

Jorge Lorenzo Lacruz

Las sequías hidrológicas en la
Península Ibérica : Análisis y
caracterización espacio temporal,
influencias climáticas y el efecto
de la gestión hidrológica en un
contexto de cambio global

Departamento
Geografía y Ordenación del Territorio

Director/es
Vicente Serrano, Sergio Martín

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>



Universidad
Zaragoza

Tesis Doctoral

LAS SEQUÍAS HIDROLÓGICAS EN LA PENÍNSULA
IBÉRICA : ANÁLISIS Y CARACTERIZACIÓN
ESPACIO TEMPORAL, INFLUENCIAS CLIMÁTICAS
Y EL EFECTO DE LA GESTIÓN HIDROLÓGICA EN
UN CONTEXTO DE CAMBIO GLOBAL

Autor

Jorge Lorenzo Lacruz

Director/es

Vicente Serrano, Sergio Martín

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Geografía y Ordenación del Territorio

2012

Las sequías hidrológicas en la Península Ibérica:

Análisis y caracterización espacio temporal,
influencias climáticas y el efecto de la gestión
hidrológica en un contexto de cambio global.

Por Jorge Lorenzo Lacruz



Memoria presentada para optar al grado de Doctor por la
Universidad de Zaragoza

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA - DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA



INSTITUTO PIRENAICO DE ECOLOGÍA - CSIC



DEPARTAMENTO DE PROCESOS GEOAMBIENTALES Y CAMBIO GLOBAL

Las sequías hidrológicas en la Península Ibérica:

Análisis y caracterización espacio temporal,
influencias climáticas y el efecto de la gestión
hidrológica en un contexto de cambio global.

Por Jorge Lorenzo Lacruz



Memoria presentada para optar al grado de Doctor por la
Universidad de Zaragoza

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA - DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA



INSTITUTO PIRENAICO DE ECOLOGÍA - CSIC



DEPARTAMENTO DE PROCESOS GEOAMBIENTALES Y CAMBIO GLOBAL

Zaragoza, septiembre de 2012

*Fotografía de portada: Vista del embalse de Alarcón (río Júcar). Confederación Hidrográfica del Júcar.

Este trabajo ha sido dirigido por el Dr. Sergio Martín Vicente Serrano, Científico Titular del Consejo Superior de Investigaciones Científicas en el Instituto Pirenaico de Ecología y el Dr. José Carlos González Hidalgo, Profesor Titular del Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Zaragoza.

La realización de esta Tesis ha contado con la ayuda de una beca predoctoral FPI otorgada por el Gobierno de Aragón. La financiación estuvo a cargo de los proyectos de investigación CGL2008-01189/BTE y CGL2011-27574-C02-02 financiados por la Comisión para la Ciencia y Tecnología y FEDER, ACQWA (FP7-ENV-2007-1-212250) financiado por el VII Programa Marco de la Comisión Europea y “Las sequías climáticas en la cuenca del Ebro y su respuesta hidrológica” financiado por la Obra Social La Caixa y el Gobierno de Aragón.

Don Sergio Martín Vicente Serrano, Científico Titular en el Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC) y Don José Carlos González Hidalgo, Profesor Titular de la Universidad de Zaragoza

CERTIFICAN

que la presente memoria titulada *“Las sequías hidrológicas en la Península Ibérica: Análisis y caracterización espacio temporal, influencias climáticas y el efecto de la gestión hidrológica en un contexto de cambio global”* ha sido realizada bajo nuestra dirección y que se ajusta a los objetivos establecidos en el Proyecto de Tesis Doctoral aprobado el 28 de Octubre de 2010, que fue ratificado por la Comisión de Doctorado el 12 de Noviembre de 2010. Por tanto, considerando que representa trabajo de Tesis Doctoral, autorizamos la presentación de la misma.

Y para que conste a los efectos oportunos, firmamos el presente certificado

En Zaragoza a de Septiembre de 2012.

Dr. Sergio Martín Vicente Serrano

Dr. José Carlos González Hidalgo

Agradecimientos

Este trabajo es el resultado de cuatro años de esfuerzo y dedicación durante los cuales he recibido la ayuda y el apoyo de muchas personas, todas ellas, en mayor o menor medida, de un modo u otro, han contribuido a hacerlo posible. Gracias a todos, una parte de esta tesis os pertenece.

Quiero expresar mi más profundo agradecimiento a Sergio Vicente y José Carlos González por su labor como directores de esta tesis, sin cuya orientación, enseñanzas y supervisión este trabajo nunca hubiese existido. A Sergio por su infinita paciencia, por la confianza que depositó en mí y seguramente no merecía, y por su esfuerzo desinteresado para guiar este barco a buen puerto. Gracias a Carlos por todo lo que me enseñó durante la carrera y más adelante; lo aprendido es responsable de la inquietud que surgió en su día, y este trabajo, la consecuencia.

Gracias a José María Cuadrat por darme la oportunidad de comenzar con este reto.

A mis compañeros del Instituto Pirenaico de Ecología, por ser tan buena gente y por las risas compartidas, gracias por convertir un viejo edificio blanco en el mejor sitio al que alguien puede ir a trabajar. Gracias a Javi, Nacho y Enrique, por su contribución constante para mejorar la calidad de este trabajo y por el apoyo y la ayuda que me ofrecieron desde el primer día. A Nicola, Hugo, Fergus, Patricia y todos los demás, por echarme una mano siempre que hizo falta.

Agradezco sinceramente la ayuda prestada por los investigadores, profesores y personal administrativo del Instituto Pirenaico de Ecología y del Departamento de Geografía de la Universidad, que ha facilitado mi labor como becario de investigación.

Gracias a mis amigos de siempre y para siempre.

A mi familia por su cariño. A mi hermano por estar siempre ahí. Y gracias a mis padres por su dedicación, su ejemplo y su amor incondicional. Os quiero y os admiro profundamente.

*A mis padres,
por tantos años y todas las cosas.*

Índice de contenidos

CAPITULO 1: Introducción.....1

1.1.	El concepto de sequía.....	4
1.2.	Justificación del trabajo.....	7
1.3.	Estado de la cuestión.....	9
1.4.	Objetivos del trabajo.....	12
1.5.	Estructura del trabajo.....	13

CAPITULO 2: Área de estudio.....15

2.1.	La precipitación en la Península Ibérica.....	19
2.2.	Las cuencas Cantábricas.....	20
2.4.	La cuenca del Duero.....	23
2.5.	La cuenca del Tajo.....	25
2.6.	La cuenca del Guadiana.....	27
2.7.	La cuenca del Guadalquivir.....	29
2.8.	La cuenca del Segura.....	31
2.9.	La cuenca del Júcar.....	33
2.10.	La cuenca del Ebro.....	35
2.11.	La Cuencas Catalanas y Mediterráneas Andaluzas.....	37
2.12.	La Cuencas Portuguesas: Mondego y Sado.....	39
2.13.	Tabla resumen de las estaciones de aforo.....	41

CAPITULO 3: Base de datos y metodología.....47

3.1.	Base de datos hidrológica: obtención, relleno y validación.....	50
3.2.	El Índice de Caudal Estandarizado (SSI).....	54
3.3.	El Índice de Precipitación Estandarizada (SPI).....	57

3.4.	La Ratio de Retención de caudales (IR).	60
3.5.	Análisis estadístico.	60
3.5.1.	Extracción de patrones generales: el Análisis de Componentes Principales.	60
3.5.2.	Estimación de la asociación entre dos variables mediante coeficientes de correlación: la r de Pearson y la tau de Kendall.	62
3.5.2.1.	El coeficiente de correlación lineal de Pearson (r de Pearson).	63
3.5.2.2.	El coeficiente de correlación de rangos de Kendall (tau de Kendall).	63

CAPITULO 4: Evolución y variabilidad estacional de los caudales ibéricos.....65

4.1.	Metodología específica del análisis de tendencias.	68
4.2.	Distribución de las tendencias mensuales, estacionales y anuales.	71
4.3.	Magnitud de los cambios en los caudales.	76
4.4.	Influencia de las precipitaciones y el papel de la regulación hidrológica.	79
4.4.	El impacto de otros factores.	83
4.5.	Recapitulación	85

CAPITULO 5: Relaciones entre circulación atmosférica y comportamiento hidrológico: la Oscilación del Atlántico Norte.....87

5.1.	La Oscilación del Atlántico Norte: funcionamiento, impactos y potencialidades.	89
5.2.	El índice NAO y la identificación de sus fases extremas.	91
5.3.	Evaluación de la influencia de la NAO en el comportamiento de los ríos Ibéricos.	92
5.4.	La persistente influencia de la NAO de invierno sobre los caudales durante el resto del año.	98
5.5.	Anomalías de caudal generadas durante fases NAO extremas.	100
5.6.	Cambios temporales en la respuesta de las caudales a la NAO.	105
5.7.	Recapitulación.	108

CAPITULO 6: Patrones espacio temporales de las sequías hidrológicas.....109

6.1.	Definición y caracterización de los episodios de sequía.	113
6.2.	Regionalización hidrológica peninsular.	114

6.3.	Distribución temporal de los episodios de sequía.....	118
6.4.	Características de las sequías.....	122
6.5.	Cambios en la magnitud y duración de las sequías.....	126
6.6.	Extensión y propagación espacial de las sequías.....	128
6.7.	Recapitulación.....	133

CAPITULO 7: La respuesta multi-escalar de las sequías hidrológicas a la sequías climáticas y el efecto de la gestión hidrológica.....135

7.1.	Base de datos y metodología.....	139
7.1.1.	Base de datos de precipitación MOPREDASP (Monthly Precipitation Database of Spain and Portugal): control de calidad, homogeneización y relleno.....	139
7.1.1.1.	Control de calidad.....	140
7.1.1.2.	Análisis de inhomogeneidad.....	141
7.1.1.3.	Reconstrucción.....	142
7.1.2.	Interpolación espacial y obtención de las series de precipitación para cada cuenca hidrológica.....	142
7.1.3.	Análisis estadístico.....	143
7.2.	Patrones generales de la respuesta hidrológica ante condiciones de sequía climática.....	145
7.3.	La respuesta de los ríos no regulados a la sequía climática y la importancia de la litología de las diferentes cuencas.....	148
7.4.	Modificaciones introducidas por la gestión hidrológica en la respuesta de los ríos ibéricos a las sequías climáticas.....	152
7.6.	Recapitulación.....	160

CAPITULO 8: Análisis detallado de los impactos de la sequía y la regulación en varios sub-sistemas hidrológicos en la cabecera del río Tajo.....163

8.1.	La cabecera del Tajo.....	166
8.2.	Base de datos y metodología específica.....	168
8.2.1.	Datos climáticos.....	168
8.2.2.	Datos hidrológicos.....	169
8.2.3.	Estandarización de las variables hidrológicas.....	170
8.2.4.	Los índices de sequía climática: SPI y SPEI.....	171
8.2.5.	Análisis Estadístico.....	173

8.3.	Evolución de las sequías climáticas en el Alto Tajo.	173
8.4.	La respuesta de los distintos sistemas hidrológicos a las sequías climáticas.	175
8.5.	Cambios temporales en la respuesta hidrológica a las sequías climáticas.	182
8.6.	Recapitulación.	188

CAPÍTULO 9: Discusión y valoración de los resultados.....189

CAPÍTULO 10: Conclusiones generales.....205

Bibliografía.....215

Capítulo 1

Introducción

*“No se puede hacer la paz con un pueblo sediento” Fadel Kaawash,
Jefe de la Autoridad Palestina del Agua.*

La rotunda advertencia pronunciada por Fadel Kaawash que encabeza el preámbulo de esta tesis doctoral habla a las claras de la importancia capital que los recursos hídricos cobran para las sociedades modernas, y de los conflictos generados por la incertidumbre que rodea a la interacción entre la disponibilidad del recurso y la demanda existente, dentro del contexto de cambio global en el que esta interacción se está produciendo (IPCC, 2007). El agua es el recurso fundamental e indispensable para la vida y genera, cuando escasea, un amplio abanico de impactos negativos tanto en los ecosistemas naturales como en las sociedades humanas, dado que el funcionamiento y la supervivencia de unos y otros son altamente dependientes de los recursos hídricos de que disponen.

No es la primera vez que las sociedades humanas se han enfrentado a un cambio en las condiciones climáticas, si bien es cierto que el éxito en su adaptación a esas fluctuaciones climáticas de baja frecuencia temporal ha sido escaso. El colapso y declive de civilizaciones como la Sumeria, Maya o Azteca estuvieron relacionados y directamente influidos por los procesos de calentamiento y los episodios de sequía de los que fueron contemporáneos (McMichael, 2012). Más recientemente, las guerras del agua de escala local y regional fueron una constante durante el siglo pasado (Gleick, 1998); los conflictos transfronterizos entre países y regiones con cuencas internacionales están a la orden del día (Wolf, 1998) y las polémicas políticas y sociales, el fenómeno más cercano dentro de nuestro ámbito geográfico, se producen de manera recurrente cada vez que se produce un episodio de sequía de entidad (Rico-Amorós, 2004). Esta trascendencia e importancia están generadas por los impactos, tanto ecológicos como económicos, que los fenómenos extremos asociados al cambio global producen, de entre los cuales, aquellos provocados por las sequías son los más severos (Obasi, 1994), especialmente en países subdesarrollados (United Nations, 2008).

El cambio global al que nos enfrentamos ha generado a su vez una amplia preocupación en el seno de la comunidad científica, lo que ha motivado que durante los últimos años se haya realizado un importante esfuerzo por evaluar y monitorizar los

impactos del mismo, arrojando evidencias sobre, entre otros, el impacto de las sequías, los desequilibrios creados en torno a la disponibilidad de agua (Dai et al., 2009) y las implicaciones futuras que se puedan generar de cumplirse las previsiones arrojadas por los modelos de cambio climático (Milly et al., 2005; Rodríguez-Puebla y Nieto, 2010).

El presente trabajo de tesis doctoral está centrado en el estudio de las sequías hidrológicas en la Península Ibérica durante las seis últimas décadas y se enmarca dentro de la preocupación científica acerca de los impactos generados por el cambio climático a la que antes se hacía referencia. Pretende generar conocimiento útil sobre la disponibilidad de recursos hídricos superficiales y el fenómeno de las sequías hidrológicas en la Península Ibérica, aportando a la vez evidencias sobre los factores climáticos, fisiográficos y antrópicos que las generan, modifican y propagan tanto espacial como temporalmente.

Al tratarse de una tesis de Geografía, esa contextualización espacio-temporal cobra una gran importancia en la concepción del trabajo, que se verá reflejada tanto en la metodología como en la interpretación de los resultados obtenidos y su presentación. Por otra parte, dada la amplia escala del trabajo (que incluye la práctica totalidad de la Península Ibérica), la capacidad sintética de la Ciencia Geográfica será además aprovechada para la obtención de patrones espaciales generales, y para su interpretación.

1.1. El concepto de sequía.

La sequía es un riesgo natural, es decir, la amenaza de que un evento natural ocurra generando efectos negativos sobre la población y los ecosistemas. Los factores que determinan la ocurrencia de sequías son muy complejos, ya que éstos no sólo son dependientes de la variabilidad atmosférica, sino también de diferentes y complejos procesos hidrológicos.

Las sequías son el riesgo natural que afecta a mayor número de personas (Obasi, 1994; Hewitt, 1997) y posiblemente el más peculiar, ya que se diferencia de todos los demás en varios aspectos fundamentales (Mishra y Singh, 2010): i) el comienzo y final de un episodio seco son difíciles de determinar, sus impactos crecen lentamente en magnitud y se pueden acumular durante largos periodos de tiempo, llegando a durar años. ii) no existe consenso ni una definición universal de sequía, lo que genera una gran confusión y

diferencias entre unas regiones y otras al definir las y delimitarlas. iii) los impactos de las sequías se extienden a lo largo de grandes áreas geográficas. Al contrario de lo que sucede con otros riesgos naturales como inundaciones, huracanes, terremotos, etc., los efectos de las sequías son difusos y rara vez causan daños infraestructurales, por lo que la cuantificación de sus impactos resulta más difícil en comparación con otros riesgos naturales (Wilhite, 2000). y iv) determinadas actividades humanas (riego excesivo, deforestación, sobre-explotación de los recursos hídricos) pueden incrementar sus efectos o incluso detonar episodios de sequía.

Las diferencias en las variables hidrometeorológicas, los factores socioeconómicos y la naturaleza estocástica de la sequía en las diferentes regiones del mundo, se han erigido como el gran obstáculo para obtener una definición precisa de la sequía, lo que según Yevjevich (1967) es uno de los principales obstáculos a la hora de estudiarlas. Además, hay que diferenciar entre definiciones conceptuales, aquellas formuladas sobre términos relativos, y las definiciones operativas, que tratan de identificar el comienzo, la severidad y el fin de los periodos secos.

