.13. Cambio en la fusión de nieve media anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

En la (Figura 4.14) se muestra el ciclo anual mensual de la fusión de nieve. Como es de esperar, este flujo es mayor a finales de invierno y durante la primavera y prácticamente nulo en verano. Las figuras muestran claramente también cómo la línea roja (promedio de las simulaciones) se sitúa consistentemente por debajo de la azul (clima de referencia). Es decir, la media de las simulaciones apunta claramente hacia una disminución del flujo de fusión de nieve. Las líneas que indican los extremos del intervalo de credibilidad, sin embargo, evidencian una elevada incertidumbre. Esta es elevada porque la presencia o no de nieve es muy sensible a la altura

media de la isolinia de 0° C, de manera que pequeñas diferencias en este valor causan grandes impactos en la presencia y la fusión de la nieve.

De cara a la gestión de los recursos hídricos, también es importante conocer la evolución de la recarga de los acuíferos. Como se ha mencionado ya en diversas ocasiones, el flujo de descarga de los acuíferos es fundamental para el mantenimiento de los caudales circulantes en época de estiaje, además de que los acuíferos constituyen un recurso hídrico importante en algunos sectores de los Pirineos, sobre todo en su vertiente norte.

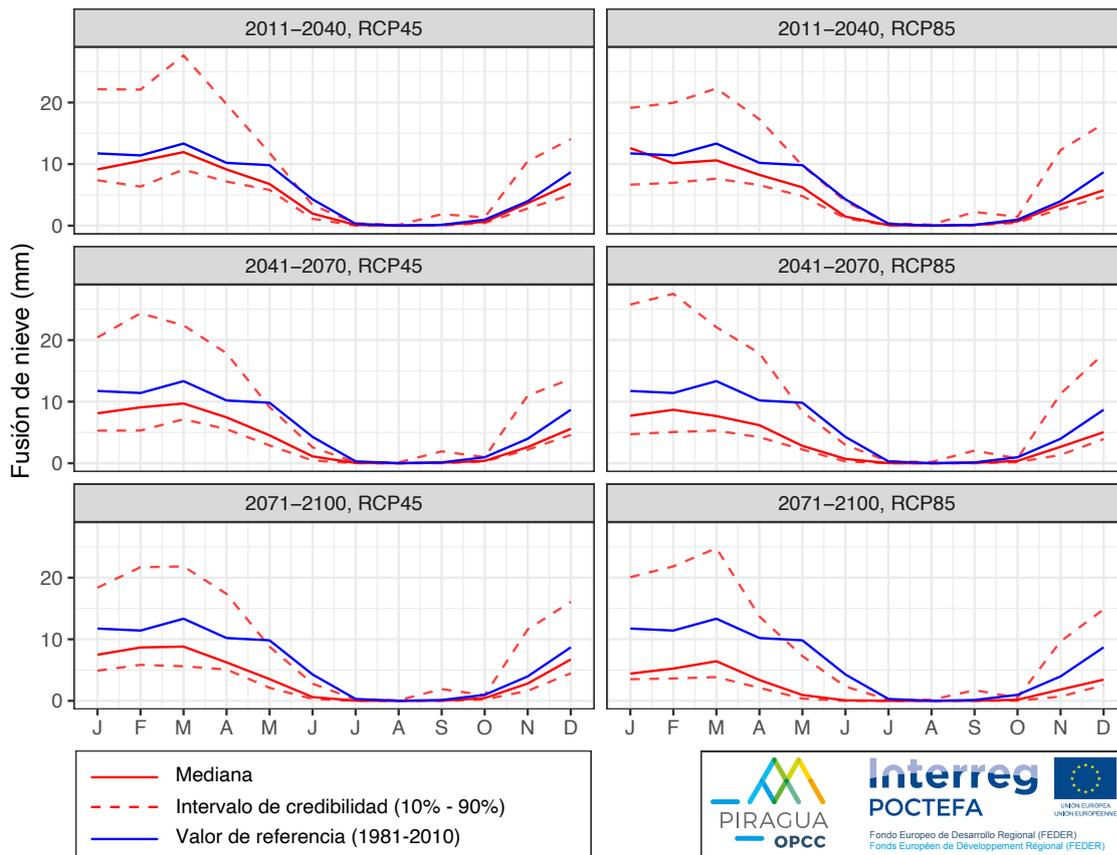


Figura 4.14. Fusión de nieve media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

El cambio en la recarga se presenta en la (Figura 4.15) (esta vez solamente con SWAT, ya que SASER no simula las aguas subterráneas). El patrón espacial del cambio en la recarga está muy relacionado con el patrón de cambio de la precipitación, pero también se ve influenciado por el patrón de la evapotranspiración, la configuración de los suelos y la naturaleza del sustrato litológico.

Vemos que se espera una disminución de la recarga en prácticamente todo el dominio, excepto algunas cuencas en el sur y el este del dominio (sin consenso entre modelos). A partir del periodo temporal central (2041-2070) las disminuciones están en una horquilla de entre el 20 y el 30%.

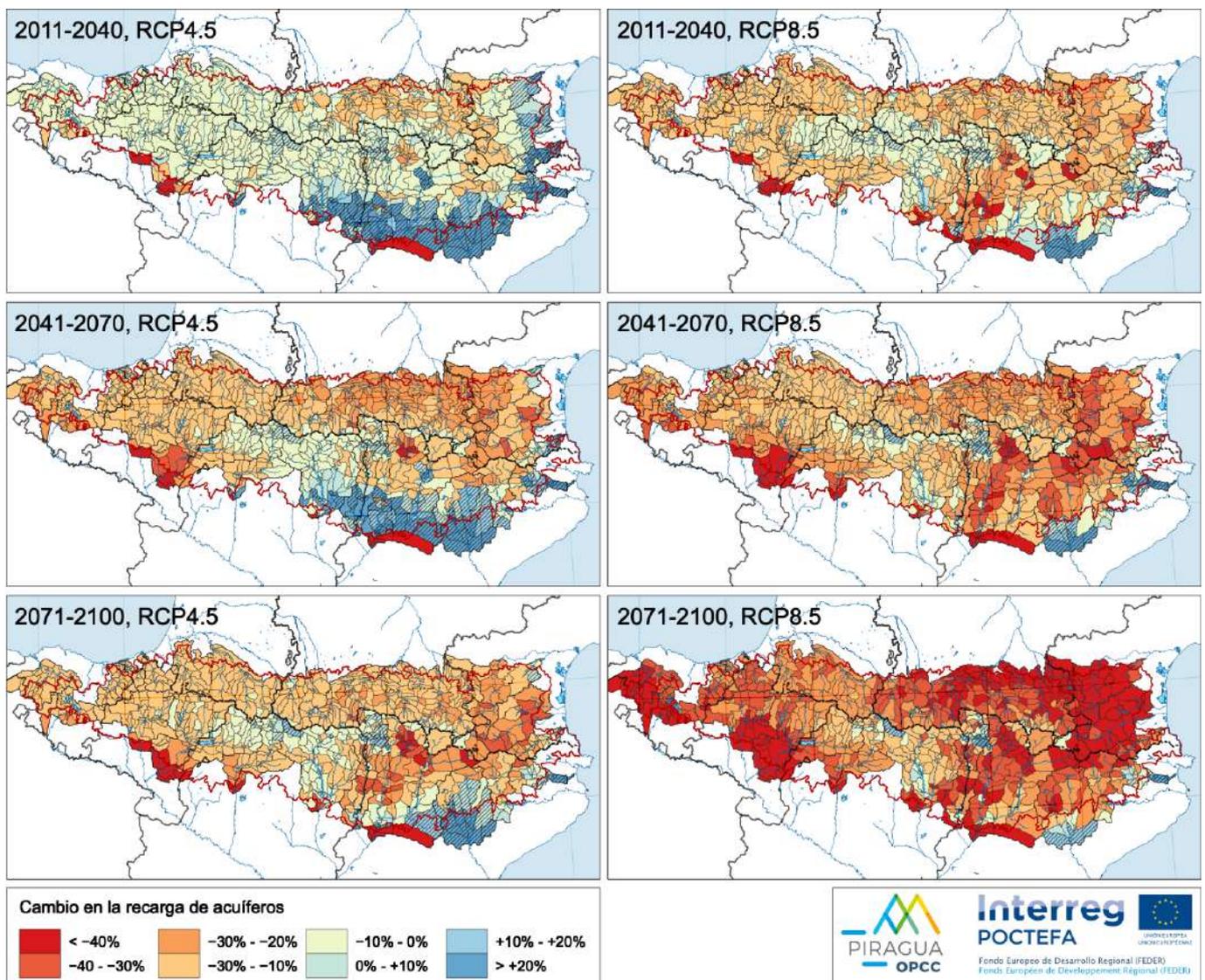


Figura 4.15. Cambio en la recarga de acuíferos media anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenario de emisiones: valores medianos de seis modelos GCM (6 simulaciones SWAT). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

En la **(Figura 4.16)** se muestra el ciclo anual de la recarga, siendo esta mayor en invierno y primavera que en verano y otoño. La comparación de la media de los escenarios (línea continua roja) con el clima de referencia (línea continua azul) muestra una disminución de la recarga en todos los escenarios, siendo esta mayor a medida que nos adentramos en el siglo XXI. En los periodos 2041-2070 y 2071-2100 la línea azul se encuentra fuera del intervalo de credibilidad, de manera que podemos afirmar que la disminución es segura y significativa. De todas formas, el rango de incertidumbre es bastante amplio entre enero y abril.