A continuación se citan varias definiciones propuestas por distintos organismos y autores que muestran la gran variedad de puntos de vista que engloba un mismo concepto. La Organización Meteorológica Mundial define la sequía como “una deficiencia sostenida y extendida de la precipitación” (WMO, 1986). En la convención de las Naciones Unidas para combatir la Sequía y la Desertificación se definió la sequía como “el fenómeno natural que ocurre cuando la precipitación registrada se sitúa por debajo de los niveles normales, causando serios desequilibrios hidrológicos que afectan a distintos sistemas de producción terrestres” (UN Secretariat General, 1994). Palmer (1965) describió la sequía como una “desviación significativa de las condiciones hidrológicas normales en un área”. Por su parte la FAO define el riesgo de sequía como “el porcentaje de años en que se pierden los cultivos por falta de precipitación” (FAO, 1983). Dado que las definiciones varían dependiendo de la variable considerada, las sequías han sido clasificadas tradicionalmente en cuatro categorías dependiendo de la variable o sistema afectado (Wilhite y Glantz, 1985; AMS, 2004):

- La **sequía meteorológica** se define como una falta de precipitación en una región durante un periodo determinado de tiempo. Estas sequías pueden

desarrollarse rápidamente y terminar de forma súbita, o por el contrario, mostrar un desarrollo lento.

- Las **sequías agrícolas** hacen referencia a los periodos en los que disminuye la humedad del suelo que requieren las plantas, provocando la pérdida de productividad de los cultivos. Las sequías agrícolas se producen con un cierto retraso respecto a las sequías meteorológicas, ya que la demanda de agua de las plantas y los cultivos dependen en gran medida de las condiciones de humedad previa y del ciclo vegetativo de los mismos.
- Las **sequías hidrológicas** se definen como un periodo durante el cual los recursos hídricos superficiales y sub-superficiales son insuficientes para satisfacer la demanda hídrica de un determinado sistema o cuenca hidrológica. Este tipo de sequía presenta un retardo respecto a las sequías meteorológicas y agrícolas y además pueden persistir durante más tiempo aunque la sequía meteorológica haya finalizado.
- La **sequía socioeconómica** es consecuencia de las anteriores y hace referencia a la insuficiencia del recurso respecto a la demanda generada por los distintos sectores productivos.

Todos estos tipos de sequía están interrelacionados entre sí: los déficits de precipitación que caracterizan a las sequías meteorológicas producen un descenso en la humedad del suelo y de la escorrentía superficial, lo que a su vez genera el descenso de los caudales de los ríos y por tanto sequías hidrológicas. En la figura 1.1 se muestran las respuestas temporales de los distintos sistemas de los que el agua forma una parte consustancial ante un déficit de precipitación. En este trabajo se prestará una especial atención a los retardos existentes entre los déficits de precipitación y cuando éstos se hacen evidentes en las descargas fluviales.

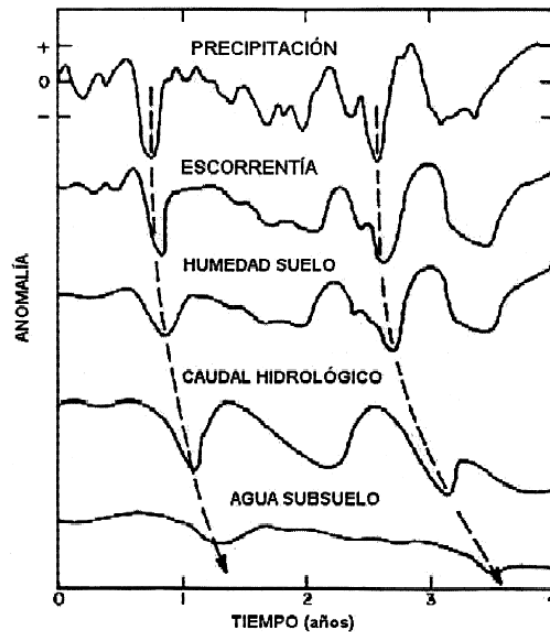


Figura 1.1. Esquema de la propagación de los impactos de los déficits de precipitación a través de distintos sistemas afectados por las sequías. Tomado de Changnon y Easterling (1989).

1.2. Justificación del trabajo.

El interés que ha despertado el estudio de las sequías desde el punto de vista científico, económico y social en diferentes ámbitos del mundo se debe a que de entre los riesgos hidroclimáticos, las sequías generan las mayores pérdidas económicas (Saura, 2007). En el contexto peninsular, aunque la visión tradicional de la sequía ha estado asociada a la escasez de precipitaciones, un creciente interés se ha despertado por estudiar los impactos de ésta sobre los recursos hídricos superficiales (Cuadrat, 2006). Sin embargo, hasta la fecha ningún estudio había abordado un análisis a escala regional incluyendo la Península Ibérica en su totalidad.

La Península Ibérica en su conjunto presenta unas características que la hacen muy interesante desde el punto de vista científico para estudiar este tipo de fenómeno, dado que se produce la coincidencia de una alta variabilidad climática que genera un amplio abanico de regímenes hidrológicos y que, a su vez, se ve afectada de forma frecuente por sequías climáticas generadas por el impacto de la variabilidad en la circulación atmosférica. Los impactos de las sequías son notables y se extienden por múltiples sistemas, afectando a la

agricultura de secano y regadío, y a múltiples actividades industriales y turísticas, llegando incluso a provocar desabastecimientos de agua en los núcleos de población. Las estrategias políticas y de gestión para combatir los impactos negativos de la sequía y garantizar el abastecimiento durante el siglo pasado se basaron en la construcción de una vasta red de embalses, haciendo de España el primer país europeo en número de presas (EEA, 1999). Sin embargo, poco se sabe, cuantitativamente hablando, del impacto que tiene la regulación hidrológica sobre la recurrencia de sequías hidrológicas en la región.

En la Península Ibérica se conoce con bastante precisión las características de las sequías climáticas (Vicente-Serrano, 2006a; 2006b), pero a pesar de su interés, no existen estudios sobre el comportamiento de las sequías desde un punto de vista hidrológico: a excepción de algunos estudios (Vicente-Serrano y López-Moreno, 2005; López-Moreno et al., 2012), apenas se ha estudiado cómo los efectos de las sequías climáticas se propagan en el ciclo hidrológico a lo largo del tiempo y el espacio, o si se han producido cambios temporales en la respuesta hidrológica a las sequías climáticas que puedan relacionarse con cambios en la cubierta vegetal y de nieve, o en cambios de gestión o de demanda. Estas cuestiones enlazan con los actuales procesos de cambio climático, que implican un incremento de la incertidumbre en la disponibilidad futura de recursos hídricos, pues la mayor parte de modelos predicen un aumento de la duración, intensidad y frecuencia de las sequías climáticas en la región mediterránea (IPCC, 2007; García-Ruiz et al., 2011). Los escenarios de cambio climático anuncian un incremento de la frecuencia de los episodios secos en el sur de Europa derivados de una menor precipitación y mayores tasas de evapotranspiración (Watson et al., 1997; Voss et al., 2002), lo que no hace sino aumentar la preocupación por un fenómeno que en Europa ha costado alrededor de 100 billones de euros durante los últimos 30 años (European Communities, 2007).

El enfoque empírico utilizado en este trabajo se justifica, frente al uso de simulaciones obtenidas con modelos (Stahl et al., 2012), no sólo por la ausencia de trabajos de este tipo en el mismo ámbito geográfico, sino también por la mayor fiabilidad y menor incertidumbre inherente a los trabajos basados en datos observacionales que en resultados de modelos hidrológicos (Tague et al., 2004; Zhang et al., 2012; Shen et al., 2012). La densa y extensa base de datos proporcionada por las distintas Agencias del agua y Confederaciones hidrográficas en la Península Ibérica, recomienda su uso orientado a la consecución de los objetivos con los que ha sido concebido este trabajo. Más adelante se

mostrará la alta densidad espacial y cobertura temporal de las series empleadas, que incluyen una amplia muestra de la variabilidad hidrológica de la Península, asegurando tanto la representatividad del área estudiada como la fiabilidad de los datos empleados.

Todo ello justifica un estudio como el que aquí se presenta, con la finalidad científica de comprender en profundidad las complejas interacciones existentes entre las sequías climáticas e hidrológicas y los factores que intervienen en su generación y propagación.

1.3. Estado de la cuestión.

En la Península Ibérica se ha avanzado mucho en el estudio de las sequías climáticas, tanto en su comportamiento espacial y temporal como en los factores atmosféricos que las provocan (Zorita et al., 1992; García-Herrera et al., 2007). Por ejemplo, se ha comprobado la existencia de grandes contrastes espaciales en la ocurrencia de las sequías incluso a escalas de detalle, y se ha observado además un aumento del número e intensidad de los episodios secos durante las últimas décadas (Estrela et al., 2000; Vicente-Serrano et al., 2006a; Vicente-Serrano y Cuadrat, 2007). Desde el punto de vista hidrológico, la cantidad de estudios que analizan las sequías en España son sensiblemente inferiores en número, y en la mayoría de los casos las sequías se contemplan de forma indirecta. Por ejemplo, Hisdal et al., (2001, 2011) y Hannaford et al., (2012) comprobaron una tendencia significativa hacia el descenso de los volúmenes hidrológicos en cuencas no perturbadas del sector noroccidental de la Península, con una mayor duración de los periodos secos en la década de 1990. Estos autores sugieren a su vez que el principal factor para explicar la tendencia encontrada en las sequías hidrológicas fue el descenso pluviométrico primaveral observado desde la década de 1960, que concuerda con los resultados de diferentes estudios (Del Río et al., 2010; González-Hidalgo et al., 2011). Por su parte, López-Moreno et al., (2011) mostraron tendencias de descenso generalizadas de los caudales anuales, de primavera y otoño en la cuenca del Ebro, asociándolas no sólo a un descenso en la precipitación si no también a procesos de revegetación de las cabeceras de las cuencas. Otros estudios que también muestran, junto a la influencia de precipitaciones y temperaturas, el papel jugado por los procesos de regeneración vegetal en el descenso de los caudales hidrológicos son los de Gallart y Llorens (2004), Beguería et al.

(2003) y Morán-Tejeda et al. (2010). El aumento del consumo urbano y agrícola también ha podido contribuir a dicho descenso (MIMAM, 2000; Collins et al., 2009) y, finalmente, la construcción de embalses en los ríos ha afectado al comportamiento hidrológico, en general disminuyendo los caudales de los mismos y la intensidad de las crecidas, tal y como se comprobó en la cuenca del Ebro (Batalla et al., 2004; Lopez-Moreno y García-Ruiz, 2004).

Sin embargo, a pesar de estos ejemplos de análisis hidrológico, en España no existen estudios cuantitativos centrados exclusivamente en las sequías hidrológicas. De hecho, la elevada complejidad del fenómeno ha producido que su valoración haya sido muy cualitativa y que apenas hayan sido analizadas desde un punto de vista hidroclimático.

Los análisis llevados a cabo en este trabajo están fundamentados en la combinación de dos metodologías ampliamente aceptadas y utilizadas para el análisis de la variabilidad espacio-temporal de las sequías hidrológicas a escala regional en la bibliografía científica internacional. Por un lado, los métodos de rachas basados en umbrales (Yevjevich, 1967), que analizan la naturaleza estocástica de las sequías y las estudian a partir de las características que diferencian unos episodios secos de otros (duración, magnitud y área afectada; Wilhite, 2005); y por otro, los métodos basados en índices estandarizados de sequía. El empleo de distintos umbrales para extraer los patrones espacio-temporales de las sequías permite la clasificación de las sequías en diferentes categorías de acuerdo al nivel de severidad de las mismas (Mishra y Singh, 2011). En los análisis de tipo regional como el que nos ocupa, los patrones espacio-temporales de las sequías son investigados a diferentes escalas temporales y con diferentes umbrales, lo que permite la caracterización de muy diferentes tipologías de sequías. Esto ha llevado al desarrollo de las curvas de severidad-área-frecuencia, de severidad-duración-frecuencia y severidad-área-duración (Fleig et al., 2011), las cuales resultan de gran utilidad para evaluar las sequías registradas en una región concreta. Este tipo de análisis cuenta con la ventaja de delimitar de manera muy precisa las episodios de sequía ocurridos en una región durante un periodo determinado de tiempo y extraer sus características fundamentales (área afectada, duración y magnitud), las cuales una vez ajustadas a una distribución de probabilidad, pueden ser utilizadas para calcular los periodos de retorno esperados para un tipo de evento seco u otro y su aplicación en la gestión y mitigación del riesgo. Sin embargo, este tipo de

métodos adolecen de la imposibilidad de relacionar los resultados que de ellos se extraen con los patrones generales de reparto de la precipitación y, por tanto, del establecimiento de relaciones entre los déficits de precipitación y de caudal. Por este motivo, en este trabajo se realiza un uso intensivo de los índices de sequía, tanto climáticos como hidrológicos (Vicente-Serrano et al., 2012), que permiten, tanto la intercomparabilidad en tiempo y espacio de los resultados obtenidos (algo fundamental en un trabajo de naturaleza regional como éste), como la puesta en relación de las sequías climáticas con las sequías hidrológicas. De este modo, en este trabajo la caracterización de las sequías hidrológicas se lleva a cabo, no sólo por las características de los eventos secos ocurridos, sino también de acuerdo a la influencia de las sequías climáticas en la ocurrencia de sequías hidrológicas, y como aquellas propagan sus efectos tanto en el tiempo como en el espacio a través de la parte terrestre del ciclo hidrológico.

El desarrollo de índices de sequía ha merecido especial atención en la literatura científica especializada, con una gran cantidad de indicadores que permiten caracterizar y cuantificar las sequías. La mejora de los indicadores es continua y ha llevado al desarrollo de índices multiescalares, que permiten cuantificar el déficit hídrico de diferente duración, como es el caso del Índice de Precipitación Estandarizado (Standardized Precipitation Index, SPI,) (McKee et al., 1993), o el Standardized Precipitation Evaporation Index (Vicente-Serrano et al., 2010a) que permite tener en cuenta los posibles efectos del calentamiento global y que se utilizarán en el presente trabajo.

Finalmente, hay que señalar que pocos estudios de tipo empírico, incluso dentro de la comunidad científica internacional, abordan específicamente la respuesta de las sequías hidrológicas a las climáticas, aunque existen algunos ejemplos en Estados Unidos (Eltahir y Yeh, 1999) y Europa (Stahl y Demuth, 1999; Zaidman et al., 2001; Vasiliades y Loukas, 2009; Vidal et al., 2010). En la Península Ibérica existen algunos ejemplos del retardo existente entre precipitaciones y caudales en las cuencas Atlánticas (Trigo et al., 2004; López-Moreno et al., 2007), en el Pirineo (Vicente-Serrano y López-Moreno, 2005) y en la cabecera del Tajo (Lorenzo-Lacruz et al., 2010), aunque no existen estudios que consideren la propagación en el espacio del efecto de las sequías climáticas en diferentes sistemas hidrológicos a escala peninsular. En este sentido, un aspecto importante es la prolongada memoria temporal en los caudales de un río (Changnon y Easterling, 1989; Wilhite et al., 2007), que puede hacer que las sequías hidrológicas se prolonguen en el tiempo de forma

considerable. De hecho, esta respuesta hidrológica podría ser propiciada por la propagación y agregación de las sequías en el espacio. Este aspecto ha sido escasamente considerado en la literatura científica y tiene un enorme interés para comprender procesos tan importantes como la existencia de sequías multianuales y determinar tiempos de recuperación de los caudales hasta situaciones normales tras una perturbación.

1.4. Objetivos del trabajo.

En el contexto del interés científico por el cambio global, los fenómenos extremos y sus impactos sobre los recursos hídricos superficiales, se plantea este trabajo de investigación cuyo objetivo principal es:

Estudiar la variabilidad espacial y temporal de las sequías hidrológicas en la Península Ibérica, su respuesta ante las sequías climáticas y el efecto de otros factores que intervienen en su generación y propagación.

Para su consecución se han planteado una serie de objetivos específicos o secundarios, que son:

- La elaboración de una base de datos hidrológica y climática de la Península Ibérica con calidad contrastada, y con una cobertura temporal y espacial que garanticen la fiabilidad de los resultados obtenidos y la representatividad de la totalidad del área de estudio.
- Mostrar una visión general sobre la disponibilidad de recursos hídricos superficiales y su evolución en la Península Ibérica durante las últimas décadas, estableciendo relaciones de causalidad con los factores que la explican.
- Analizar la respuesta de las aportaciones fluviales ante la variabilidad de la circulación atmosférica, representada por la Oscilación del Atlántico Norte.
- Caracterizar las sequías hidrológicas por su duración y magnitud, y obtener una clasificación que agrupe a las cuencas hidrológicas en regiones hidrológicas con un comportamiento homogéneo, definiendo a la vez distintas tipologías de sequía.

- Explorar las distintas respuestas hidrológicas de las cuencas peninsulares ante las sequías climáticas y como sus efectos se agregan en el tiempo.
- Determinar el papel que juegan otros factores como la regulación hidrológica o la evapotranspiración en la modificación de la interacción entre las sequías climáticas y las sequías hidrológicas.

1.5. Estructura del trabajo.

La estructura del trabajo se organiza en torno a tres bloques principales (Figura 1.2). En el primer bloque, además de la introducción y los objetivos (capítulo 1), se presenta el área de estudio y las características de las cuencas hidrológicas incluidas en el estudio (capítulo 2), el proceso de elaboración de la base de datos principal a partir de la que se ha desarrollado este estudio, y los métodos y herramientas utilizados de manera general a lo largo de todo el trabajo (capítulo 3).

En el segundo bloque, el principal, se presentan los resultados obtenidos y la discusión científica de los mismos. La organización de los análisis está estructurada siguiendo una secuencia lógica acorde con la dinámica natural de los procesos hidroclimáticos, con el objetivo de establecer una red de relaciones causa-efecto entre los distintos factores involucrados en la génesis, agregación y propagación de las sequías hidrológicas. El punto de partida del bloque de resultados es el capítulo 4, que contextualiza el resto de análisis y aporta una visión general de la evolución de los caudales durante las últimas décadas mediante un análisis de tendencias, dónde se muestra la evolución y variabilidad estacional de los caudales en la Península Ibérica. El capítulo 5 se centra en la influencia espacio-temporal de la variabilidad de la circulación atmosférica sobre la generación de caudales, ejemplificada en este caso por el patrón de circulación dominante en Europa Occidental: la Oscilación del Atlántico Norte (North Atlantic Oscillation; NAO). El capítulo 6 se encarga de identificar los episodios de sequía hidrológica ocurridos durante el periodo de estudio, caracterizarlos cuantitativamente por la duración y magnitud de los mismos, y agrupar las distintas cuencas peninsulares en regiones hidrológicas con unas características homogéneas, respecto a las sequías hidrológicas. En el capítulo 7 se analiza la respuesta hidrológica a la sequía pluviométrica en el conjunto de cuencas de la Península Ibérica, el retardo temporal entre los déficits de

precipitación y de caudal, además de la agregación temporal de la influencia de las sequías climáticas. En este capítulo se presta especial atención al papel que tiene la regulación hidrológica en la modificación de esa influencia. Por último, el capítulo 8 ha de ser considerado de manera especial, ya que en él se aborda un análisis más específico sobre el impacto de las sequías y la gestión del agua en una zona especialmente sensible y relevante en lo referente a los recursos hídricos dentro del contexto peninsular: la cabecera del río Tajo.

En el último bloque se realiza una discusión transversal de los resultados obtenidos. Se hace una valoración crítica de los mismos, así como se discute la adecuación de los datos, métodos y herramientas empleados en su consecución. Esta valoración está acompañada de propuestas para estudios futuros surgidas de la reflexión en torno a los resultados de esta tesis. Por último, se aportan las conclusiones generales que resumen el trabajo.

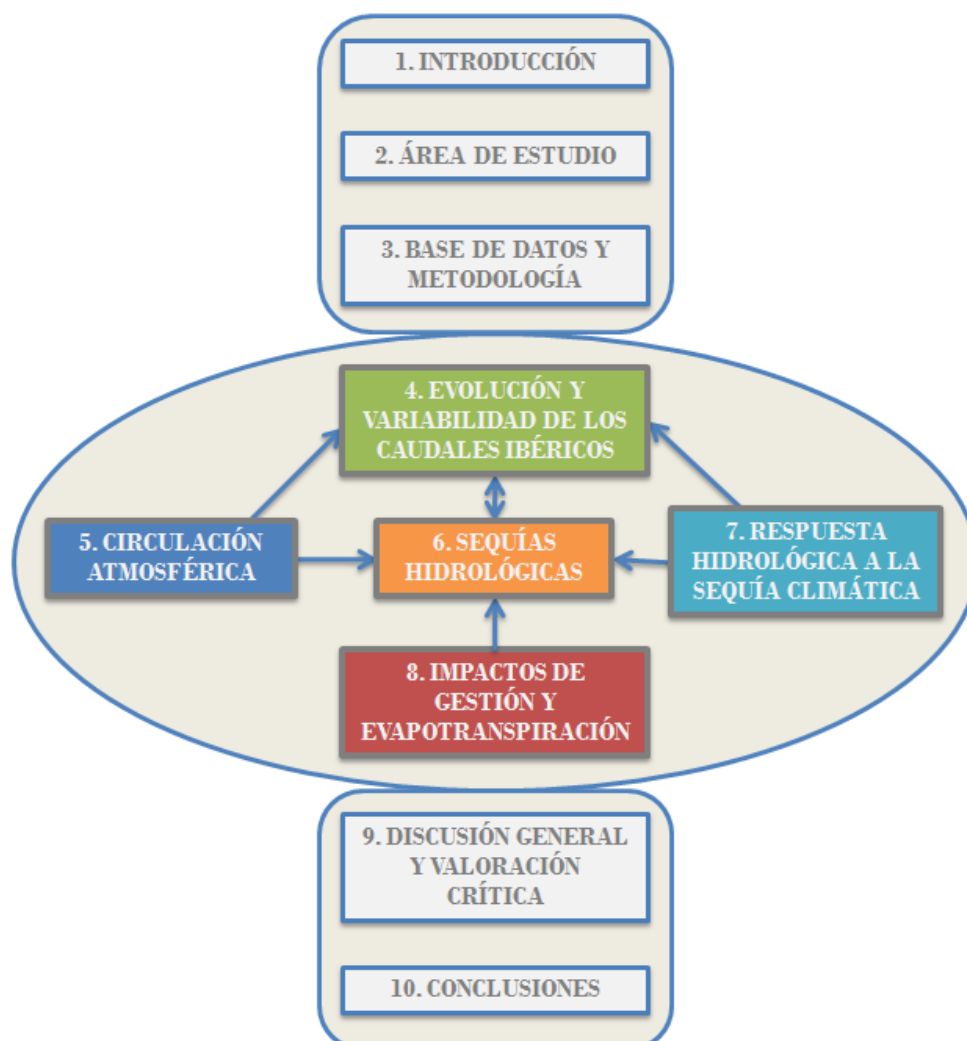


Figura 1.2. Esquema de la estructura de presentación del trabajo.

Capítulo 2 | Área de estudio

En este capítulo se describe de forma general el área de estudio, la Península Ibérica, destacando aquellos aspectos con una mayor incidencia en el comportamiento hidrológico de las diferentes cuencas. Posteriormente se realiza un tratamiento más pormenorizado de las cuencas ibéricas incluidas en el estudio, informando sobre aspectos funcionales y estructurales, sus características hidro-climáticas y los impactos derivados de la intervención humana más influyentes en el contexto de las sequías y los cambios hidrológicos.

La Península Ibérica se extiende a la largo de 583254 km² y presenta un relieve de grandes contrastes, con cordilleras montañosas distribuidas principalmente de oeste a este y en algunos casos superando los 3000 metros de altitud sobre el nivel del mar. Esta orografía condicionó el establecimiento de la actual red fluvial durante el Cuaternario y la configuración espacial de las grandes cuencas, unas drenando al Océano Atlántico (Miño, Duero, Tajo, Guadiana y Guadalquivir) y otras al Mar Mediterráneo (Ebro, Júcar y Segura). La localización entre dos masas de agua de características muy diferentes, la topografía y el desigual efecto de los patrones de circulación atmosférica que afectan a la Península Ibérica, generan un gradiente noroeste-sudeste en la distribución de la precipitación anual (De-Castro et al., 2005; González-Hidalgo et al., 2011), que varía de más de 2000 mm/año en Galicia, a menos de 300 mm/año en Almería (Figura 2.1). Este patrón establece una gran variabilidad espacial en la duración y frecuencia de las sequías entre las distintas cuencas hidrográficas peninsulares (Rico-Amorós, 2004; Vicente-Serrano, 2006a; 2006b). Además, en la vertiente mediterránea predominan los veranos secos y los eventos de precipitación extrema en otoño e invierno, lo que genera una elevada variabilidad inter-anual en los caudales de sus ríos, los cuales padecen largas sequías supra-estacionales (Boix et al., 2010).

Las cuencas del sector septentrional de la vertiente Atlántica presentan abundantes caudales, 10570 hm³/año el Miño en Crecente (Pontevedra), 13788 hm³/año el Duero en Lamego (Portugal) y 12350 hm³/año el Tajo en Santarèm (Portugal). Por el contrario, las grandes cuencas del sur generan caudales comparativamente modestos, 4039 hm³ y 3780 hm³ al año el Guadiana en Serpa (Portugal) y el Guadalquivir en Alcalá del Río (Sevilla), respectivamente. Los caudales de los grandes ríos de la vertiente Mediterránea son por lo general bajos, exceptuando la cuenca del Ebro, que registra abundantes caudales medios (12279 hm³/año en Tortosa, Tarragona) generados en su cabecera cantábrica y, fundamentalmente, en las cuencas Pirenaicas. Ese desequilibrio en la distribución de los

recursos hídricos en la Península Ibérica se une a la creciente demanda de agua para distintos usos, que provoca conflictos entre usuarios y regiones (Quiroga et al., 2011), y al aumento en la frecuencia de episodios de sequía en la Península desde la década de 1970 (Vicente-Serrano 2006a; Iglesias et al., 2007).

Además, en la segunda mitad del siglo XX se construyó una extensa red de presas y canales para optimizar el uso de los recursos hídricos disponibles. Esta intensiva regulación de los sistemas hidrológicos Peninsulares se refleja en el incremento del número de grandes embalses construidos durante el siglo pasado: de 58 presas en 1900 a 1195 en 2000, lo que equivale a una capacidad total de embalse de 56500 hm³ (Berga-Casafont, 2003); esta cifra representa aproximadamente el caudal medio anual de los 8 grandes ríos peninsulares en su desembocadura (55850 hm³).

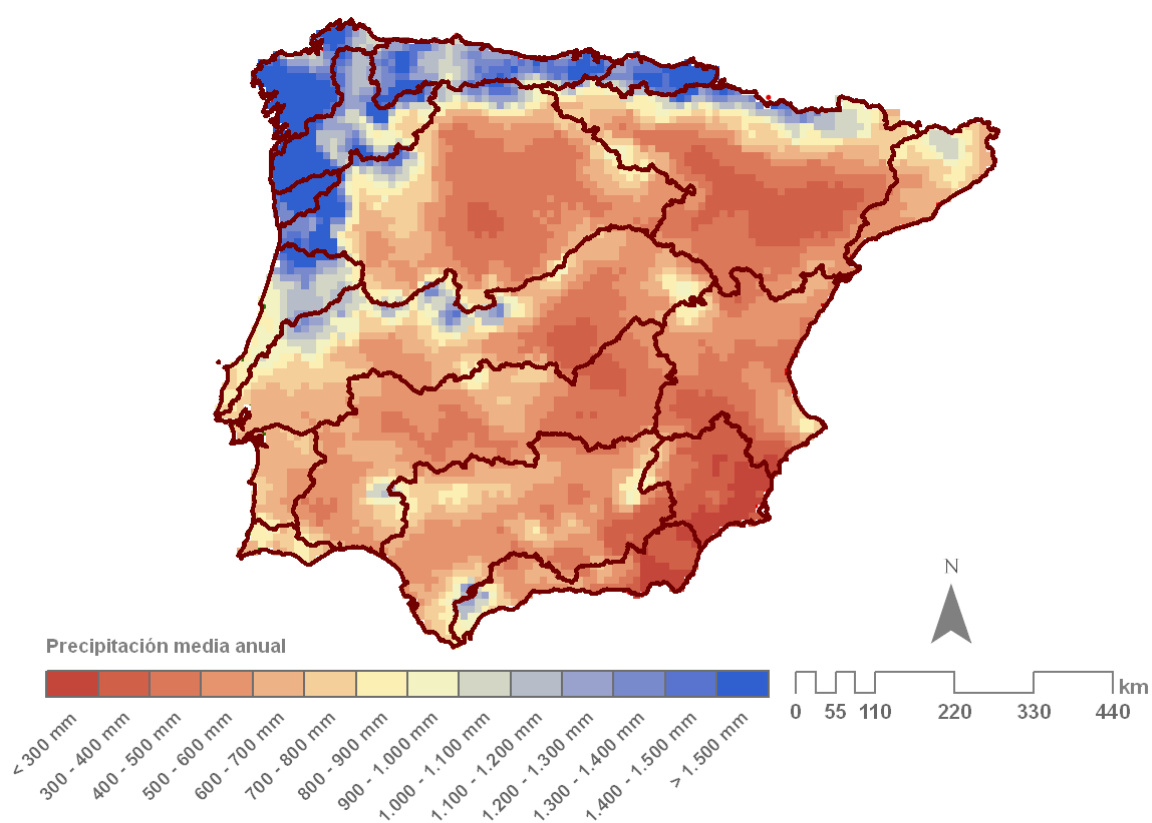


Figura 2.1. Distribución espacial de la precipitación media anual entre 1945 y 2005 en la Península Ibérica.

2.1. La precipitación en la Península Ibérica.

La precipitación en la Península Ibérica presenta una gran complejidad espaciotemporal, derivada de su localización latitudinal en la transición entre dos zonas climáticas distintas, la oceánica y la mediterránea, y por la disposición espacial de la orografía, que genera grandes contrastes en el reparto pluviométrico. A excepción de la franja septentrional y el sector noroccidental de la Península, dominados por un clima atlántico, la precipitación en el resto de la Península presenta unas características singulares que pueden resumirse en diez puntos fundamentales (Martín-Vide, 1996): i) pluviometría modesta, ii) alta variabilidad e irregularidad interanual, iii) elevada concentración diaria, iv) alta intensidad horaria, v) largos periodos secos, vi) diferencia negativa entre precipitación y evapotranspiración potencial, vii) diversidad de regímenes pluviométricos estacionales, viii) mal reparto meteorológico estacional, ix) existencia de anomalías pluviométricas de distinto signo entre regiones y x), compleja distribución espacial.

La aridez estival es característica de los climas mediterráneos, y en el caso de la Península esa aridez es estructural, y no coyuntural, ya que el déficit hídrico estival se produce de manera recurrente debido a las altas temperaturas y las escasas precipitaciones de los veranos de la región. Los periodos secos son habituales y, a menudo, muy prolongados en el tiempo: se han dado rachas de más de 300 días sin registrar precipitaciones superiores a 10 mm diarios en numerosos puntos del sureste peninsular.

Otra de las características más destacables de la pluviometría peninsular es la gran variedad de regímenes pluviométricos estacionales que se registran. A grandes rasgos se puede resumir que los máximos invernales y mínimos estivales se dan en las vertientes atlántica, cantábrica y surmediterránea. Los máximos otoñales se localizan en la vertiente mediterránea oriental, mientras que los máximos primaverales se dan en el interior peninsular. Además existen algunos sectores muy reducidos en los que los máximos de precipitación estacional se dan en verano, como en el Pirineo catalán o sectores concretos de la Cordillera Ibérica (Martín-Vide, 2011).

Las muy diferentes características de los ríos ibéricos, tanto hidro-climáticas como funcionales y de gestión, englobadas en la gran variedad de regímenes fluviales peninsulares, son complicadas de analizar a una escala tan amplia, a la vez que conseguir

una comprensión de los distintos comportamientos hidrológicos que generan. A continuación se presenta una descripción más detallada de las distintas cuencas o demarcaciones hidrográficas peninsulares incluidas en el estudio. Se ha seleccionado aquella información que pudiera resultar relevante al relacionar e interpretar los resultados obtenidos en este trabajo. Al final del capítulo se incluye una tabla donde se muestran las características de las estaciones de aforo y de las cuencas que éstas delimitan, en cuyas series de caudal se han basado los análisis posteriores. Esta información está ligada con la cartografía que acompaña al contenido del resto del capítulo mediante un código identificativo.

2.2. Las cuencas Cantábricas.

Los ríos cantábricos se caracterizan por nacer en la Cordillera Cantábrica a gran altitud y desembocar en el Mar Cantábrico con pocos kilómetros de recorrido. Todos ellos han formado cuencas de drenaje pequeñas (dispuesta paralelamente entre sí), y de gran pendiente, que generan abundantes caudales relativos (Eo 622 hm³/año; Navia 740 hm³/año; Sella 568 hm³/año), hecho asociado a la alta pluviosidad, no sólo de las cabeceras montañosas, sino de las cuencas en su totalidad. Estos ríos se desarrollan sobre una zona carbonífera compleja, que incluye pizarras, cuarcitas y calizas primarias, que denotan una escasa permeabilidad.