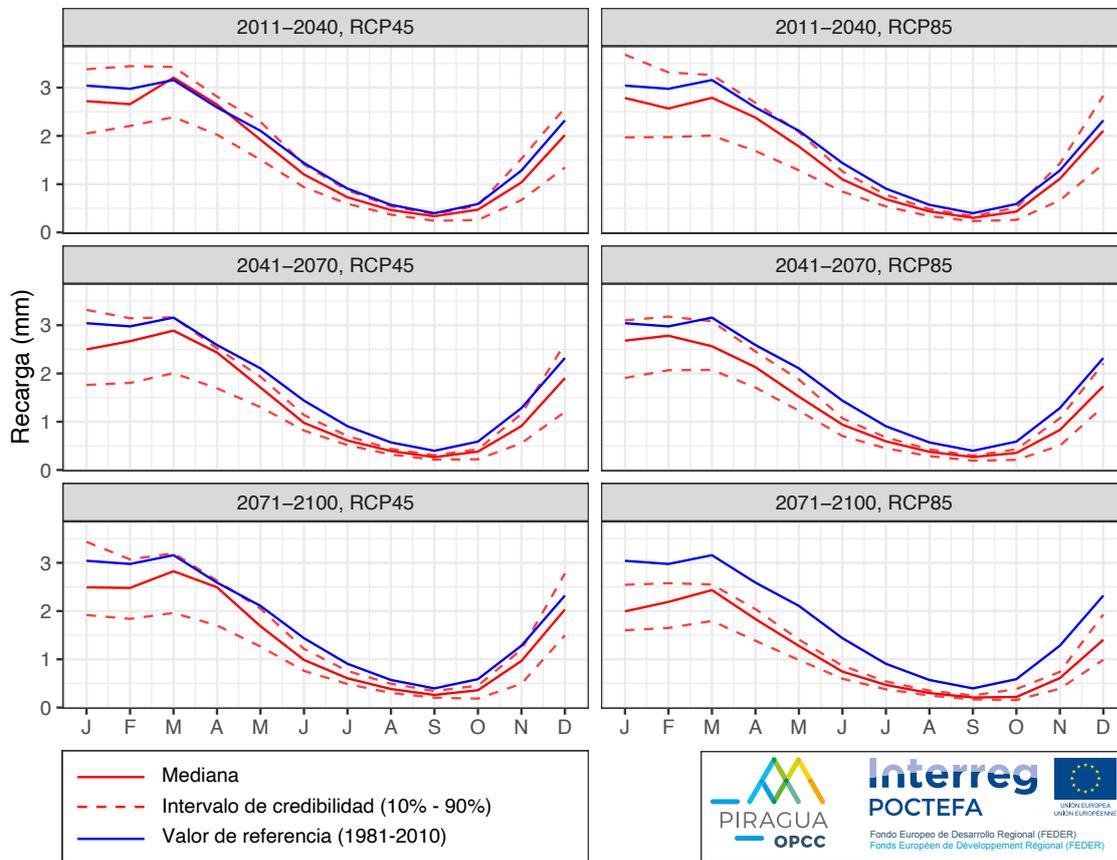


Figura 4.16. Recarga media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (6 simulaciones SWAT), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

4.3.4. Cambios en las variables de estado

La humedad del suelo es el agua disponible para la vegetación, y es por tanto determinante a la hora de establecer los patrones de evaporación. Si disminuye de manera general la humedad del suelo, la transición estacional a un régimen controlado por la humedad del suelo (la estación seca) ocurrirá más pronto en primavera, y la vuelta al régimen controlado por la radiación (la estación húmeda) se dará más tarde en otoño. Esto afectará a la vegetación, que se verá estresada más a menudo, con impactos

importantes en los ecosistemas y en el paisaje.

En la (Figura 4.17) se presenta el cambio simulado en la reserva de humedad del suelo. Claramente, en prácticamente todas las cuencas y horizontes temporales los mapas presentan una disminución de la humedad del suelo, que puede ser de más del 20% en las zonas en las que esta disminuye más (2071-2011, RCP 8.5). Estos resultados son acordes con lo comentado en la sección anterior sobre los cambios de la evapotranspiración. La evapotranspiración disminuye porque el suelo está más seco y no hay suficiente agua para responder a la (más elevada) demanda atmosférica.

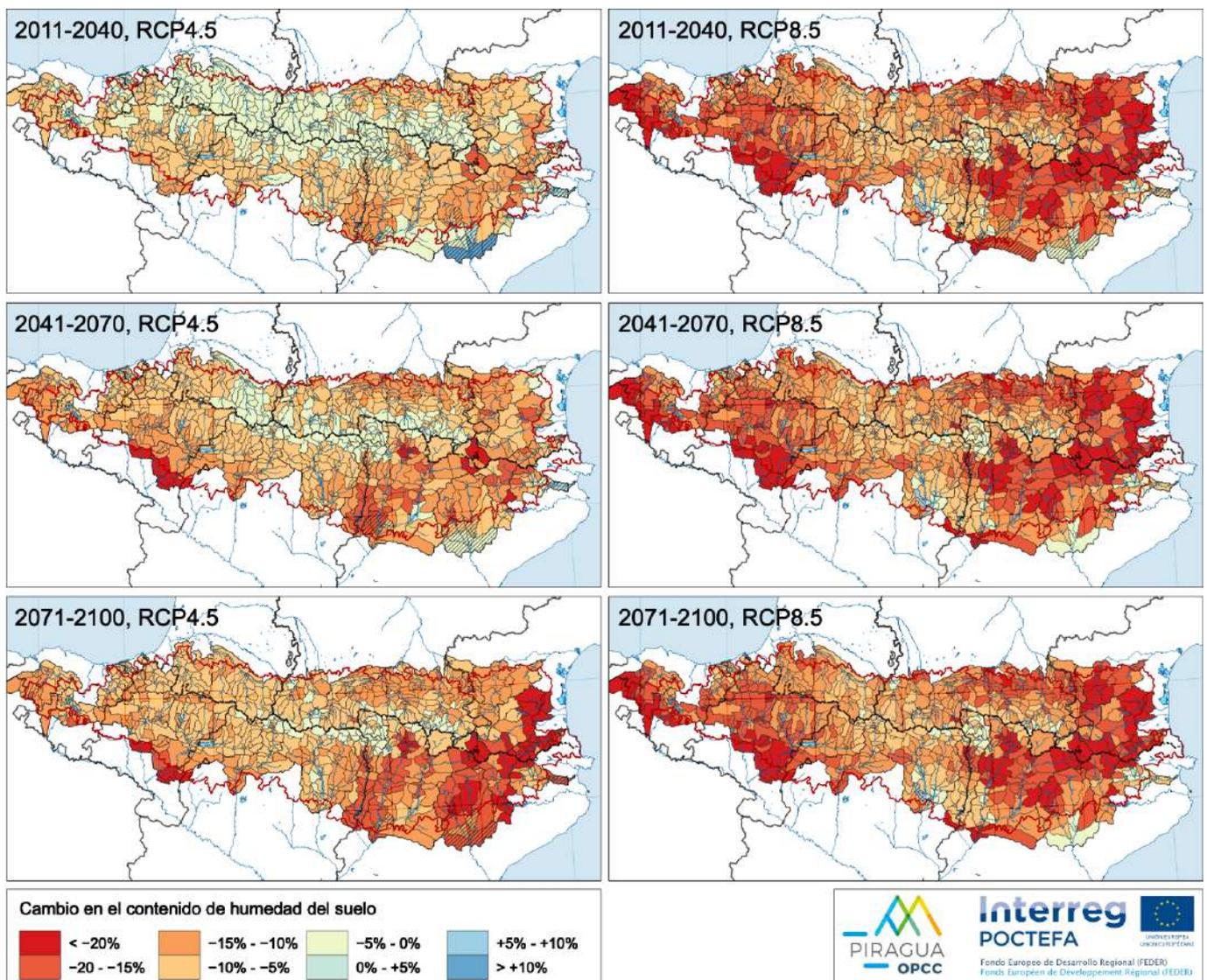


Figura 4.17. Cambio en la reserva de agua en el suelo media con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

En la (Figura 4.18), que muestra el ciclo anual medio de la humedad del suelo y su cambio respecto al clima de referencia (línea azul), se aprecia que la disminución es generalizada. A mediados de siglo la línea azul ya está fuera del intervalo de credibilidad, apuntando a una elevada certidumbre respecto a la disminución de la humedad del suelo. La incertidumbre de las simulaciones es mayor en otoño que en primavera.