El clima dominante es el pluvial oceánico, con precipitaciones anuales por encima de los 1200 milímetros, concentradas fundamentalmente en invierno y primavera, con mínimos estivales. Las temperaturas son suaves tanto en invierno como en verano, debido a la influencia marina, por lo que los procesos asociados a la evapotranspiración son limitados (Vicente-Serrano et al., 2011a). Este régimen climático se traduce en un régimen pluvio-nival caracterizado por aguas altas de noviembre a mayo, con un pico invernal al que se le suele unir otro secundario en abril (ver Figura 2.2), producido fundamentalmente por la fusión nival (Masachs-Alavedra, 1945). La abundancia de precipitaciones ha hecho que la regulación hídrica de las cuencas sea poco intensiva, destinada fundamentalmente a la producción hidroeléctrica, y que no se hayan alterado de manera significativa los regímenes de los ríos. El único embalse de entidad es el de Salime (266 hm³ de capacidad), que regula las aguas del río Navia.

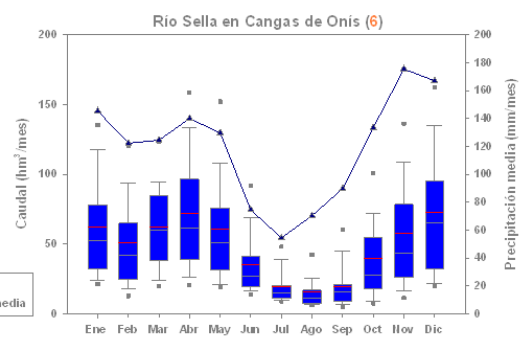
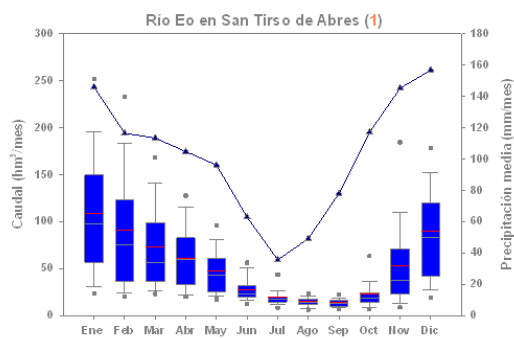
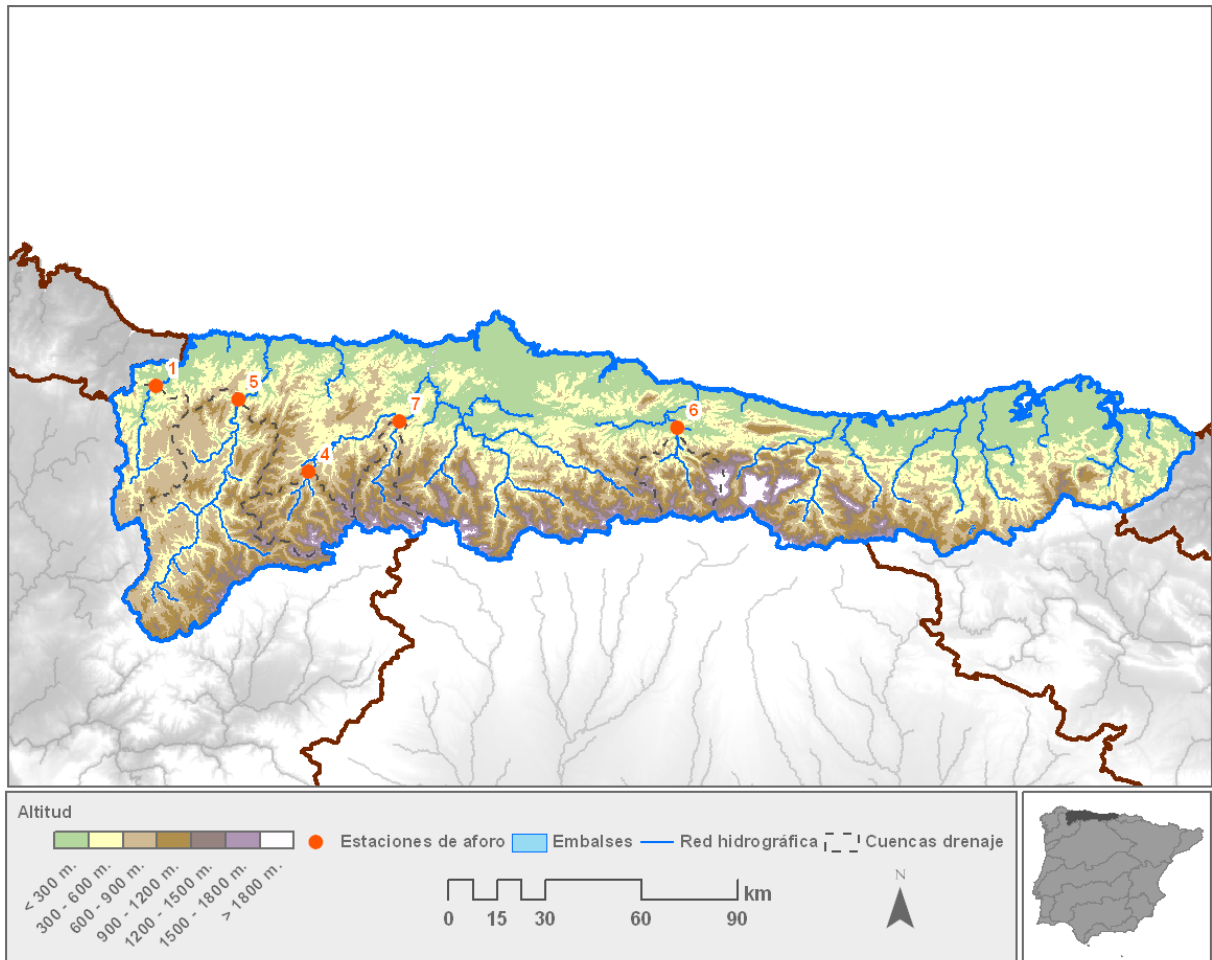


Figura 2.2. Las cuencas Cantábricas. Arriba: topografía y localización de las estaciones de aforo incluidas en la base de datos. Abajo: hidro-pluviogramas mensuales de los ríos Eo y Sella. La línea horizontal gris denota la mediana y la roja la media. Las líneas negras hacen referencia a los percentiles 10 y 90 y los cuadrados a los percentiles 5 y 95.

2.3. La cuenca del Miño.

La cuenca del Miño está estructurada en dos ramales principales, el del propio río Miño y el del Sil, y su extensión es de 17757 km². El Miño nace en la Sierra de Meira a 700 metros de altitud, fluye sobre el macizo galaico, recibiendo las aguas de numerosos afluentes (Avia, Tea, Louro) y desemboca, tras 343 kilómetros formando un gran estuario

en Pasajes. Hasta su encuentro con el Sil, el Miño recorre un valle abierto transportando unos caudales modestos ($1368 \text{ hm}^3/\text{año}$) que se cuadruplican al recibir las aportaciones de aquel ($8783 \text{ hm}^3/\text{año}$). El río Sil nace en los Montes de León cerca de Somiedo a más de 1500 metros de altitud y recorre 228 kilómetros hasta desembocar en el Miño en Monforte de Lemos. Para entonces ha recogido las aportaciones de los ríos Bibey, Navea, Lor y Cabe ($184 \text{ hm}^3/\text{año}$), aportando al Miño más del doble de agua ($5469 \text{ hm}^3/\text{año}$) de la que lleva en ese punto.

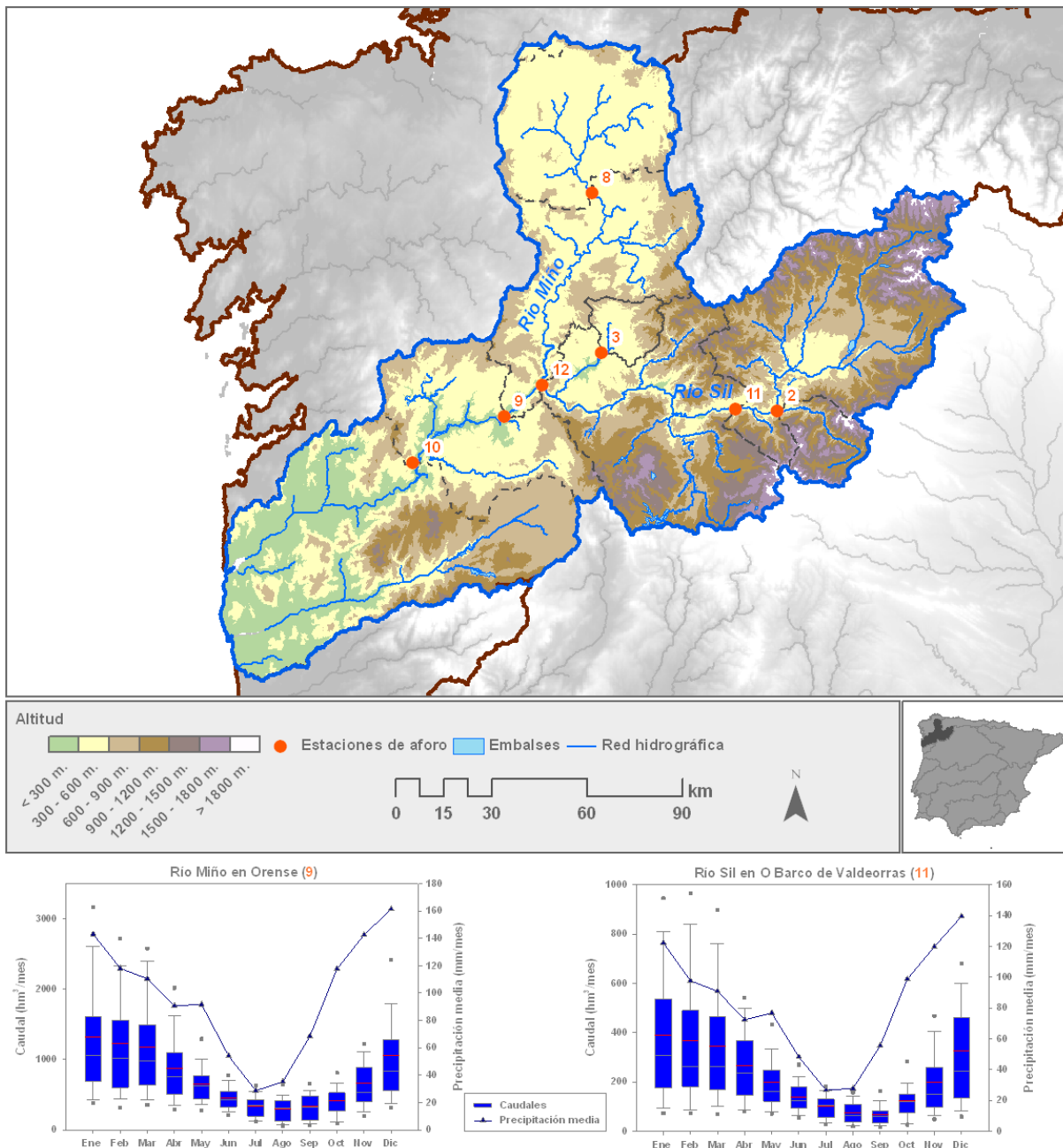


Figura 2.3. La cuenca del Miño. Arriba: topografía y localización de las estaciones de aforo incluidas en la base de datos. Abajo: hidro-pluviogramas mensuales de los ríos Miño y Sil. La línea horizontal gris denota la mediana y la roja la media. Las líneas negras hacen referencia a los percentiles 10 y 90 y los cuadrados a los percentiles 5 y 95.

El clima de la cuenca se caracteriza por ser muy húmedo, afectado directamente por masas de aire atlánticas o polares que definen el carácter del mismo, con una media de precipitación anual que supera los 1000 mm al año en casi todos los sectores de la cuenca, si bien existe un gradiente norte-sur en la distribución de las mismas que introduce matices mediterráneos en los sectores más meridionales. Las precipitaciones se concentran principalmente en invierno y suelen registrarse dos meses de aridez estival. Estas características han configurado unos regímenes fluviales bastante regulares y principalmente pluviales con las máximas descargas localizadas en invierno (enero y febrero) y las mínimas en verano (julio, agosto y septiembre).

Existe una gran cantidad de embalses distribuidos por toda la cuenca, cuyo aprovechamiento principal es el hidroeléctrico. Sin embargo, hay diferencias entre los distintos sectores de las cuencas. En el alto Miño, a pesar de que los mayores embalses (Belesar y Os Peares) son de uso hidroeléctrico, la mayor demanda es de uso agrícola y para el abastecimiento urbano. Por el contrario, en el bajo Miño los 3 embalses que regulan sus aguas (Velle, Castrelo y Frieria) se utilizan para la producción hidroeléctrica. Las cuencas del Cabe y del Sil abastecen los usos para el riego del valle de Lemos y del Bierzo, respectivamente (Confederación Hidrográfica del Miño-Sil, 2010).

2.4. La cuenca del Duero.

El Duero es el tercer río peninsular por longitud (927km) y el primero por extensión de su área de drenaje (97290 km², de los cuales el 80% es territorio español y el 20% restante portugués). Nace en los Picos de Urbión en la Cordillera Ibérica. Sus tributarios drenan desde la Cordillera Cantábrica al Norte, la Cordillera Ibérica al Este y el Sistema Central al Sur hacia el centro del valle dónde el Duero actúa como colector principal de la cuenca. La característica más destacable de su red hidrográfica es la clara disimetría que existe entre los afluentes de una margen y otra: los ríos más caudalosos y de mayor área de drenaje son los ubicados en la margen derecha; entre ellos destacan el Esla (4299 hm³/año) y el Pisuerga (2042 hm³/año), que deben tan elevado caudal a las extensas redes de afluentes que drenan desde los Montes de León y la Cordillera Cantábrica. Los tributarios por la margen izquierda son, por lo general, menos caudalosos, si bien el Eresma y el Tormes (822 hm³/año) aportan descargas considerables en el curso medio y bajo de la

cuenca. En cabecera el Duero fluye sobre materiales terciarios, mientras que en su curso medio lo hace sobre cuarcitas y granitos que son sustituidos por rocas graníticas y metamórficas en su curso bajo. La litología de la parte portuguesa del Duero está dominada por granitos y esquistos. Son por lo general litologías poco permeables.

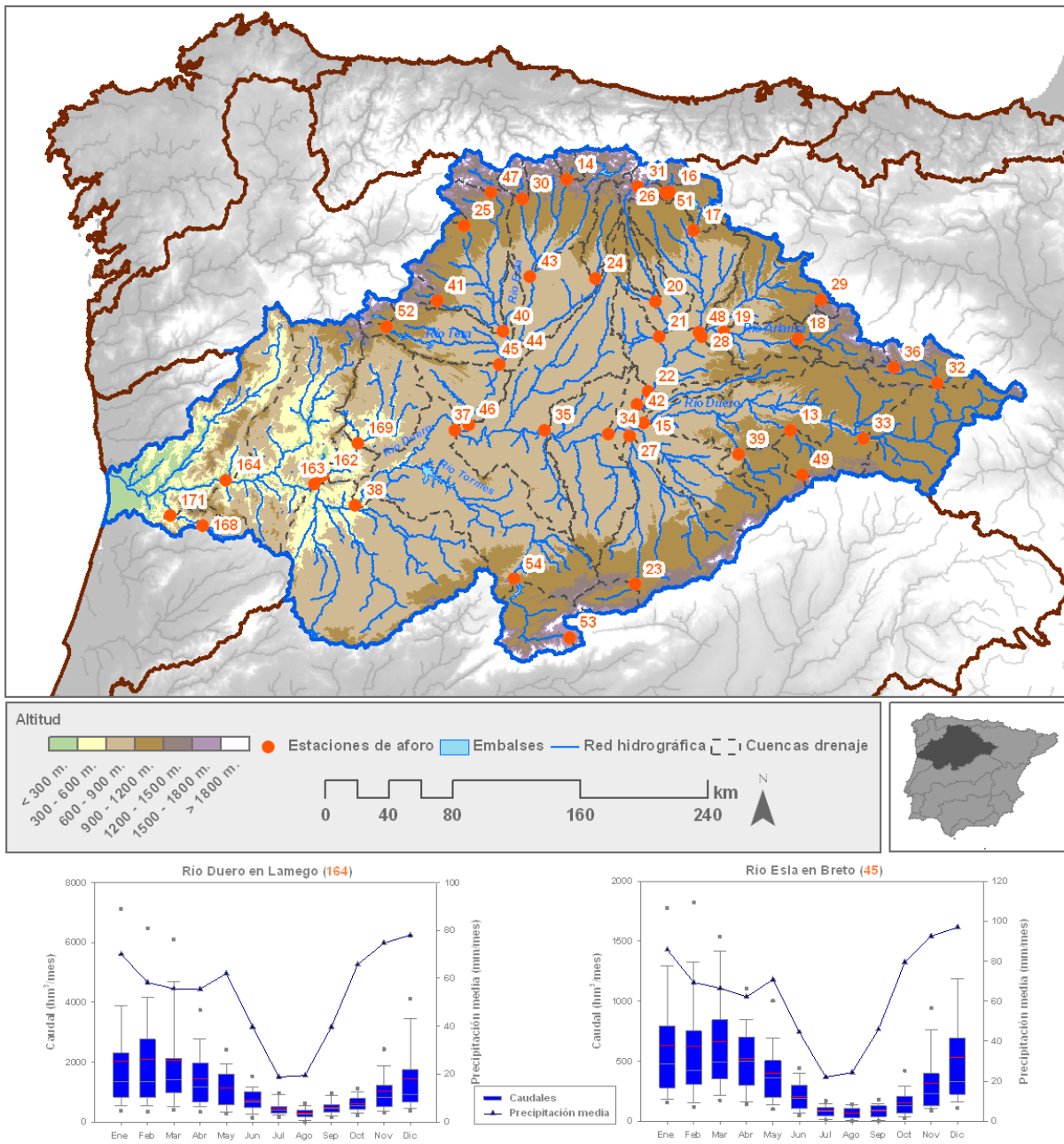


Figura 2.4. La cuenca del Duero. Arriba: topografía y localización de las estaciones de aforo incluidas en la base de datos. Abajo: hidro-pluviogramas mensuales de los ríos Duero y Esla. La línea horizontal gris denota la mediana y la roja la media. Las líneas negras hacen referencia a los percentiles 10 y 90 y los cuadrados a los percentiles 5 y 95.

El clima de la cuenca del Duero es Mediterráneo continental, aunque se suaviza hacia el oeste por la influencia del Atlántico (Cabo y Manero, 1990). La elevada altitud media de la cuenca situada sobre la sub-Meseta Norte favorece la ocurrencia de inviernos muy fríos, alcanzando los 120 días de heladas al año en algunos sectores. Las intensas olas de frío que se experimentan habitualmente en la cuenca están relacionadas con invasiones de aire polar de componente noreste. Las precipitaciones más altas se dan en la cuenca del Tera en los Montes de León (>1800 mm/año), descendiendo en magnitud en la cordillera Ibérica y el Sistema Central (800-1000mm/año) hasta alcanzar los mínimos en el páramo central (400-600 mm/año). La precipitación se reparte de forma irregular a lo largo del año y tiene su máximo al final del otoño y comienzo del invierno (García-Fernández, 1986). Esta irregularidad también se refleja en la variabilidad interanual, con amplias oscilaciones en la precipitación media entre unos años y otros. Estas características climáticas tienen como consecuencia que el régimen fluvial predominante sea el pluvio-nival, aunque éste se torna en nivo-pluvial en numerosas cuencas de drenaje situadas a elevada altitud. Las máximas descargas fluviales tienen lugar durante el final del invierno y el comienzo de la primavera y las mínimas en verano, aunque la amplitud estacional no es extrema.

En la cuenca del Duero existen algo más de 90 embalses con una capacidad de almacenamiento cercana a los 2800 hm³. Su explotación tiene que ver con el control de sequías y estiajes, el regadío y el abastecimiento a la población, aunque el uso predominante es la producción hidroeléctrica. La disimetría entre ambas márgenes se repite en la intensidad de la regulación, ya que a excepción del río Tormes, los afluentes del Duero por la margen derecha (Sistemas Esla-Porma, Órbigo-Tera y Pisuerga-Carrión) presentan mayores capacidades de embalsado (Blázquez-Díaz, 1992).

2.5. La cuenca del Tajo.

El Tajo es el río más largo de la Península (1007 km) y el tercero por área de drenaje (80600 km², 70% española y 30% portuguesa). Nace en la Sierra de Albarracín en la cordillera Ibérica a 1500 metros de altitud. Sus afluentes están distribuidos asimétricamente y los de mayor entidad como el Jarama (812hm³/año), el Alberche (620 hm³/año) o el Alagón (887 hm³/año) descargan por la margen derecha. Los tributarios por

la izquierda son más cortos y menos caudalosos. En la parte portuguesa el Zêzere y el Sorraia cubren el 50% de la superficie de la cuenca (Tockner et al., 2009). La cabecera del Tajo está litológicamente caracterizada por la presencia de materiales calizos y formaciones kársticas que denotan su alta permeabilidad. El río fluye principalmente sobre esquistos y rocas graníticas, aunque depósitos detríticos terciarios aparecen en el resto de áreas.

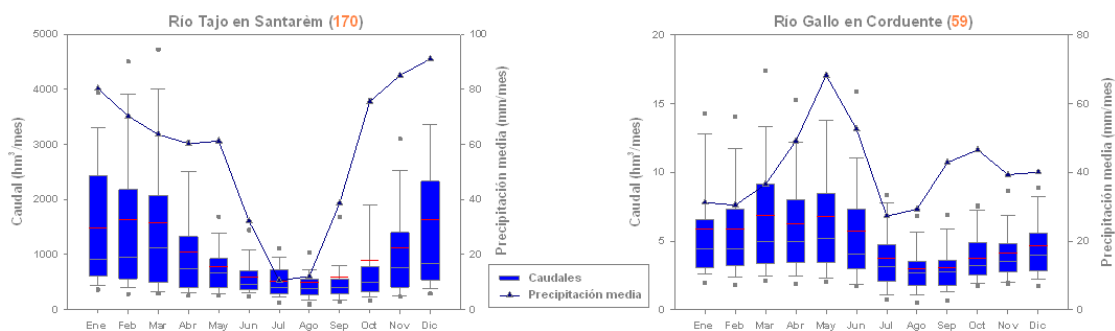
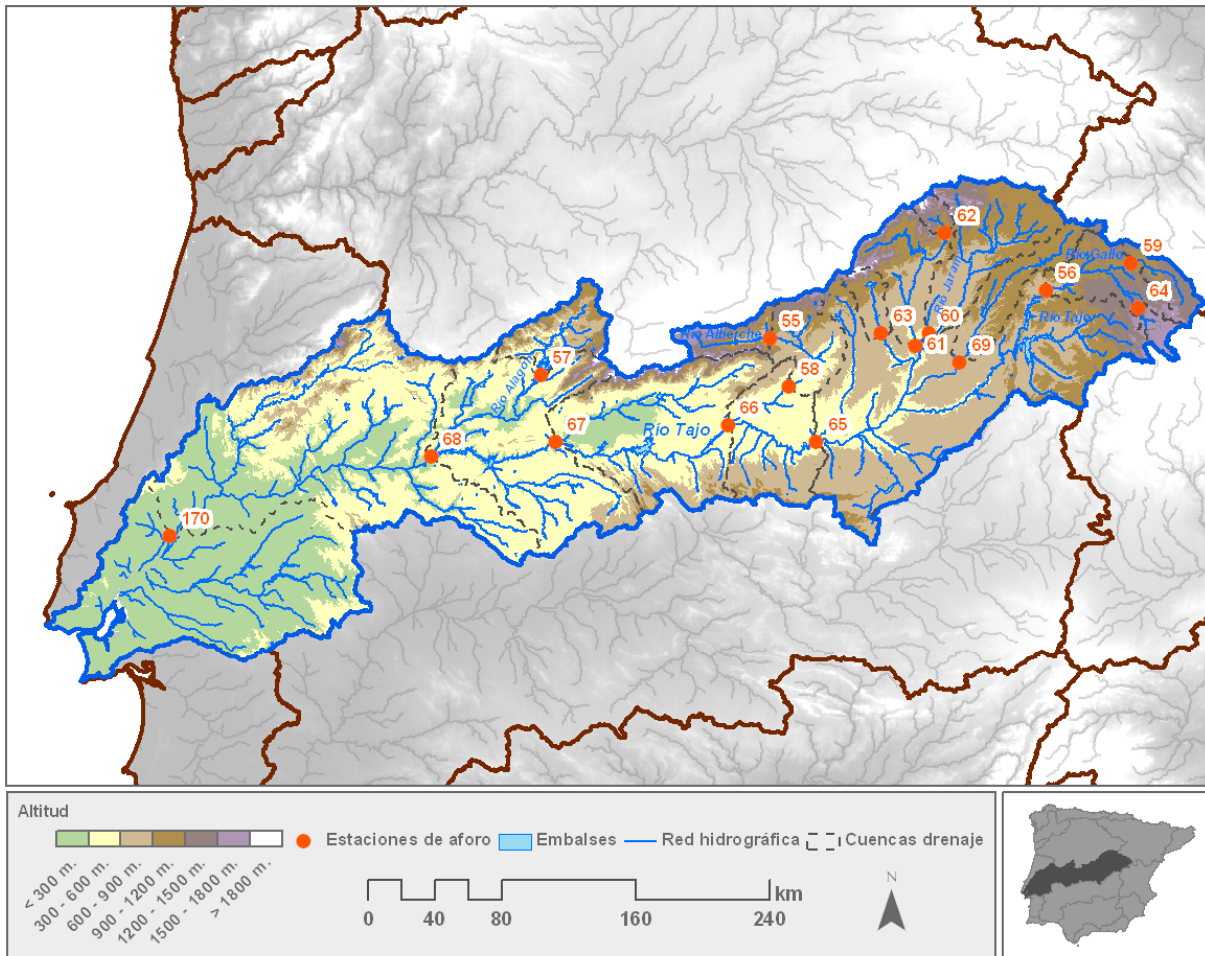


Figura 2.5. La cuenca del Tajo. Arriba: topografía y localización de las estaciones de aforo incluidas en la base de datos. Abajo: hidro-pluviogramas mensuales de los ríos Tajo y Gallo. La línea horizontal gris denota la mediana y la roja la media. Las líneas negras hacen referencia a los percentiles 10 y 90 y los cuadrados a los percentiles 5 y 95.

El clima dominante de la cuenca del Tajo es el Mediterráneo continental. La precipitación media anual de la cuenca es de 680 mm, si bien varía desde los 500 mm en la margen izquierda del curso bajo a los 1000 mm que se alcanzan en sectores concretos del Sistema Central. Las cuencas que reciben mayor precipitación son las del Tiétar y Alagón y es durante los 3 meses de invierno cuando se reciben las mayores aportaciones pluviométricas. Las temperaturas son frías en invierno y suaves en verano. El régimen hidrológico del Tajo muestra una elevada estacionalidad y variabilidad interanual. Las máximas descargas se dan durante el invierno, y las mínimas en Agosto, siendo relativamente habitual la ocurrencia de avenidas durante Diciembre y Enero.

La Cuenca del Tajo soporta la presión demográfica de 11 millones de personas, aunque su gestión hidrológica está claramente marcada por las necesidades creadas por el regadío. La superficie dedicada al mismo creció de 9340 ha en 1940 a más de 230000 ha en la actualidad (Tockner et al., 2009). Los caudales están altamente modificados, teniendo en cuenta que la capacidad de almacenamiento en el curso medio y alto representa el 74% del caudal medio anual. Una importante cantidad de agua es trasvasada (un promedio de 331 hm³/año desde 1979) desde el sistema Entrepeñas-Buendía a la Cuenca del Segura para el riego y el abastecimiento de la población. En el capítulo 8 de la tesis se analizan en profundidad los impactos de la sequía y la intensiva regulación en la cabecera del río Tajo.

2.6. La cuenca del Guadiana.

La cuenca del Guadiana (67048 km² de extensión) es topográficamente plana y está localizada sobre el sector más seco de la Meseta. El Guadiana tiene origen en una difusa red de arroyos kársticos en la Sierra de Montiel. Sus afluentes principales son el Záncara, Cigüela, Zújar (564 hm³/año) y Bullaque (217 hm³/año). Debido a la alta porosidad de su sustrato y las tendidas pendientes, los procesos de intercambio entre los cursos fluviales y los depósitos de agua subterránea son una constante, especialmente en su cabecera. La alta permeabilidad de la litología caliza provoca que el agua de lluvia desaparezca rápidamente de la superficie y recargue grandes acuíferos subterráneos (Fornés et al., 2000). De entre ellos el de mayor tamaño es el Acuífero de La Mancha Occidental (5500 km²).

El clima de la cuenca es Mediterráneo Continental, con inviernos secos y fríos y veranos calurosos. La precipitación media anual ronda los 500mm y se concentra principalmente en invierno y primavera. La combinación de escasas precipitaciones, altas tasas de evaporación y de infiltración genera caudales escasos y extremadamente intermitentes, sobre todo en verano.

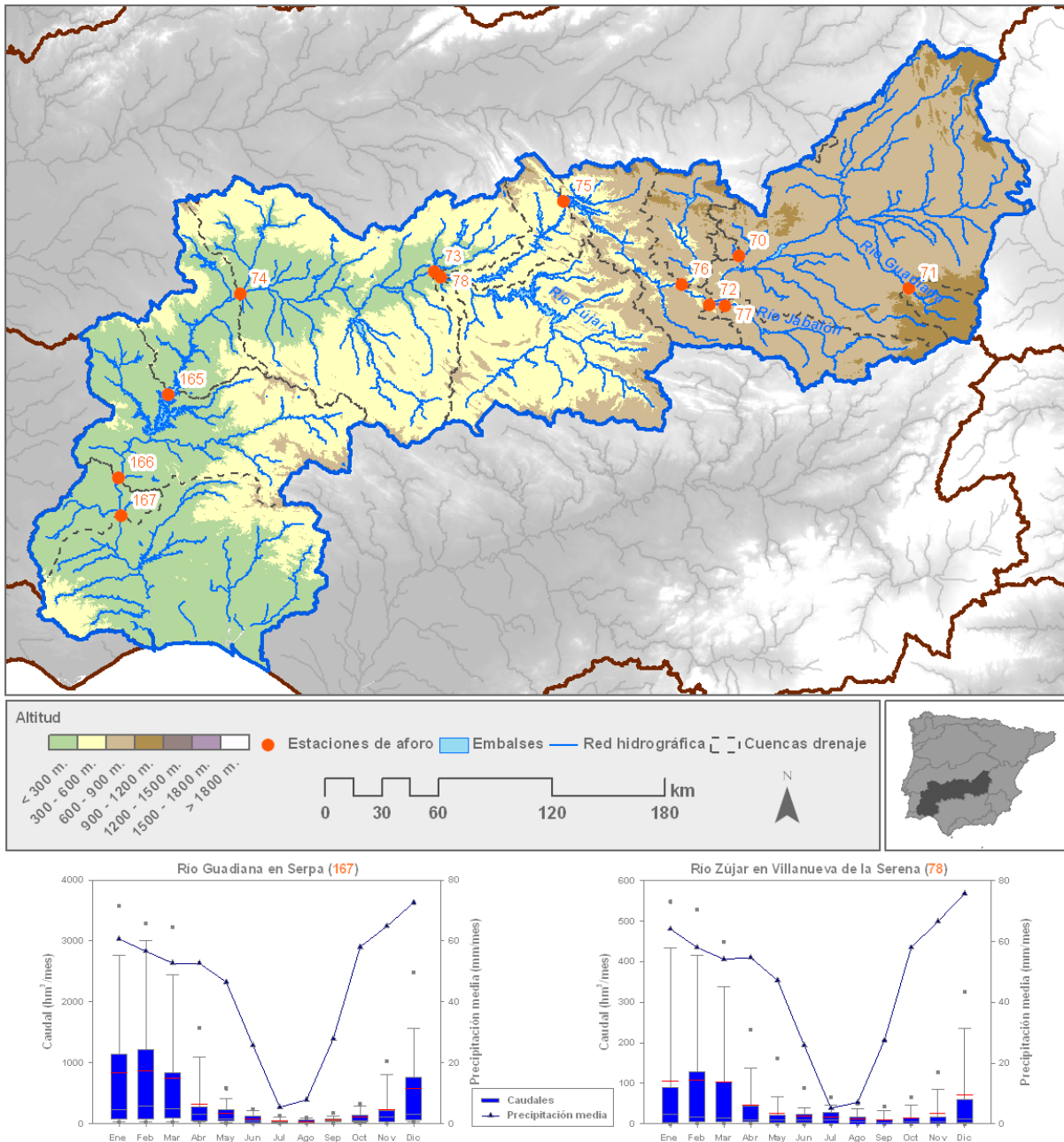


Figura 2.6. La cuenca del Guadiana. Arriba: topografía y localización de las estaciones de aforo incluidas en la base de datos. Abajo: hidro-pluviogramas mensuales de los ríos Guadiana y Zújar. La línea horizontal gris denota la mediana y la roja la media. Las líneas negras hacen referencia a los percentiles 10 y 90 y los cuadrados a los percentiles 5 y 95.