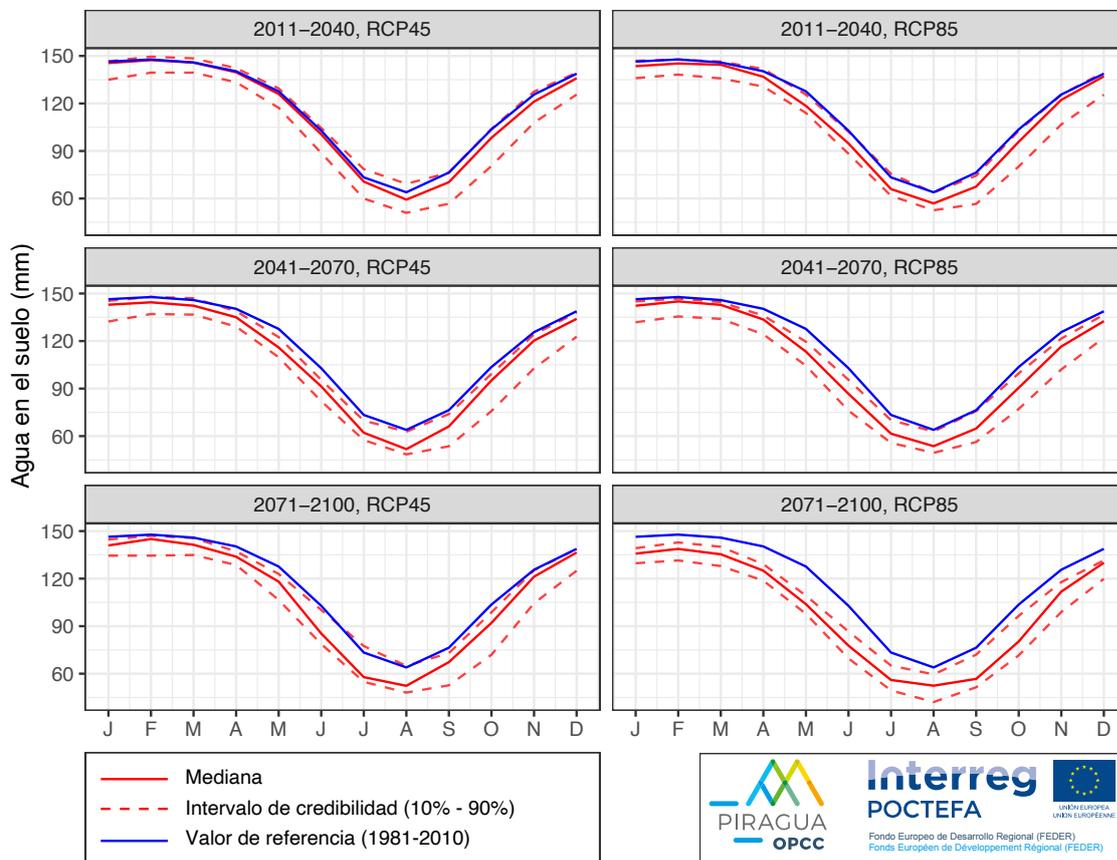


Figura 4.18. Reserva de agua en el suelo media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

En la (Figura 4.19) se muestra el cambio simulado en la cubierta de nieve media anual. Esta muestra una disminución generalizada en todo el dominio, especialmente en las zonas más bajas, que perderán la poca nieve que tenían. En el escenario RCP 8.5 la disminución es homogénea en todo el territorio y de más del 80%. Es decir, se contempla una pérdida generalizada de la nieve y una transición de los regímenes hídricos de nivales a pluviales. Las zonas que más se resisten a la pérdida de la nieve son las de la zona central del Pirineo, especialmente el Valle de Arán.

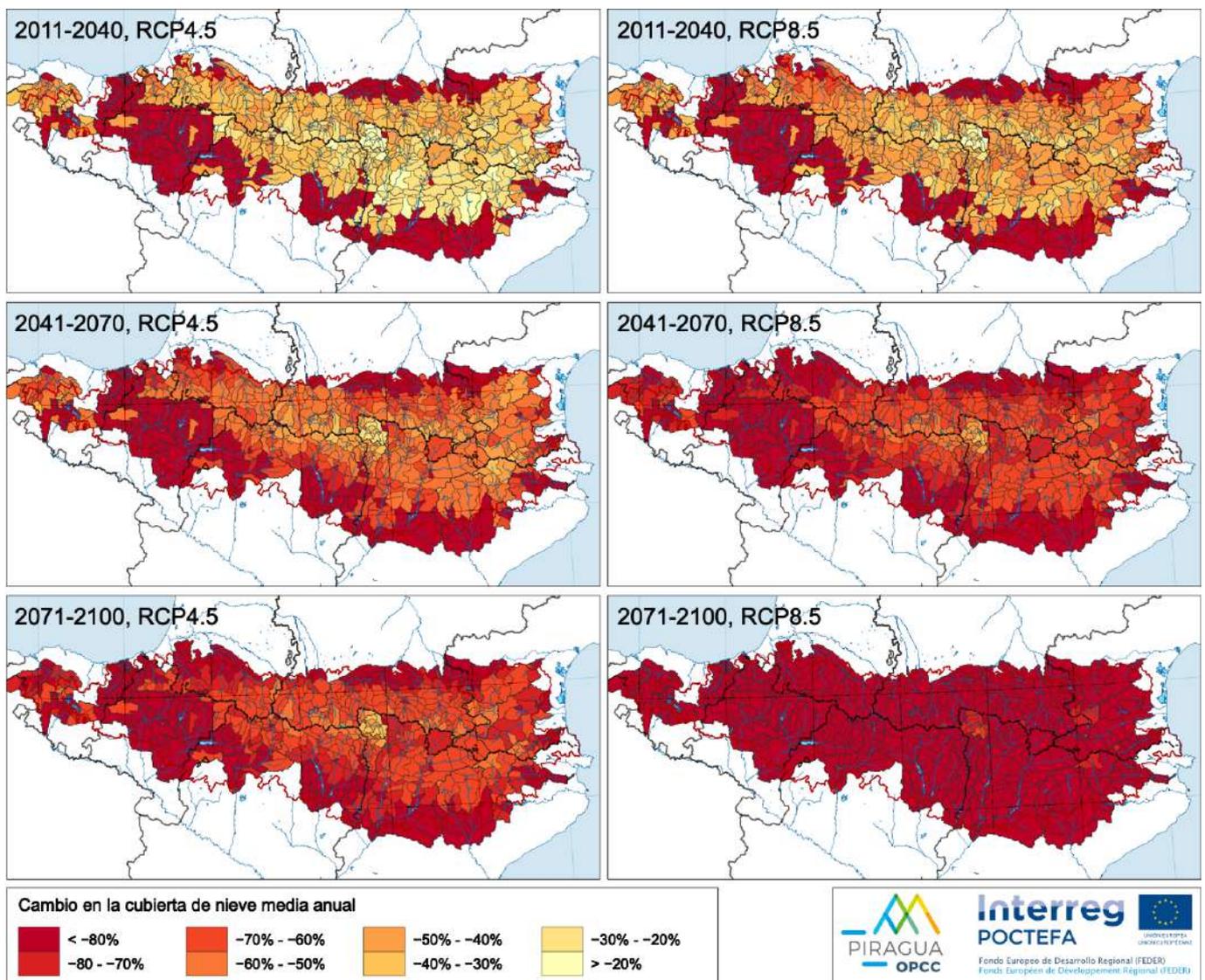


Figura 4.19. Cambio en la cubierta de nieve anual media (snow water equivalent) con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nieve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

La (Figura 4.20) da una mejor idea de la amplitud de la disminución y de la incertidumbre. En el horizonte más cercano, la línea azul (clima de referencia) ya se encuentra fuera del intervalo de credibilidad de las simulaciones, y a medida que avanza el siglo la disminución aumenta rápidamente. El periodo con presencia de nieve se va estrechando rápidamente, siendo cada vez más corto, siendo los meses de febrero y marzo los periodos en los que se mantendrá cierta presencia de nieve.