La gestión hidrológica en la cuenca del Guadiana está marcada por la habitual escasez de agua que sus singulares características genera. La cuenca alta sufre además las consecuencias de la intensiva explotación de sus recursos hídricos. El acuífero de la Mancha Occidental se declaró oficialmente sobreexplotado en 1994 y su recuperación requeriría el cese total de extracciones durante 5-15 años (Bromley et al., 2001). Sin embargo, este problema no es exclusivo del curso principal del Guadiana, ya que el agotamiento de acuíferos por extracciones también ha hecho decrecer significativamente los caudales del Záncara y del Cigüela afectando gravemente a bosques y ecosistemas de ribera (Alvarez-Cobelas, 2006). Además, el río Guadiana está regulado por el embalse de mayor capacidad de Europa (4150 hm³), el de Alqueva en Portugal, aunque éste muestra un importante déficit hídrico y rara vez registra altas tasas de embalsado.

2.7. La cuenca del Guadalquivir.

La cuenca del Guadalquivir se extiende a lo largo de 57527 km² e incluye una depresión central bien definida rodeada al norte por Sierra Morena, Los sistemas béticos al sureste y el Océano Atlántico al sudeste. El Guadalquivir nace en la Sierra de Cazorla a 1350 metros de altitud. El mayor afluente que drena sus aguas por la margen derecha, por dónde también lo hacen el resto de tributarios de entidad, es el Guadiana Menor, mientras que el Genil (658 hm³/año) lo hace por la margen contraria en el curso medio.

La principal característica del clima de la cuenca son los veranos secos y los inviernos húmedos. La apertura del valle hacia el océano por el sudoeste permite la entrada de las tormentas generadas en el Atlántico, las cuales crean un gradiente de precipitación sudoeste-noreste que concentra las precipitaciones más altas en las zonas montañosas de las Sierras de Aracena y Cazorla. Sierra Nevada, dónde se sitúa la cabecera del Genil, también registra altas tasas de precipitación, en su mayoría en forma de nieve. Sin embargo, además de recibir la influencia Atlántica, también recibe la del Mediterráneo, de forma que este mar genera más precipitación en la zona que en cuencas adyacentes como la del Segura o la del Júcar (Tockner et al., 2009). El régimen fluvial del Guadalquivir es pluvial y muy variable. Los bajos caudales típicos del verano pueden extenderse de manera ocasional durante meses y años, como ocurrió durante la década de los noventa del siglo pasado.

La regulación en la cuenca está marcada por la excesiva demanda frente a los recursos disponibles, lo que conduce a la carestía cuando la precipitación es baja. La cuenca dispone de 55 embalses con una capacidad de almacenamiento total de 7109 hm³, el equivalente al 51% de las descargas totales, cuya finalidad principal es el abastecimiento para riego.

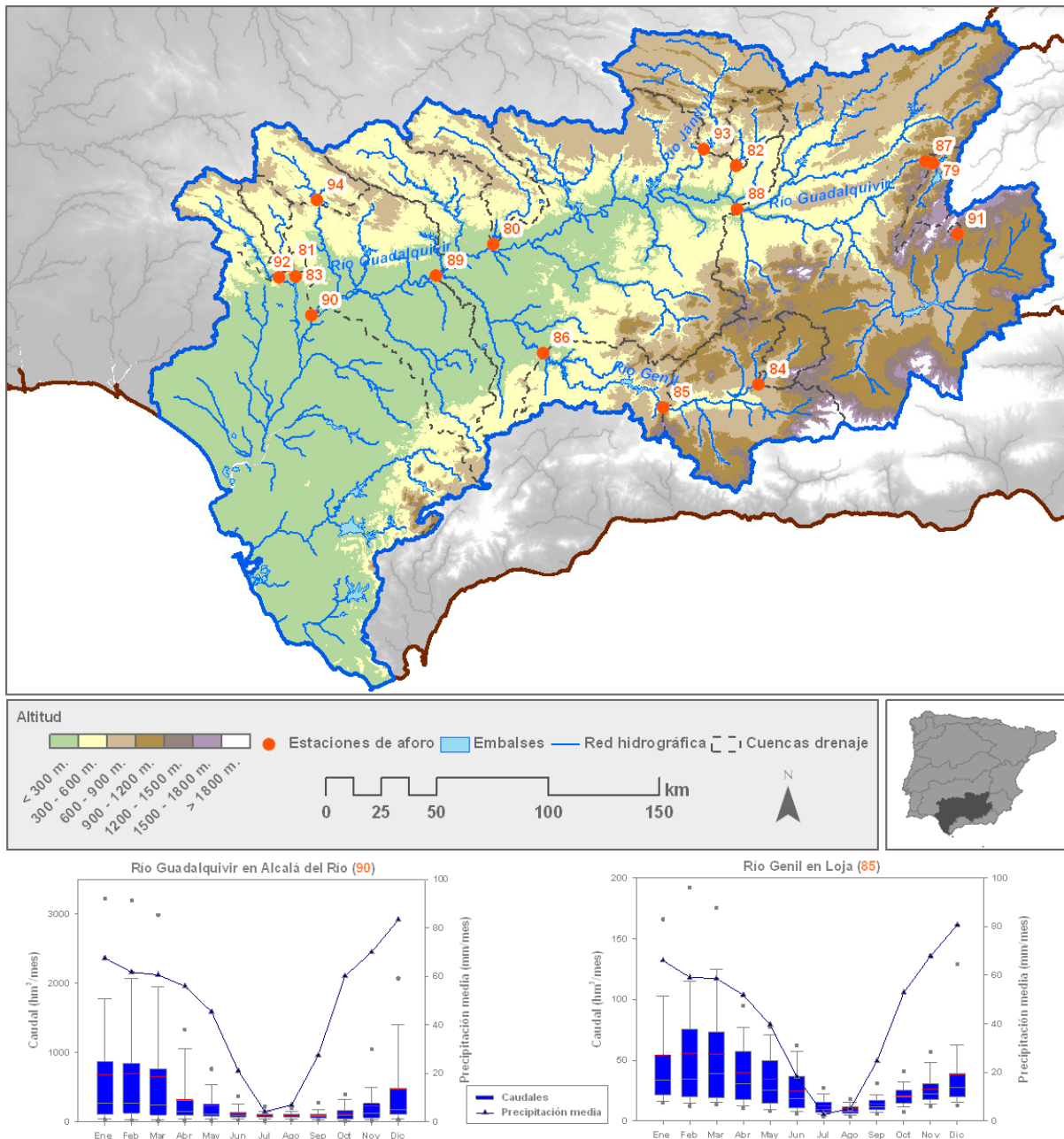


Figura 2.7. La cuenca del Guadalquivir. Arriba: topografía y localización de las estaciones de aforo incluidas en la base de datos. Abajo: hidro-pluviogramas mensuales de los ríos Guadalquivir y Genil. La línea horizontal gris denota la mediana y la roja la media. Las líneas negras hacen referencia a los percentiles 10 y 90 y los cuadrados a los percentiles 5 y 95.

2.8. La cuenca del Segura.

La cuenca del Segura tiene una superficie de 19182 km². El río Segura, con una longitud de 325 km, nace en los Montes de Segura, cerca de la cabecera del Guadalquivir. Es la cuenca más árida de la Península y la precipitación que recibe se distribuye irregularmente a lo largo del año, muchas veces incidiendo de manera torrencial y causando dañinas crecidas e inundaciones. Los principales afluentes del río Segura son el Mundo, por la izquierda (que recoge las aguas del Trasvase Tajo-Segura) y el Guadalentín y el Zumeta por la derecha. La compleja geología de la cuenca y la presencia de sustratos calizos en el curso medio y bajo son los responsables de la existencia de una densa red de acuíferos que sostiene el caudal del río (Martínez-Mena et al., 1998).

El clima de la cuenca se caracteriza por la alta estacionalidad y el carácter extremo, tanto de las precipitaciones como de las temperaturas. Tanto sequías como inundaciones son frecuentes. Las Sierras de Segura, Alcaraz y Taibilla, orientadas de noroeste a sudeste, son responsables del efecto barrera que causa la drástica disminución de las precipitaciones generadas por los frentes atlánticos de componente perpendicular a la disposición orográfica. La precipitación media anual de amplios sectores de la cuenca se encuentra en torno a los 300 mm, que se combinan con altas tasas de evapotranspiración durante el verano cuando los vientos tórridos del Norte de África disparan las temperaturas hasta valores por encima de los 40⁰C. El régimen del Segura es nivo-pluvial en cabecera y curso alto (dónde se genera la mayor cantidad de caudal) y Mediterráneo pluvial en el curso medio y bajo con habituales avenidas durante el otoño. Las características ramblas de régimen torrencial abundan en el curso bajo.

Toda la cuenca está salpicada de presas y embalses que alteran fuertemente el comportamiento de los ríos y que tienen como objetivo proveer de agua a la intensiva agricultura de regadío que se desarrolla en una zona dónde la sobreexplotación de acuíferos ha sido una práctica común. Además, el trasvase Tajo-Segura ha creado un pronunciado desequilibrio entre las cuencas del sur y del norte desde su inicio en 1979 (Gil-Olcina, 2000).

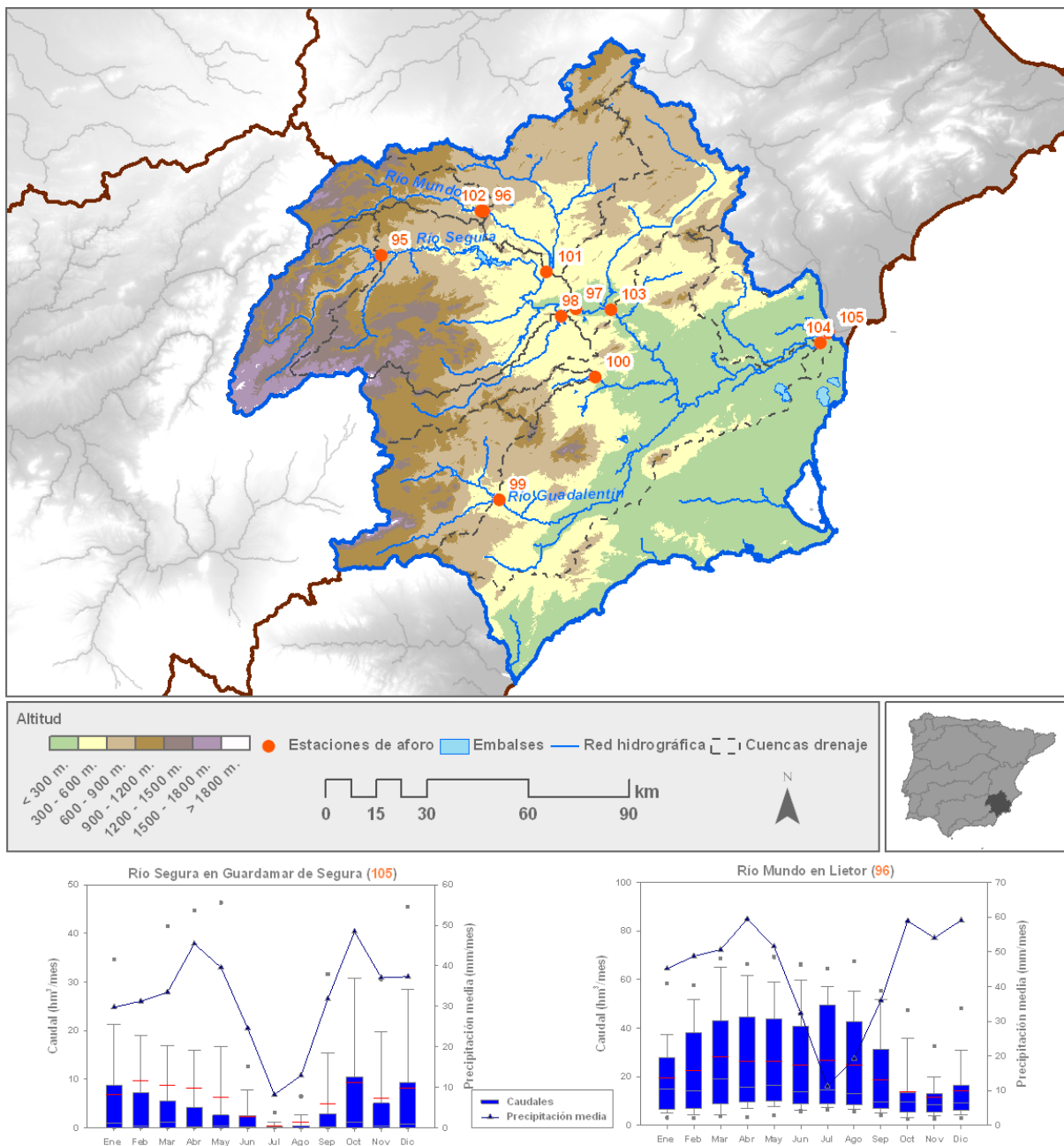


Figura 2.8. La cuenca del Segura. Arriba: topografía y localización de las estaciones de aforo incluidas en la base de datos. Abajo: hidro-pluviogramas mensuales de los ríos Segura y Mundo. La línea horizontal gris denota la mediana y la roja la media. Las líneas hacen referencia a los percentiles 10 y 90 y los cuadrados a los percentiles 5 y 95.

2.9. La cuenca del Júcar.

La cuenca del río Júcar se extiende a lo largo de 21208 km². Su principal afluente es el Cabriel (542 hm³/año) aunque en su demarcación hidrológica también se incluyen otros ríos de entidad que drenan sus aguas directamente al Mediterráneo: Cenia (31 hm³/año), Mijares (222 hm³/año), Palancia (36 hm³/año) y Turia (352 hm³/año). La práctica totalidad de las cuencas de la región presenta un comportamiento hidrológico irregular propio de los ríos Mediterráneos, al que hay que añadir la alta densidad de población de gran parte de la cuenca (más de 5 millones de habitantes en total) y los efectos del turismo: en la cuenca del Júcar existen 400000 habitaciones de hotel con un patrón de ocupación muy estacional, concentrado principalmente en verano (Collins et al., 2009). Es otra de las cuencas peninsulares cuyos recursos hídricos se ven sobrepasados por la demanda. El 22% de 1.8 millones de hectáreas dedicadas a la agricultura en la cuenca son de regadío. La extracción de agua de los cursos fluviales se ha visto acompañada por el bombeo de agua subterránea, proceso que ha alterado notablemente el régimen natural y el comportamiento supra-anual de los ríos (Gil-Olcina, 2006).

Los contrastes fisiográficos y altitudinales generan dos gradientes en la distribución de la precipitación anual (≈ 500 mm/año), uno de norte a sur y otro de oeste a este. Las mayores precipitaciones (>900 mm/año) se registran en las sierras de la Ibérica, al noroeste de la cuenca, dónde se ubican las cabeceras de los ríos con caudales más abundantes. Esta zona es también la más fría, introduciendo un componente nival en el régimen de muchos ríos pluviales Mediterráneos. Aquí la presencia de litologías calizas permite la existencia de procesos de intercambio entre las aguas superficiales y las subterráneas. La variabilidad temporal de la precipitación también es alta, tanto interanual como mensual, si bien el máximo de precipitación se concentra en otoño y primavera.

Los ríos de la cuenca se encuentran altamente modificados por 43 embalses cuyo uso principal es el riego y la producción hidroeléctrica. De ellos, 18 regulan el Júcar, 11 el Mijares y 4 el Turia. Paralelamente pequeñas presas y acequias se encuentran distribuidas por la red de drenaje alterando los caudales a nivel mucho más local.