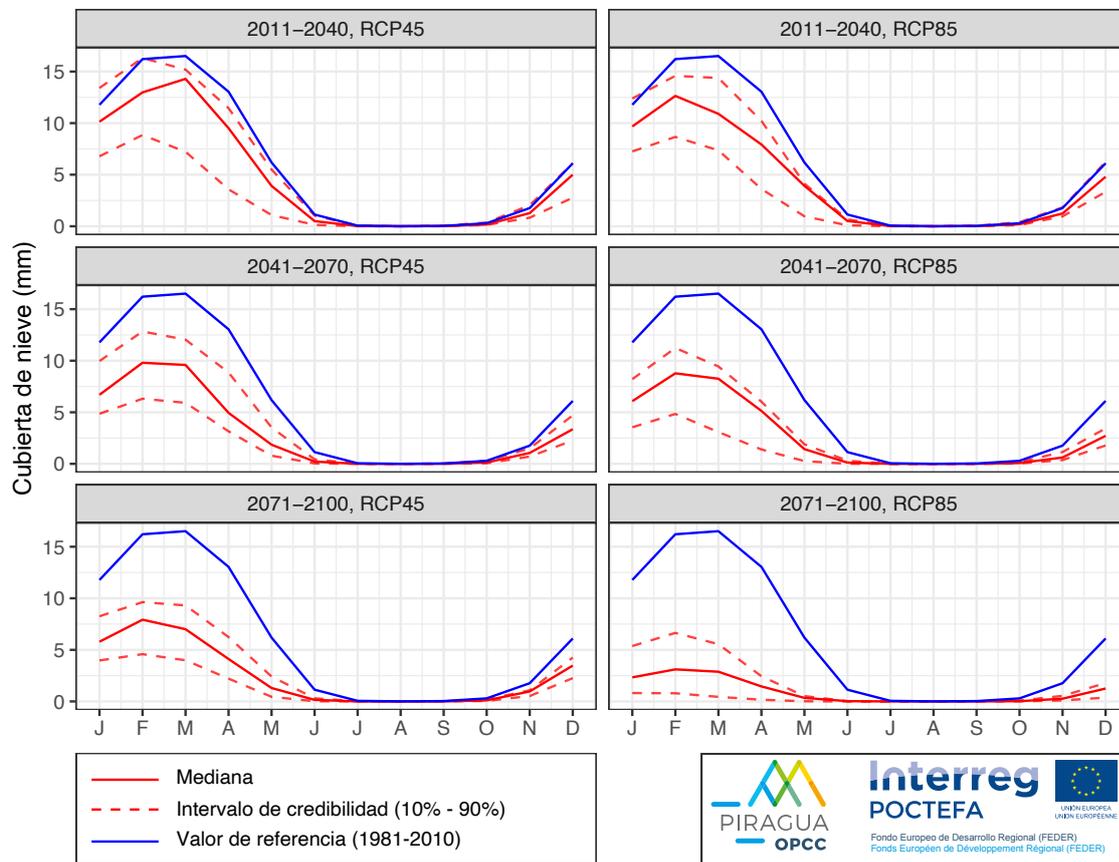


Figura 4.20. Cubierta de nieve media mensual sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nieve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

4.3.5. Cambios en otras variables: aridez y aportación

En esta sección presentamos dos variables derivadas de las anteriores. En primer lugar, analizaremos el índice de aridez, y en segundo lugar el caudal superficial (expresado en forma de aportación anual).

La (Figura 4.21) muestra el cambio en el índice de aridez, definido como el cociente entre la evapotranspiración potencial y la real. Para interpretar los cambios en esta variable debemos recordar que la evapotranspiración

potencial es la evapotranspiración que se daría si el suelo estuviera siempre bien húmedo. Como esta situación no se da prácticamente nunca, la evaporación real es casi siempre menor.

El tipo de cubierta vegetal y la humedad del suelo juegan un rol muy importante en este proceso, ya que cuanto más seco esté el suelo más costará que las plantas transpiren al ritmo potencial. Cuanto mayor sea la diferencia entre la evapotranspiración potencial y la real, mayor será la aridez y mayor el estrés de la vegetación.

Los resultados de las simulaciones muestran un contraste entre un sector en el que la aridez disminuye (zona central del Pirineo septentrional),

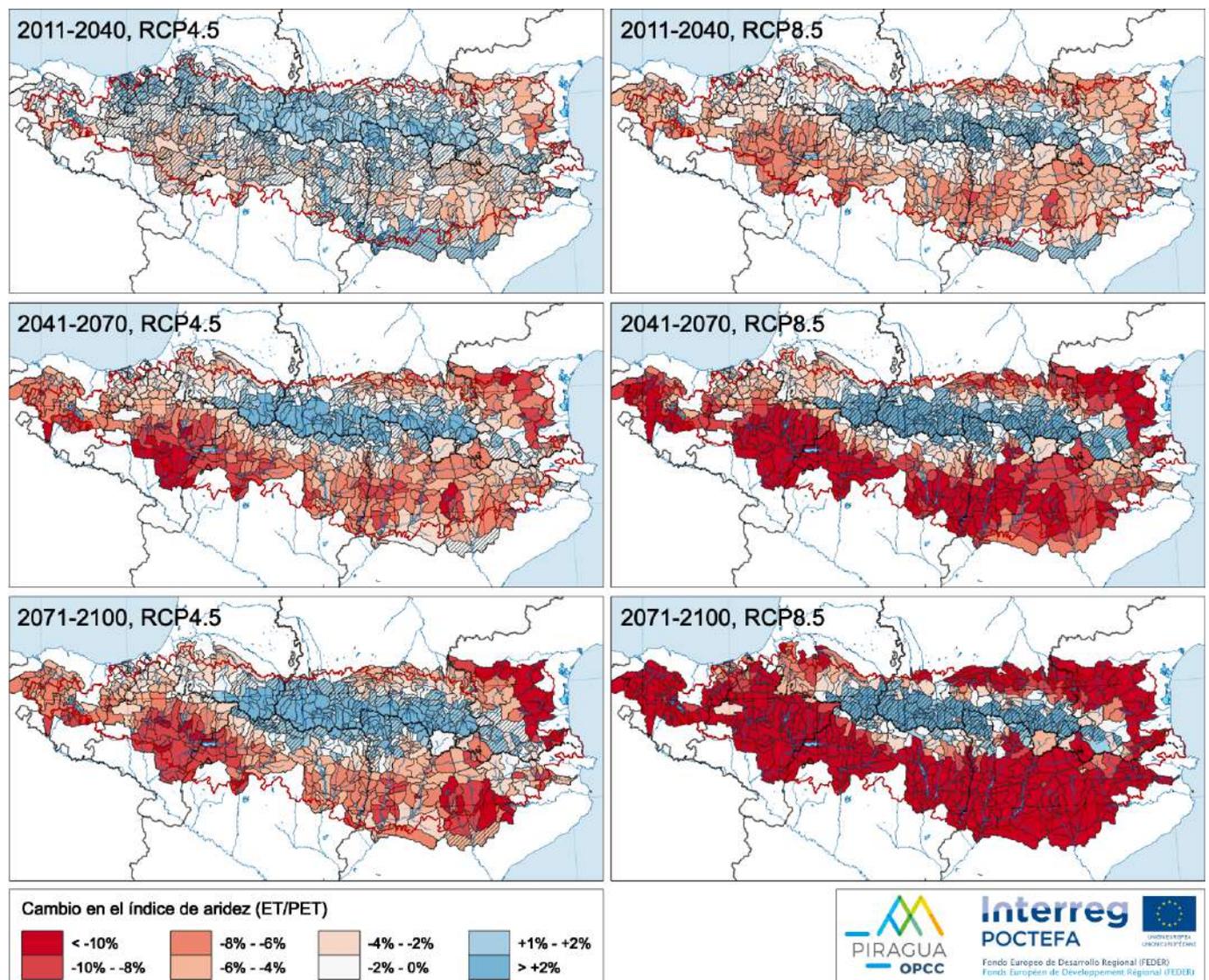


Figura 4.21. Cambio en el índice de aridez anual (evapotranspiración real / evapotranspiración potencial) con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER). El rayado indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

aunque sin que existe un fuerte acuerdo entre las simulaciones, y sectores en los que la aridez va a aumentar (con un buen nivel de acuerdo). En las zonas en las que la aridez disminuye lo hace sobre todo porque disminuye la cubierta de nieve, y por tanto hay más agua líquida disponible para la vegetación en el suelo. Son zonas en las que hay suficiente agua disponible para responder al aumento de la demanda atmosférica de evaporación. En las zonas en las que aumenta la aridez, en cambio, no hay agua suficiente para responder al aumento de la demanda.

El ritmo estacional del índice de aridez (Figura 4.22) indica una tendencia promedio clara al aumento de la aridez (valores más bajos del índice), sobre todo durante la estación de mayor crecimiento vegetal entre mayo y noviembre. La incertidumbre es elevada durante el periodo temporal más próximo (2011-2040), con la línea azul que representa al clima actual dentro del intervalo de credibilidad de las simulaciones, pero a partir de mitad del siglo XXI el intervalo de credibilidad ya se sitúa netamente por debajo del clima actual, sobre todo durante el periodo estival.

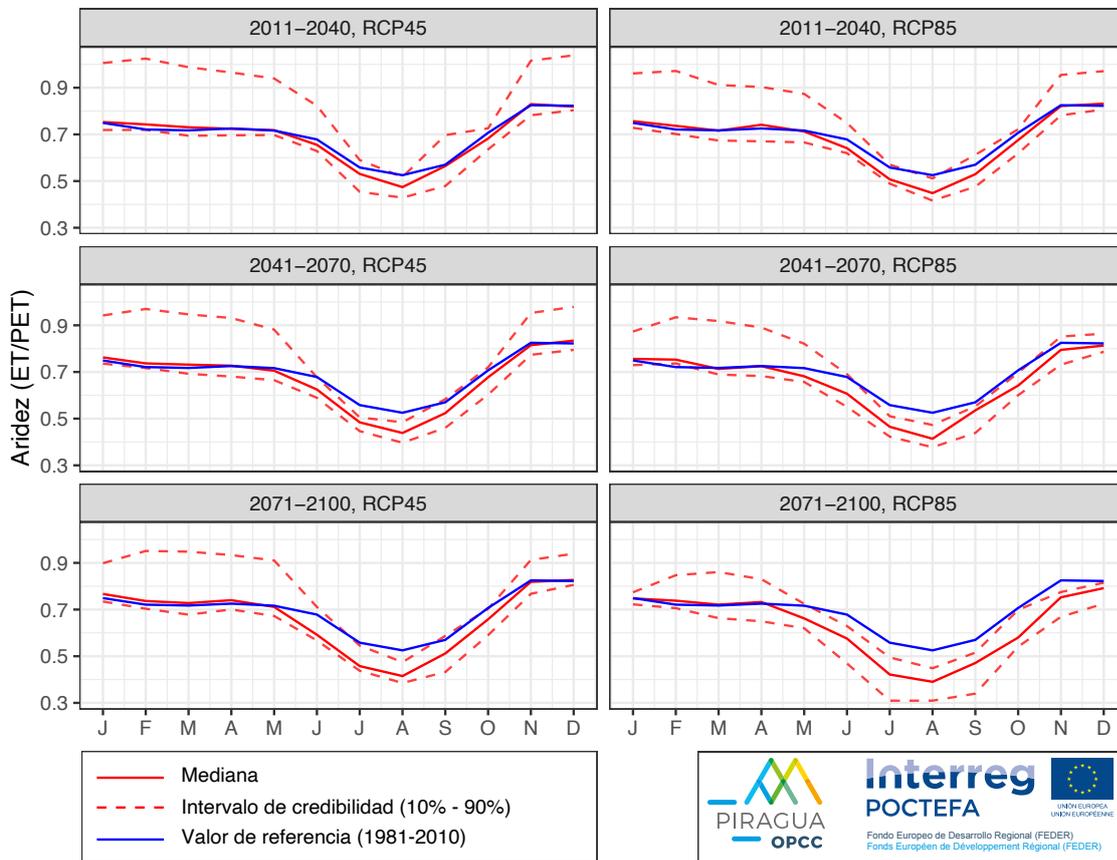


Figura 4.22. Aridez media mensual (evapotranspiración real / evapotranspiración potencial) sobre el conjunto de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de nueve modelos GCM (seis simulaciones SWAT y tres simulaciones SASER), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

De cara a los recursos hídricos y su gestión, la variable más relevante es el caudal circulante superficial, que se puede resumir en la aportación acumulada (cantidad de agua fluyente en un punto de un cauce, durante un periodo de tiempo acumulado). Muy frecuentemente, la planificación hidrológica se realiza en términos de volumen de agua anual. El cambio esperado en esta variable se muestra en la **(Figura 4.23)**. La tendencia simulada es hacia una disminución generalizada de las aportaciones con respecto al horizonte actual.

Esta disminución es más acentuada en la vertiente norte de los Pirineos (cuencas francesas), y se acentúa a medida que avanza el siglo XXI y también en el horizonte de mayores emisiones.

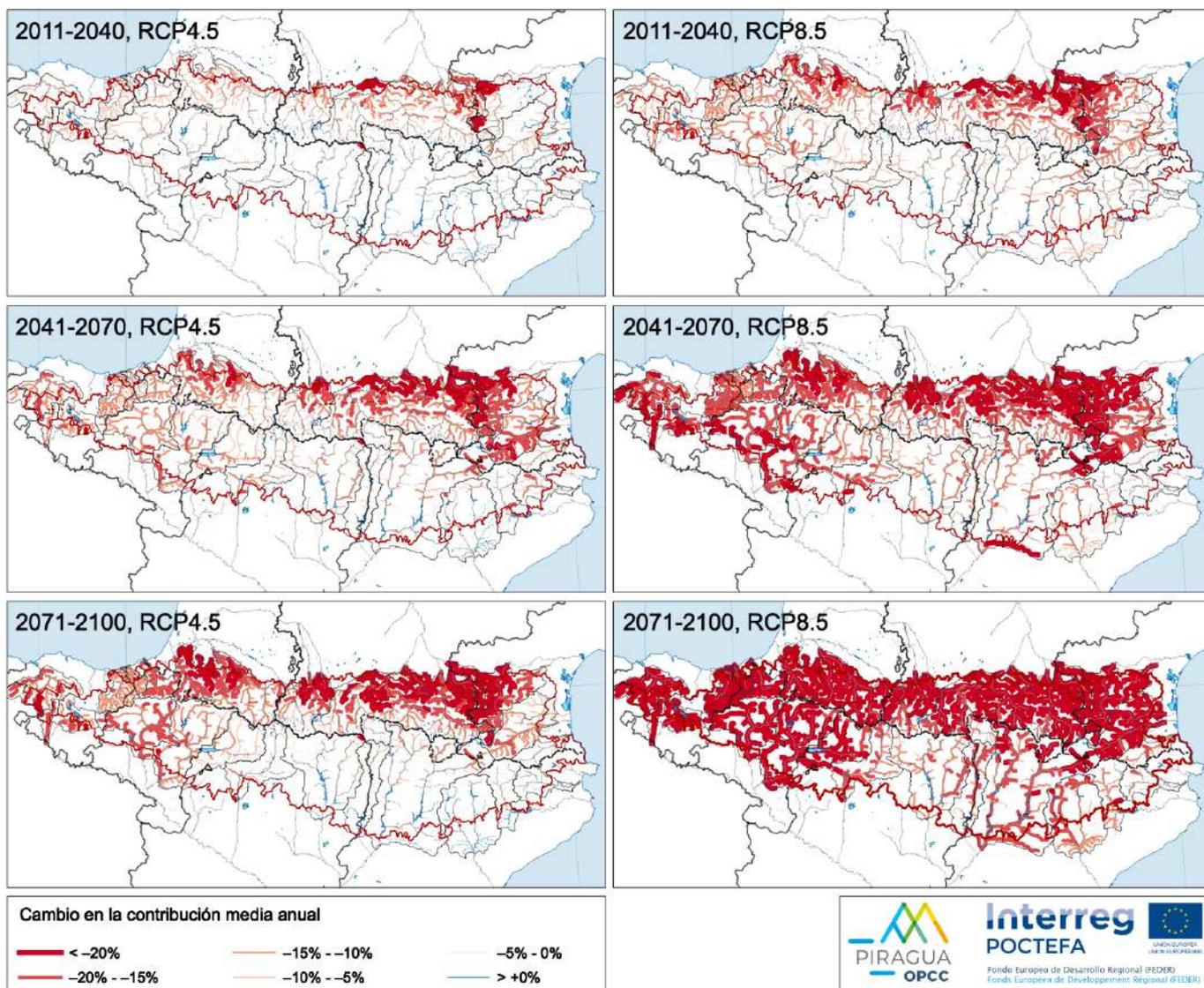


Figura 4.23. Cambio la contribución (aporte de caudal) anual con respecto a 1981-2010 para tres horizontes temporales y dos escenarios de emisiones: valores medianos de seis modelos GCM (6 simulaciones SWAT). La línea discontinua indica bajo nivel de acuerdo entre las simulaciones (menos del 80% de simulaciones concuerdan en el signo del cambio).