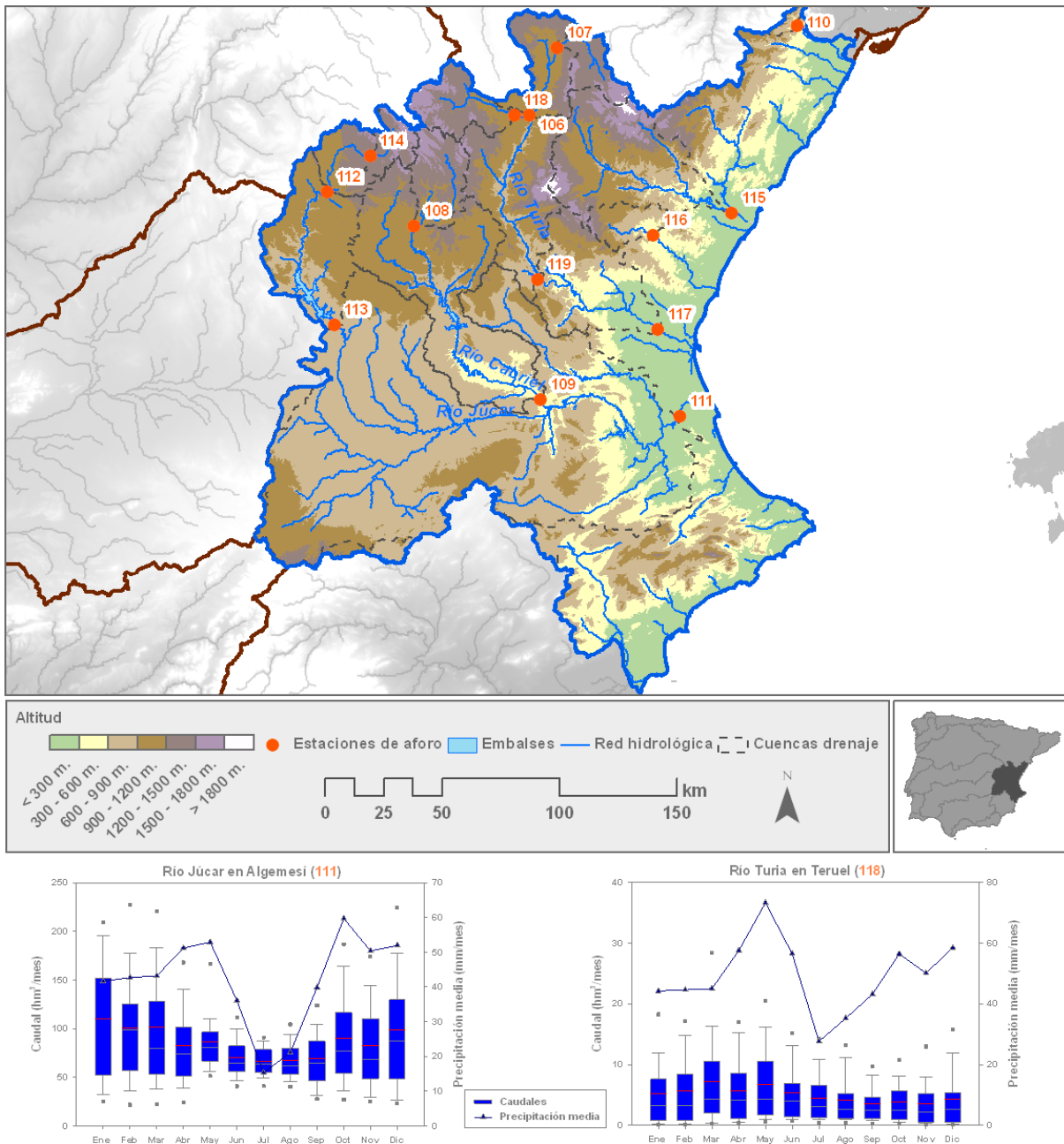


Figura 2.9. La cuenca del Júcar. Arriba: topografía y localización de las estaciones de aforo incluidas en la base de datos. Abajo: hidro-pluviogramas mensuales de los ríos Júcar y Turia. La línea horizontal gris denota la mediana y la roja la media. Las líneas negras hacen referencia a los percentiles 10 y 90 y los cuadrados a los percentiles 5 y 95.

2.10. La cuenca del Ebro.

El río Ebro (910 km de longitud) es el más importante de la vertiente Mediterránea peninsular, tanto por extensión (85362 km²) como por caudal (12279 hm³/año). La cuenca está delimitada por la Cordillera Cantábrica y los Pirineos al norte, la Cordillera Ibérica al sur y la Cordillera Costero Catalana al este. Su estructura hidrográfica está nuevamente marcada por la asimetría en la generación de aportaciones entre ambas márgenes. Por la izquierda el Ebro recibe las descargas de caudalosos ríos pirenaicos como el Arga (1570 hm³/año), Aragón (1827 hm³/año), Gállego (908 hm³/año) o Segre (2441 hm³/año). Sin embargo las descargas de los ríos de la margen derecha cuyas cabeceras se localizan en la Cordillera Ibérica, presentan un volumen mucho menor y una mayor variabilidad interanual, siendo la cuenca del río Jalón la de mayor entidad (278 hm³/año).

La cuenca del Ebro incluye una gran variedad de regímenes climáticos. El predominante es el Mediterráneo con matices continentales, si bien se convierte en semi-árido en amplios sectores del centro del valle. Contrastando con estas características propias del resto de cuencas de la vertiente Mediterránea, en la cuenca del Ebro se pueden encontrar otras variedades climáticas, como la oceánica en cabecera o la de montaña en los cursos altos de sus afluentes por la margen izquierda. La coincidencia de distintos climas en una misma unidad hidrográfica genera grandes contrastes en la distribución de la precipitación, variando desde más de 1000 mm al año en las cabeceras atlánticas y pirenaicas, a los escasos 400 mm que se recogen en amplios sectores del centro del valle.

La irregularidad de la distribución espacial de las precipitaciones tiene su reflejo en la gran variedad de regímenes hidrológicos que se dan cita en la cuenca. Los afluentes que drenan desde la Cantábrica y los Pirineos Occidentales se caracterizan por su régimen pluvial oceánico. La retención de nieve en cotas altas y el aislamiento de la influencia oceánica de las sierras centrales pirenaicas generan regímenes nivo-pluviales que son propios de los grandes tributarios del Ebro. El régimen pluvial Mediterráneo se apropia del curso bajo de la cuenca y de los afluentes que drenan sus aguas en ese sector, como el Guadalupe, Martín o Matarraña. Esta complejidad hidroclimática se ve incrementada por la influencia de los procesos de infiltración y recarga/descarga de acuíferos, especialmente notable en los sistemas Jalón-Jiloca y Martín-Matarraña en la margen derecha y Arga-

Irati en la izquierda (Tockner et al., 2009). Las mayores descargas fluviales de la cuenca se producen desde Octubre a Marzo como fruto de la influencia oceánica. Sin embargo la fusión nival genera picos de caudales altos durante Mayo en gran parte de los ríos pirenaicos.

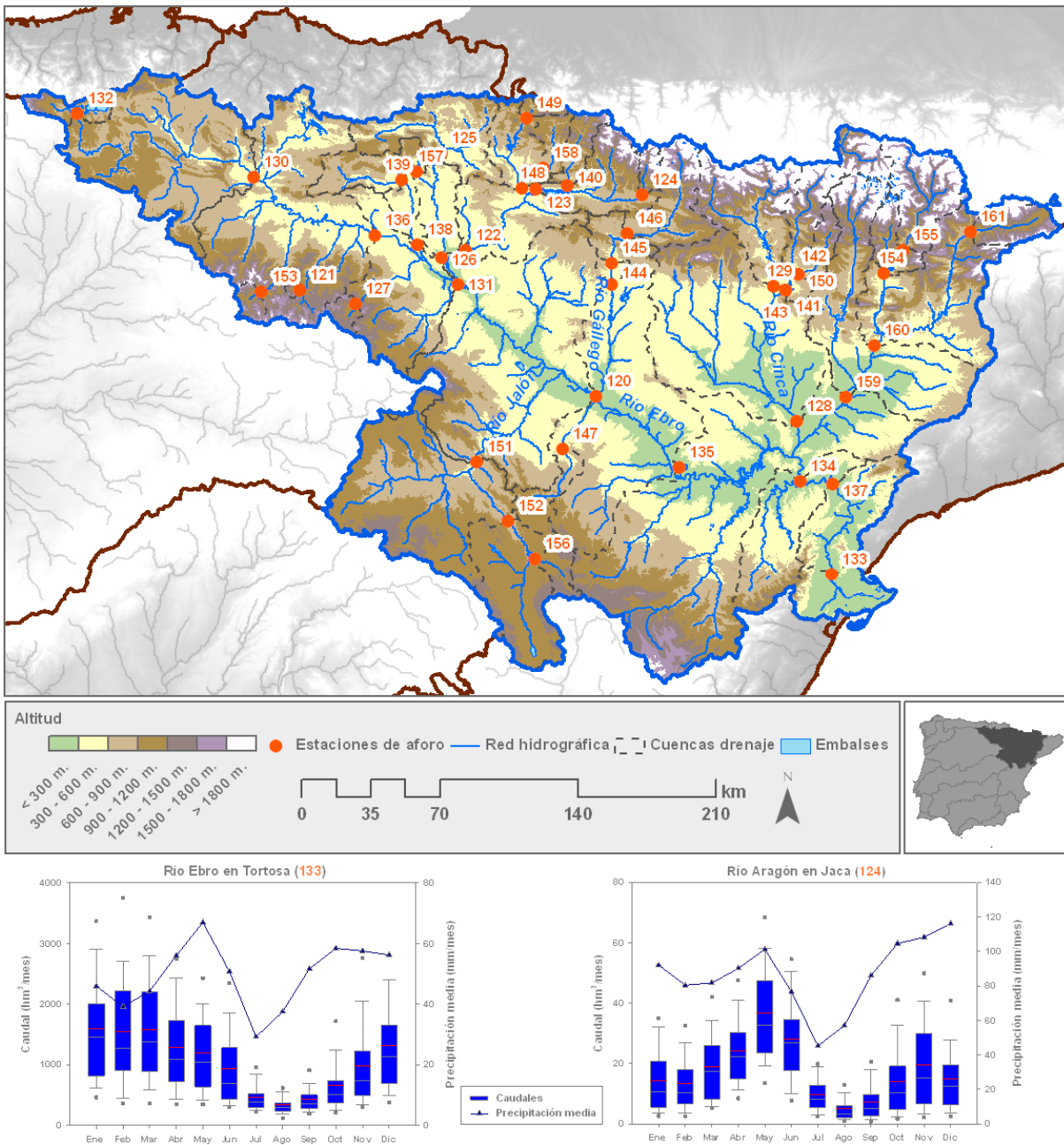


Figura 2.10. La cuenca del Ebro. Arriba: topografía y localización de las estaciones de aforo incluidas en la base de datos. Abajo: hidro-pluviogramas mensuales de los ríos Ebro y Aragón. La línea horizontal gris denota la mediana y la roja la media. Las líneas negras hacen referencia a los percentiles 10 y 90 y los cuadrados a los percentiles 5 y 95.

Los procesos de reforestación que se han desarrollado en las cabeceras de los ríos de la cuenca durante el siglo pasado han repercutido negativa y notablemente en la generación de caudales (Beguería et al., 2003; Gallart y Llorens, 2003). Sin embargo, el principal impacto antrópico en la cuenca es la regulación hidrológica, que tiene como objetivos principales el abastecimiento de la amplia red canales para riego y la producción hidroeléctrica. Las aguas de la red hidrográfica del Ebro están reguladas por 187 embalses, cuya capacidad de almacenaje se vio incrementada en un 67% entre 1950 y 1975. Entre ellos destacan las presas que regulan las aguas de los grandes afluentes pirenaicos (Itoiz, 417 hm³; Yesa, 447 hm³; Mediano, 436 hm³; El Grado, 399 hm³; Canelles, 679 hm³) o al Ebro en su curso bajo (Mequinenza 1533 hm³ y Ribarroja 210 hm³).

2.11. La Cuenca Catalanas y Mediterráneas Andaluzas.

El principal río catalán que desemboca directamente en el Mar Mediterráneo es el Llobregat, que al igual que el Fluviá (207 hm³/año), nace en los macizos prepirenaicos catalanes a unos 1600 metros de altitud. Tiene una longitud de 150 km y un caudal medio anual de 515hm³ al año. 20 kilómetros después de su nacimiento es regulado por el embalse de La Baells (109 hm³) y ya en su curso bajo recibe las aguas del río Anoia (68 km de longitud y 11 hm³/año) en Mataró. El régimen de precipitaciones de la zona es mediterráneo con dos picos de precipitación en primavera y otoño, si bien en las cabeceras prepirenaicas la precipitación supera los 1000 milímetros anuales y se sitúan en torno a los 600 en los cursos bajos. Estas características generan regímenes pluvio-nivales con el periodo de máximas descargas situado en primavera. Las cuencas catalanas incluidas en el estudio sufren una alta presión demográfica, especialmente la del Llobregat, fruto de la alta densidad de población de gran parte de la provincia de Barcelona y la demanda que la acompaña, y de la industria textil que se localizó en su ribera (Millet y Prat, 1994).

Los ríos Andaluces Mediterráneos incluidos en el estudio nacen en las sierras de Ronda y Grazalema y desembocan pocos kilómetros después en el mar Mediterráneo. Son ríos cortos, de orientación norte-sur y una disposición paralela entre sí. Los más destacados son el Guaro (22 hm³/año), el Campobuche (48 hm³/año) y especialmente el Guadiaro (301 hm³/año). Su característica principal, a excepción del Guadiaro, es lo

efímero de sus regímenes pluviales mediterráneos, con características hidrológicas más propias de ramblas que de ríos propiamente dichos, y que sufren de manera muy habitual importantes déficits hídricos durante la estación seca, derivados de los mínimos de precipitación que se producen durante los meses de verano. Desde el año 2000 el trasvase Guadiaro-Majaceite ha derivado una media de 42hm³ al año desde la cuenca del Guadiaro (vertiente Mediterránea) a la del Guadalete (vertiente Atlántica).

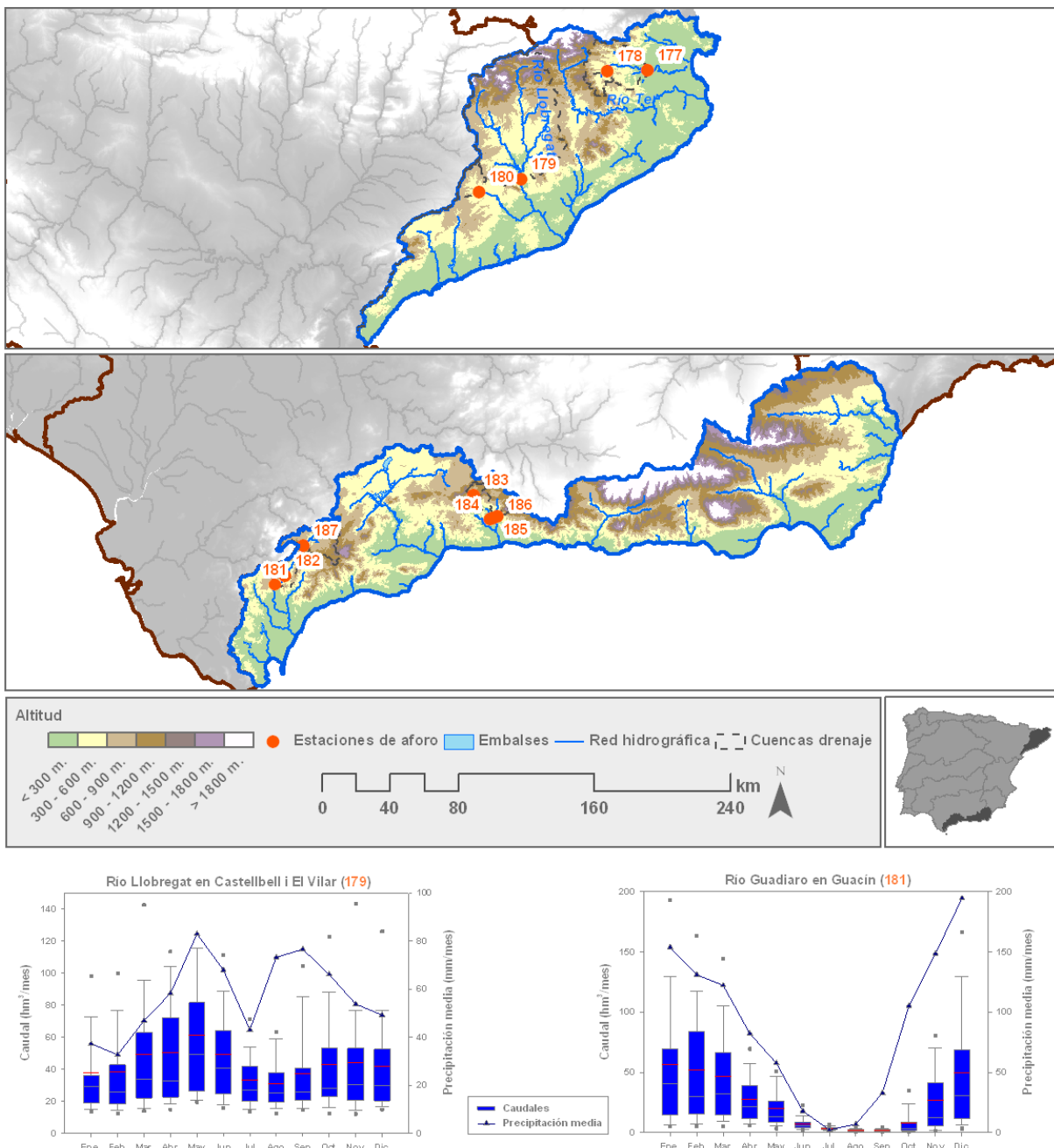


Figura 2.11. Las cuencas interiores Catalanas y Mediterráneas Andaluzas. Arriba: topografía y localización de las estaciones de aforo incluidas en la base de datos. Abajo: hidro-pluviogramas mensuales de los ríos Llobregat y Guadiaro. La línea horizontal gris denota la mediana y la roja la media. Las líneas negras hacen referencia a los percentiles 10 y 90 y los cuadrados a los percentiles 5 y 95.