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

Existe un notable grado de acuerdo en cuanto a este resultado, como se puede apreciar en la [\(Figura 4.24\)](#). La disminución de la aportación se observa en todos los meses del año, aunque es mayor en los meses de primavera y verano y menor en invierno. La incertidumbre se mantiene en la mayoría de los periodos temporales y escenarios de emisiones precisamente durante el invierno, cuando es posible que los mayores caudales debidos a la aceleración del deshielo y a la mayor proporción de precipitaciones líquidas compense la pérdida de caudal.

A partir de los meses de primavera, sin embargo, existe un elevado acuerdo y la línea azul que representa el clima actual se sitúa fuera del intervalo de credibilidad de las simulaciones. Tan sólo en el horizonte más próximo (2011-2040) existe un cierto solape.

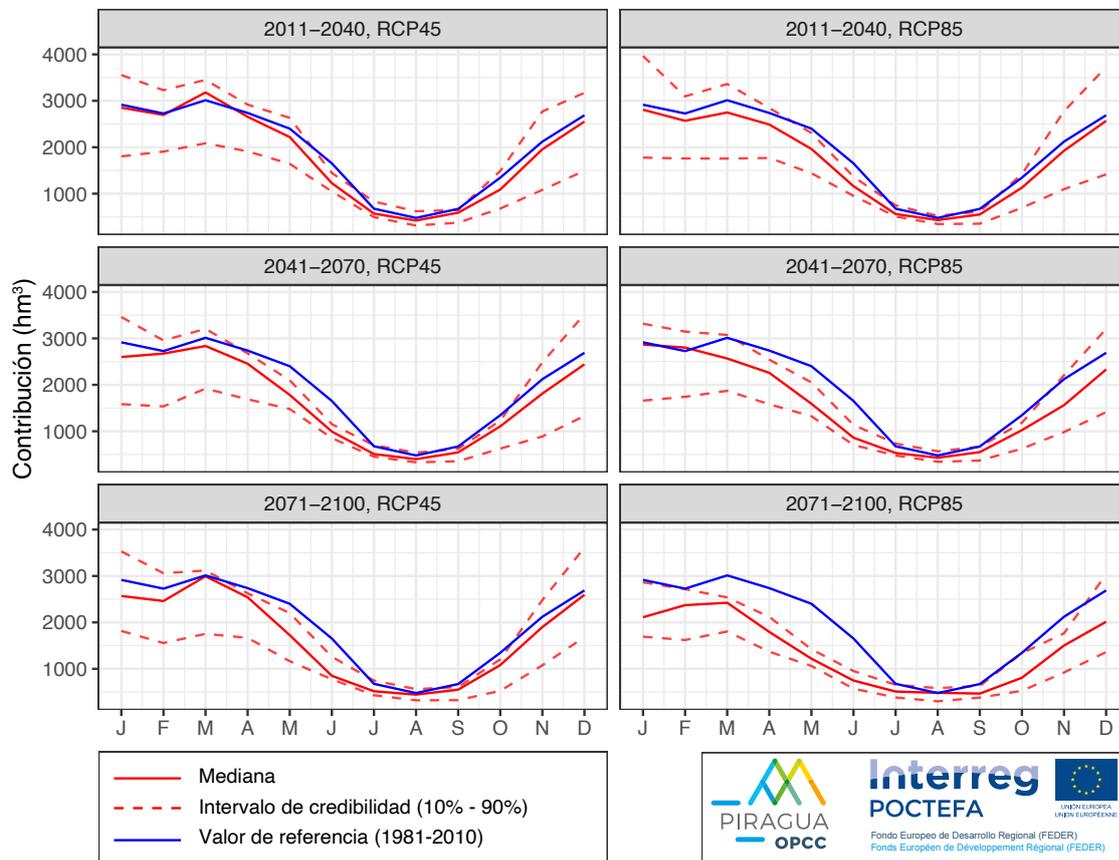


Figura 4.24. Contribución media mensual del conjunto de los ríos de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de seis modelos GCM (6 simulaciones SWAT), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

Debido a la importancia de la contribución de caudal para la gestión de los recursos hídricos, se ha representado también el cambio en términos relativos (**Figura 4.25**). En este caso, el valor de 0 representa ausencia de cambio con respecto al clima presente, mientras que valores positivos y negativos indican cambios hacia mayor y menor aportación, respectivamente. De acuerdo con lo que hemos visto en la figura anterior, existe un elevado grado de acuerdo entre las simulaciones en la tendencia a la disminución de las aportaciones de caudal.

La disminución media oscila entre el 10% entre julio y octubre en el horizonte 2011-2040 y el escenario RCP 4.5 (llegando al 20% en el caso del escenario RCP 8.5), y el 25% a finales de siglo y horizonte RCP 4.5 (casi el 50% en el mes de junio en el escenario RCP 8.5). Se trata, como se puede apreciar, de cambios de mucha entidad que sin duda tendrán importantes consecuencias en la disponibilidad de recursos hídricos y su gestión.

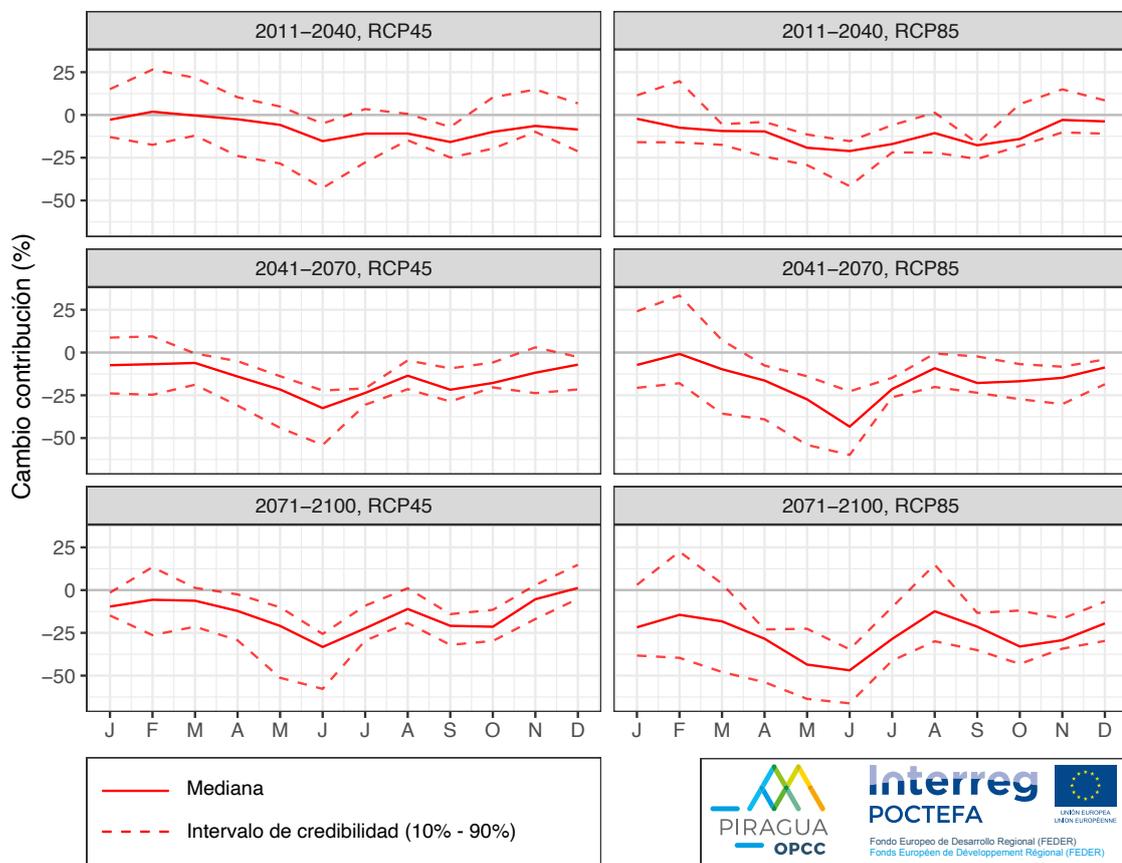


Figura 4.25. Cambio en la contribución media mensual del conjunto de los ríos de los Pirineos para dos escenarios de emisiones (RCP 4.5 y 8.5) y tres horizontes temporales: valores medianos de seis modelos GCM (6 simulaciones SWAT), línea roja continua; intervalo de credibilidad (10%-90%), líneas rojas discontinuas; y valor mediano de referencia (1981-2010), línea azul.

(Fuente: PIRAGUA_hydro_climate.)

4.4. Conclusiones

En este capítulo se han presentado los resultados del estudio de impacto del cambio climático sobre los recursos hídricos de los Pirineos, elaborado en el marco del proyecto PIRAGUA. Se ha diseñado una metodología que tiene en cuenta las incertidumbres a diferentes niveles (escenarios de emisiones, modelos globales del clima, métodos de regionalización y corrección de sesgo, y modelos de impacto). Es poco común encontrar estudios de impacto del cambio climático que tengan en cuenta las incertidumbres en todas las etapas de la metodología, especialmente en la etapa final, la del modelo de impacto. En este caso se han utilizado dos modelos muy distintos (SWAT y SASER). Esto nos da bastante confianza en la solidez de los resultados obtenidos.

El estudio muestra que en el futuro el clima los Pirineos será claramente más cálido, en todo el dominio de estudio, y más seco, aunque podría haber aumentos de la precipitación media anual en el sureste del dominio (zona Mediterránea meridional), si bien existe una elevada incertidumbre sobre este último aspecto. La evapotranspiración real también disminuirá a medida que avance el siglo, con elevado consenso entre simulaciones a finales de siglo XXI, a pesar de que la evapotranspiración potencial aumentará. Esto se explica por una disminución de la disponibilidad de agua en el suelo. Todo ello redundará en un clima más árido en todo el dominio, excepto en las cotas más elevadas donde una fusión nival más temprana y acentuada contribuirá a incrementar la humedad de los suelos y por tanto el agua disponible para la vegetación.

La nieve tiene una gran influencia en el régimen hidrológico de las cuencas pirenaicas. El estudio muestra que la cubierta de nieve va a disminuir en el futuro en todo el dominio, con fuertes reducciones, y la fusión de nieve va a disminuir por la disminución del manto de nieve y el aumento de la sublimación. En consecuencia, las cuencas pirenaicas del futuro tendrán un régimen menos nival y más pluvial. A nivel de recursos hídricos, la recarga de los acuíferos va a disminuir, excepto en las zonas donde pueda aumentar la precipitación, si así lo hace realmente. La generación de escorrentía también disminuirá de manera generalizada en prácticamente todo

el dominio, especialmente en la vertiente norte de los Pirineos, y con la excepción de algunas subcuencas en el sureste del área pirenaica. Los cambios más marcados serán los de temperatura y los de reducción de nieve, que están muy relacionados. Esto modificará la estacionalidad y por tanto el régimen hidrológico de las cuencas estudiadas.

La aportación de los principales ríos de los Pirineos a la salida del macizo, en consecuencia, se verá afectada por importantes reducciones, que pueden llegar a más del 20% de reducción de la aportación anual en la vertiente norte del macizo a mediados y finales del siglo XXI, si bien serán más moderados (entre el 10 y el 15%) en la vertiente sur, donde las cuencas más occidentales se verán más afectadas que las orientales.

Bibliografia

Amblar-Francés, M.P., Ramos-Calzado, P., Sanchis-Lladó, J., Hernanz-Lázaro, A., Peral-García, M.C., Navascués, B., Dominguez-Alonso, M., Pastor-Saavedra, M.A., Rodríguez-Camino, E. (2020). High resolution climate change projections for the Pyrenees region. *Advances in Science and Research* 17, 191-208. <https://doi.org/10.5194/asr-17-191-2020>.

Babault, J., Teixell Chácharo, A., Teixell, A. (2007). El relieve de los Pirineos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 15(2), 135-150. <https://raco.cat/index.php/ECT/article/view/120965>.

Bard, A., Renard, B., Lang, M., Giuntoli, I., Korck, J., Koboltschnig, G., Janža, M., d'Amico, M., Volken, D. (2015). Trends in the hydrologic regime of Alpine rivers. *Journal of Hydrology* 529, 1823-1837. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.07.052>.

Barriendos, M., Coeur, D., Lang, M., Llasat, M.C., Naulet, R., Lemaitre, F., Barrera, A. (2003). Stationarity analysis of historical flood series in France and Spain (14th-20th centuries). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, 583-592. <https://doi.org/10.5194/nhess-3-583-2003>.

Beguiría, S., Palazón, L., Grusson, Y., Sánchez-Pérez, J.M., Sauvage, S., Cakir, R., Quintana-Seguí, P., Barella, A., Vidal, J.P. (2022a). PIRAGUA_hydro_analysis [Dataset]. Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC). <https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/14667>.

Beguiría, S., Palazón, L., Grusson, Y., Sánchez-Pérez, J.M., Sauvage, S., Cakir, R., Quintana-Seguí, P., Barella, A., Vidal, J.P. (2022b). PIRAGUA_hydro_climate [Dataset]. Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC). <https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/14668>.

Beguiría, S., Palazón, L., Travasset, O., Le Coent, P., Forey, I. (2022c). PIRAGUA_resources [Dataset]. Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC). <https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/14641>.

Beguiría, S., López-Moreno, J.I., Lorente, A., Seeger, M., García-Ruiz, J.M. (2003). Assessing the effects of climate oscillations and land-use changes on streamflow in the central Spanish Pyrenees. *Ambio* 32(4), 283-286. <https://doi.org/10.1579/0044-7447-32.4.283>.

Clemins, P.J., Bucini, G., Winter, J. M., Beckage, B., Towler, E., Betts, ., Cummings, R. Chang-Queiroz, H. (2019). An analog approach for weather estimation using climate projections and reanalysis data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 58(8), 1763-1777. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-18-0255.1>.

CLIMPY-OPCC. (2019). Caracterización de la evolución del clima y provisión de información para la adaptación en los Pirineos [Proyecto de investigación]. https://opcc-ctp.org/es/climpy_visitado_en_junio_de_2022.

Dai, A., Qian, T., Trenberth, K.E., Milliman, J.D. (2009). Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *Journal of Climate* 22, 2773-2792. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2592.1>.

Espinoza-Villar, J.C., Guyot, J.L., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Labat, D., de Oliveira, E., Ordoñez, J.J., Vauchel, P. (2009). Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974-2004). *Journal of Hydrology* 375, 297-311. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.004>.

- García-Ruiz, J.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., Lorente, A., Seeger M. (2001). Los recursos hídricos superficiales del Pirineo aragonés y su evolución reciente (Surface water resources of the Aragonais Pyrenees). Ed. Geoforma, Logroño, 192 pp.
-
- Gassman, P. W., Reyes, M. R., Green, C. H., Arnold, J. G. (2007). The Soil and Water Assessment Tool: Historical Development, Applications, and Future Research Directions. *Transactions of the ASABE* 50 (4), 1211-1250. <https://doi.org/10.13031/2013.23637>.
-
- Giuntoli, I., Renard, B. (2010). Identification des impacts hydrologiques du changement climatique: constitution d'un réseau de référence pour la surveillance des étiages. Rapport d'étude CEMAGREF-ONEMA. <https://hal.inrae.fr/hal-02595597>.
-
- Giuntoli, I., Renard, B., Vidal, J.-P., Bard, A. (2013). Low flows in France and their relationship to large-scale climate indices. *Journal of Hydrology* 482, 105-118. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.038>.
-
- Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Broennimann, S., Charabi, Y., Dentener, F.J., Dlugokencky, E.J., Easterling, D.R., Kaplan, A., Soden, B.J., Thorne, P.W., Wild, M., Zhai, P.M. (2013). Observations: atmosphere and surface. In: Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 159-254.
-
- Hisdal, H., Stahl, K., Tallaksen, L.M., Demuth, S. (2001). Have streamflow droughts in Europe become more severe or frequent? *International Journal of Climatology* 21, 317-333. <https://doi.org/10.1002/joc.619>.
-
- Llasat, M.C., Barriendos, M., Barrera, A., Rigo, T. (2005). Floods in Catalonia (NE Spain) since the 14th century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records. *Journal of Hydrology* 313, 32-47. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.02.004>.
-
- 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 in the framework of the HYMEX project. *Natural Hazards and Earth System Science* 13, 1-14. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-1-2013>.
-
- Llasat, M.C., Pardo, E., Llasat-Botija, M. (2022). PIRAGUA_flood [Dataset]. Universidad de Barcelona (UB). <https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/14650>.
-
- López-Moreno, J.I. (2005). Recent variations of snowpack depth in the Central Spanish Pyrenees. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 37(2), 253-260. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2005\)037\[0253:RVOSDI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2005)037[0253:RVOSDI]2.0.CO;2).
-
- López-Moreno, J.I., Beguería, S., García-Ruiz J.M., 2006. Trends in high flows in the central Spanish Pyrenees: response to climatic factors or to land-use change? *Hydrological Sciences Journal* 51(6), 1039-1050. <https://doi.org/10.1623/hysj.51.6.1039>.
-

López-Moreno, J.I., Beguería, S., Vicente-Serrano, S.M., García-Ruiz, J.M. (2007). Influence of the North Atlantic Oscillation on water resources in central Iberia, Precipitation, streamflow anomalies, and reservoir management strategies. *Water Resources Research* 43, <https://doi.org/10.1029/2007WR005864>.

López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Gimeno, L., Nieto, R. (2009). Stability of the seasonal distribution of precipitation in the Mediterranean region, Observations since 1950 and projections for the 21st century. *Geophysical Research Letters* 36, <https://doi.org/10.1029/2009GL037956>.

Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., Morán-Tejeda, E., Zabalza, J. (2012). Recent trends in Iberian streamflows (1945–2005). *Journal of Hydrology* 414-415, 463-475. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.023>.

Martín Ranz, M.C., Puigdefábregas Tomás, J., García Ruiz, J.M. (1983) Diferencias espaciales en la respuesta hidrológica a las precipitaciones torrenciales de noviembre de 1982 en el Pirineo Central. *Estudios geográficos* 44(170-171), 291-310.

Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., Jones, P.D., Xu, K.H., Smith, L.C. (2008). Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951 - 2000. *Global and Planetary Change* 62, 187-194. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.03.001>.

OPCC (2022). Geoportal del Observatorio Pirenaico del Cambio Climático (OPCC), <https://opcc-ctp.org/geoportal>, consultado en junio de 2022.

Piao, S., Ciais, P., Huang, Y., Shen, Z., Peng, S., Li, J., Zhou, L., Liu, H., Ma, Y., Ding, Y., Friedlingstein, P., Liu, Ch., Tan, K., Yu, Y., Zhang, T., Fang, J. (2010). The impacts of climate change on water resources and agriculture in China. *Nature* 467 (2), 43-51. <https://doi.org/10.1038/nature09364>.

Pineda, N., M. Prohom, A. Serra, G. Martí, C. Garcia, E. Velasco, A. Gracia (2013). Causes que van provocar la riuada a la Val d'Aran el 18 de juny de 2013, Resums de les Ponències de la Jornada “La gestió de les inundacions“, p. 120-125, Barcelona, 27 i 28 de novembre de 2013.

Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47(1), 92-107. <https://doi.org/10.1175/2007JAMC1636.1>.

Quintana Seguí, P., Peral, C., Turco, M., Llasat, M. D. C., Martin, E. (2016). Meteorological analysis systems in North-East Spain: validation of SAFRAN and SPAN. *Journal of Environmental Informatics* 27(2), 116-130. <http://dx.doi.org/10.3808/jei.201600335>.

Quintana-Seguí, P., Turco, M., Herrera, S., Miguez-Macho, G. (2017). Validation of a new SAFRAN-based gridded precipitation product for Spain and comparisons to Spain02 and ERA-Interim. *Hydrology and Earth System Sciences* 21(4), 2187-2201. <https://doi.org/10.5194/hess-21-2187-2017>.

Quintana-Seguí, P., Le Cointe, P. (2022). PIRAGUA_atmos_analysis [Dataset]. Observatori de l'Ebre (URL-CSIC). <http://digital.csic.es/handle/10261/271111>.

Quintana-Seguí, P., Vidal, J.-P., Le Cointe, P. (2022). PIRAGUA_atmos_climate [Dataset]. Observatori de l'Ebre (URL-CSIC). <https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/14666>.

Rice, J.S., Emanuel, R.E., Vose, J.M., Nelson, S.A.C. (2015). Continental U.S. streamflow trends from 1940 to 2009 and their relationship with watershed spatial characteristics. *Water Resources Research* 51, 6262-6275. <https://doi.org/10.1002/2014WR016367>.

Sen, P.K. (1968). Estimates of regression coefficients based on Kendall's tau, *Journal of the American Statistical Association* 63:324, 1379–1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>

Stahl, K., Hisdal, H., Hannaford, J., Tallaksen, LM., van Lanen, HAJ., Sauquet, E., Demuth, S., Fendekova, M., Jodar, J. (2010). Streamflow trends in Europe: evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 2367–2382. <https://doi.org/10.5194/hess-14-2367-2010>.

Vicente-Serrano, S.M., Peña-Gallardo, M., Hannaford, J., Murphy, C., Lorenzo-Lacruz, J., Dominguez-Castro, F., López-Moreno, J.I., Beguería, S., Noguera, I., Harrigan, S., Vidal J.-P. (2019). Climate, Irrigation, and Land Cover Change Explain Streamflow Trends in Countries Bordering the Northeast Atlantic. *Geophysical Research Letters* 46 (19), 10821-10833. <https://doi.org/10.1029/2019GL084084>.

Vidal, J. P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., Soubeyroux, J. M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the SAFRAN system. *International Journal of Climatology* 30(11), 1627-1644. <https://doi.org/10.1002/joc.2003>.

Ward, Ph., de Ruiter, M., Mard, J., Schröter, K., Van Loon, A., Veldkamp, T., von Uexkull, N., Wanders, N., AghaKouchak, A., Arnbjerg-Nielsen, K., Capewell, L., Llasat, M.C., Day, R., Dewals, B., Di Baldassarre, G., Huning, L., Kreibich, H., Mazzoleni, M., Savelli, E., Teutschbein, C., van den Berg, H., van der Heijden, A., Vincken, J., Waterloo, M.J., Wens, M. (2020). The need to integrate flood and drought disaster risk reduction strategies. *Water Security* 11, 100070. <https://doi.org/10.1016/j.wasec.2020.100070>.

Wilson, D., Hisdal, H., Lawrence, D. (2010). Has streamflow changed in the Nordic countries? – Recent trends and comparisons to hydrological projections. *Journal of Hydrology* 394 (3-4), 334-346. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.09.010>.

Xoplaki, E., González-Rouco, J.F., Luterbacher, J., Wanner, H. (2004). Wet season Mediterranean precipitation variability, influence of large-scale dynamics and trends. *Climate Dynamics* 23, 63-78. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0422-0>.

Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., Cavadias, G. (2002). The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrological Processes* 16, 1807-1829. <https://doi.org/10.1002/hyp.1095>.

Yue, S., Pilon, P., Phinney, B. (2003). Canadian streamflow trend detection: impacts of serial and cross-correlation. *Hydrological Sciences Journal* 48(1), 51-63. <https://doi.org/10.1623/hysj.48.1.51.43478>.

Zabaleta, A., Beguería, S., Antigüedad, I., Lambán, J., Hakoun, V., Jung, M., Le Cointe, P., Caballero, Y. (2022). PIRAGUA_indicators [Dataset]. Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC). <https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/14658>.

Zhang, X.S., Amirthanathan, G.E., Bari, M.A., Laugesen, R.M., Shin, D., Kent, D.M., Macdonald, A.M., Turner, M.E., Narendra. K.T. (2016). How streamflow has changed across Australia since the 1950s: evidence from the network of hydrologic reference stations. *Hydrology and Earth System Sciences* 20, 3947-3965. <https://doi.org/10.5194/Hess-20-3947-2016>.

Socios



Asociados



Con apoyo de



Govern d'Andorra



Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER)
Fonds Européen de Développement Régional (FEDER)