2.12. La Cuencas Portuguesas: Mondego y Sado.

El mayor río portugués con 237 kilómetros de longitud y un área de drenaje de 6670 km² es el Mondego. Nace en la Serra da Estrela, la estribación montañosa más importante del país luso, y tras atravesar su cabecera glaciar y un angosto y pendiente valle medio, desemboca a través de una amplia llanura aluvial cerca de Coimbra. La cuenca está situada en una zona de transición entre los climas Atlántico y Mediterráneo, dónde se superan los 1000 milímetros de precipitación anual concentrados mayoritariamente entre Octubre y Marzo (70% del total). El caudal medio anual del río es de 411 hm³/año, si bien es altamente variable y dependiente de la precipitación. En la cuenca viven alrededor de medio millón de personas. La actividad agrícola ha sido intensa en la llanura aluvial del curso bajo y la extracción maderera habitual en el resto de la cuenca. La explotación de los embalses de la cuenca está dirigida a la producción hidroeléctrica, si bien algunos como el de Aguieira son utilizados también para el regadío.

El Sado es el otro río importante íntegramente portugués. Nace en la Sierra de Caldeirao a 230 metros de altitud y desemboca 180 kilómetros más tarde en Setúbal formando un estuario. Su cuenca de drenaje se extiende 7640km², cuya principal característica es lo tendido de sus pendientes y la topografía casi plana. La cuenca está, al igual que la del Mondego, situada en una zona de transición entre el clima Atlántico y Mediterráneo, y la distribución estacional de la precipitación muestra un patrón similar. Sin embargo, el régimen de precipitaciones más árido del Alentejo que domina en su cabecera (600mm/año) genera caudales más escasos (253hm³/año). En la cuenca del Sado existen numerosos embalses de pequeño tamaño destinados al regadío de cultivos de arroz y legumbres.

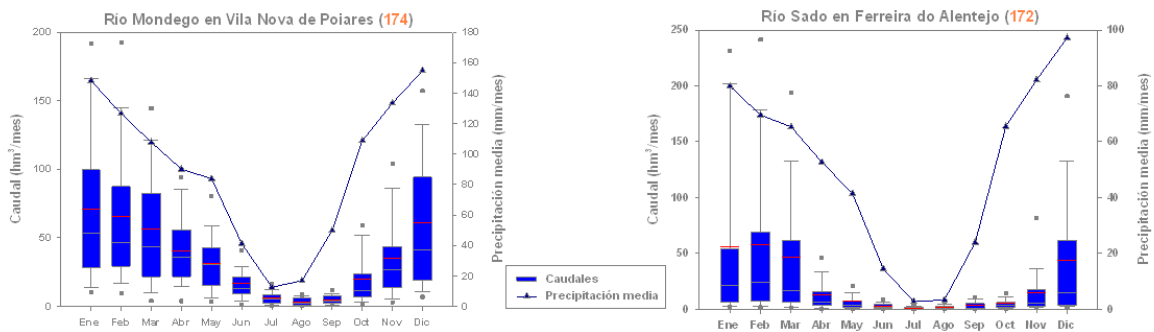
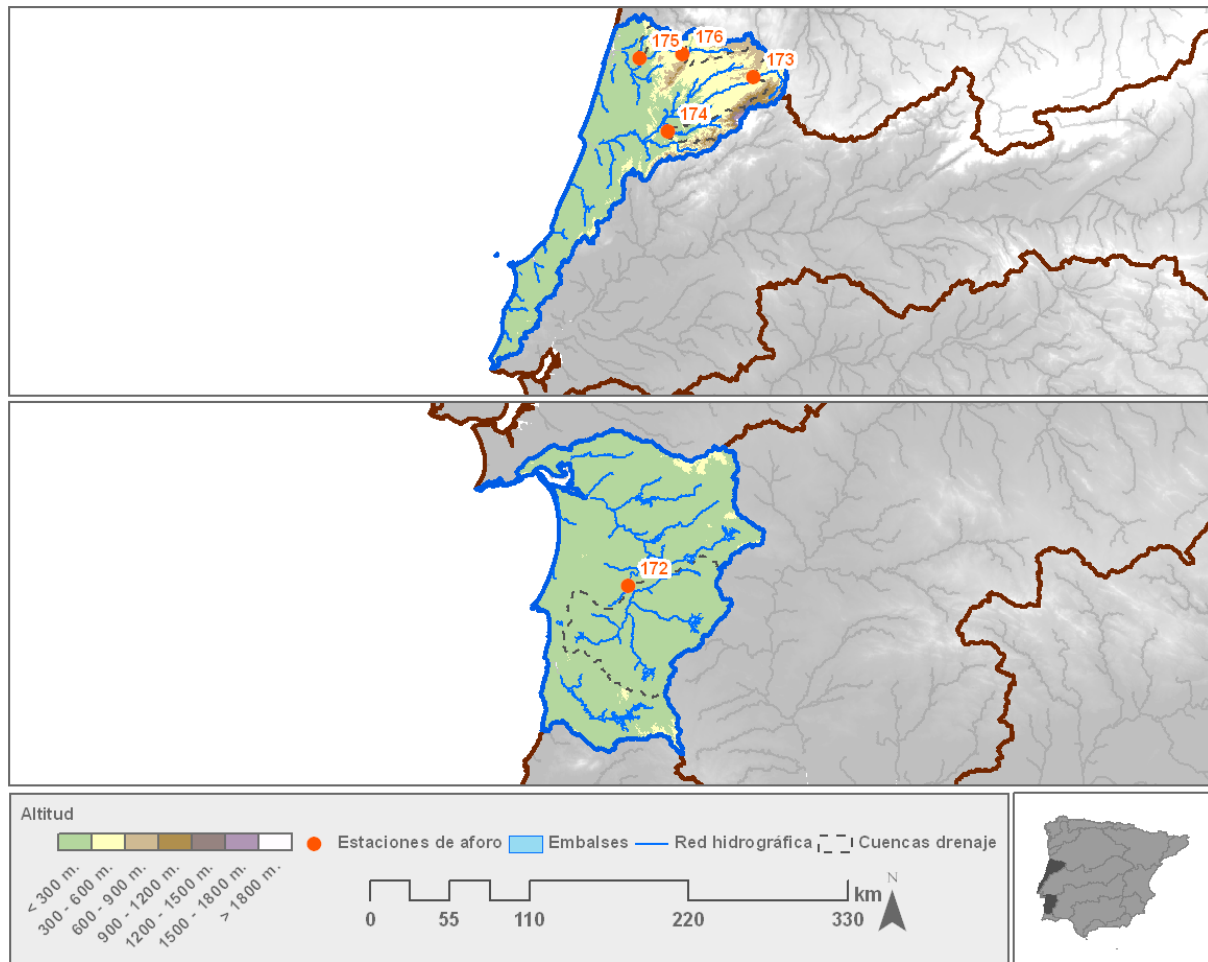


Figura 2.12. Las cuencas Portuguesas. Arriba: topografía y localización de las estaciones de aforo incluidas en la base de datos. Abajo: hidro-climogramas mensuales de los ríos Mondego y Sado. La línea horizontal gris denota la mediana y la roja la media. Los bigotes hacen referencia a los percentiles 10 y 90 y los cuadrados a los percentiles 5 y 95.

2.13. Tabla resumen de las estaciones de aforo.

Id	Id Agencia	Agencia	Corriente	Cuenca	Municipio	Prec. media anual (mm)	Caudal Medio Anual (Hm³)	Área Drenaje (Km²)	Altitud Media (m)
1	1427	CEDEX	Eo	Cantábricas	San Tirso de Abres	1221	622	713	572
2	1734	CEDEX	Cabrera	Miño	Puente de Domingo Florez	1000	411	559	1270
3	1765	CEDEX	Cabe	Miño	Monforte de Lemos	1026	185	366	589
4	1353	CEDEX	Narcea	Cantábricas	Cangas de Narcea	1370	507	531	1048
5	1408(E)	CEDEX	Navia	Cantábricas	Boal	1460	740	2294	804
6	1295	CEDEX	Sella	Cantábricas	Cangas de Onis	1427	568	480	1006
7	1358	CEDEX	Pigüeña	Cantábricas	Belmonte de Miranda	1217	202	403	1102
8	1621	CEDEX	Miño	Miño	Lugo	1267	1369	2251	504
9	1631	CEDEX	Miño	Miño	Orense	1162	8784	12763	816
10	1641	CEDEX	Miño	Miño	Crecente	1157	10571	14946	774
11	1739	CEDEX	Sil	Miño	O Barco de Valdeorras	976	2589	4300	1073
12	1769	CEDEX	Sil	Miño	Nogueira de Ramuín	1100	5470	7997	980
13	2010	CEDEX	Riaza	Duero	Maderuelo	553	86	725	1093
14	2011	CEDEX	Porma	Duero	Boñar	1342	309	251	1411
15	2015	CEDEX	Duero	Duero	Tudela de Duero	546	1048	12829	1039
16	2021	CEDEX	Pisuerga	Duero	Cervera de Pisuerga	985	187	264	1358
17	2024	CEDEX	Pisuerga	Duero	Alar del Rey	829	429	1119	1138
18	2030	CEDEX	Arlanza	Duero	Covarrubias	722	407	1204	1195
19	2031	CEDEX	Arlanza	Duero	Peral de Arlanza	642	495	2409	1061
20	2040	CEDEX	Carrión	Duero	Villoldo	872	378	917	1216
21	2042	CEDEX	Carrión	Duero	Grijota	633	397	2261	1011
22	2043	CEDEX	Pisuerga	Duero	Cabezón de Pisuerga	618	2042	14297	963
23	2046	CEDEX	Adaja	Duero	Ávila	574	127	653	1307
24	2073	CEDEX	Cea	Duero	Sahagún	808	216	762	1025
25	2077	CEDEX	Tuerto	Duero	Sta. Cristina de la Polvorosa	927	29	55	1164
26	2107	CEDEX	Rivera	Duero	Cervera de Pisuerga	1025	85	54	1286
27	2056	CEDEX	Adaja	Duero	Valdestillas	481	355	5216	1051
28	2036	CEDEX	Arlanza	Duero	Herrera de Valdecañas	603	865	5200	1004
29	2109	CEDEX	Arlanzón	Duero	Villasur de Herreros	745	65	107	1439
30	2070	CEDEX	Bernesga	Duero	La Robla	1124	335	342	1400
31	2108	CEDEX	Carrión	Duero	Velilla de Carrión	1087	240	230	1672

Id	Id Agencia	Agencia	Corriente	Cuenca	Municipio	Prec. media anual (mm)	Caudal Medio Anual (Hm³)	Área Drenaje (Km²)	Altitud Media (m)
32	2002	CEDEX	Duero	Duero	Garray	726	325	1454	1260
33	2004	CEDEX	Duero	Duero	Gormaz	569	617	4965	1125
34	2054	CEDEX	Duero	Duero	San Miguel del Pino	557	3689	36648	994
35	2062	CEDEX	Duero	Duero	Toro	540	3528	40662	972
36	2101	CEDEX	Duero	Duero	Molinos de Duero	852	92	133	1433
37	2002(E)	CEDEX	Duero	Duero	Villalcampo	585	8092	63109	961
38	2004(E)	CEDEX	Duero	Duero	Saucelle	587	9151	72284	958
39	2110	CEDEX	Duratón	Duero	San Miguel de Bernuy	612	102	936	1092
40	2082	CEDEX	Eria	Duero	Morales de Rey	695	199	4489	1102
41	2089	CEDEX	Eria	Duero	Castrocontrigo	778	151	282	1370
42	2044	CEDEX	Esgueva	Duero	Valladolid	478	59	971	904
43	2071	CEDEX	Esla	Duero	Villamañán	977	1830	3950	1179
44	2074	CEDEX	Esla	Duero	Villanueva de Azoague	785	2502	6806	1046
45	2095	CEDEX	Esla	Duero	Breto	761	4299	14414	1037
46	2029(E)	CEDEX	Esla	Duero	Muelas del Pan	742	4221	16029	1012
47	2122	CEDEX	Luna	Duero	Los Barrios de Luna	1078	452	503	1494
48	2029	CEDEX	Pisuerga	Duero	Cordovilla La Real	640	598	4241	978
49	2009	CEDEX	Riaza	Duero	Riaza	578	19	38	1480
50	2022	CEDEX	Rivera	Duero	Cervera de Pisuerga	1025	96	59	1280
51	2012(E)	CEDEX	Rivera	Duero	Cervera de Pisuerga	1025	84	54	1288
52	2080	CEDEX	Tera	Duero	Puebla de Sanabria	1344	349	305	1432
53	2006	CEDEX	Tormes	Duero	Hoyos del Espino	758	56	66	1630
54	2038(E)	CEDEX	Tormes	Duero	Montejo	747	822	1853	1328
55	3056(E)	CEDEX	Alberche	Tajo	El Burguillo	776	411	1044	1294
56	3005	CEDEX	Tajo	Tajo	Trillo	612	563	3263	1580
57	3141	CEDEX	Alagón	Tajo	Guijo de Granadilla	1003	887	1861	817
58	3183	CEDEX	Alberche	Tajo	Escalona	672	620	2996	989
59	3030	CEDEX	Gallo	Tajo	Corduente	493	60	892	1322
60	3062	CEDEX	Henares	Tajo	Alcalá de Henares	533	259	3952	1000
61	3052	CEDEX	Jarama	Tajo	Rivas-Vaciamadrid	603	812	2970	1040
62	3050	CEDEX	Jarama	Tajo	Retiendas	666	172	376	1390
63	3070	CEDEX	Manzanares	Tajo	Madrid	632	100	733	935
64	3001	CEDEX	Tajo	Tajo	Peralejos de las Truchas	882	157	408	1580
65	3012	CEDEX	Tajo	Tajo	Polán	538	2457	27147	920

Id	Id Agencia	Agencia	Corriente	Cuenca	Municipio	Prec. media anual (mm)	Caudal Medio Anual (Hm³)	Área Drenaje (Km²)	Altitud Media (m)
66	3015	CEDEX	Tajo	Tajo	Talavera de la Reina	547	3058	33851	892
67	3016	CEDEX	Tajo	Tajo	Serradilla	603	3781	41553	828
68	3012(E)	CEDEX	Tajo	Tajo	Alcántara	638	5270	51953	767
69	3082	CEDEX	Tajuña	Tajo	Orusco	507	163	2079	977
70	4005(E)	CEDEX	Becea	Guadiana	Fernancaballero	471	28	164	730
71	4004	CEDEX	Guadiana	Guadiana	Ruidera	493	75	864	961
72	4008	CEDEX	Guadiana	Guadiana	Corral de Calatrava	441	282	18921	730
73	4014	CEDEX	Guadiana	Guadiana	Villanueva de la Serena	504	1391	34936	762
74	4018	CEDEX	Guadiana	Guadiana	Badajoz	512	2535	48712	592
75	4002	CEDEX	Guadiana	Guadiana	Ossa de Montiel	478	1807	24461	746
76	4214	CEDEX	Bullaque	Guadiana	Luciana	607	217	2038	758
77	4103	CEDEX	Jabalón	Guadiana	Corral de Calatrava	421	47	2364	765
78	4105	CEDEX	Zújar	Guadiana	Villanueva de la Serena	544	564	8364	543
79	5001(E)	CEDEX	Guadalquivir	Guadalquivir	Santiago-Pontones	878	200	560	1190
80	5010(E)	CEDEX	Guadiato	Guadalquivir	Almodóvar del Río	628	176	1490	549
81	5014(E)	CEDEX	Cala	Guadalquivir	El Ronquillo	747	89	523	508
82	5005(E)	CEDEX	Grande	Guadalquivir	Baños de la Encina	562	80	577	692
83	5078	CEDEX	Cala	Guadalquivir	Guillena	740	104	591	487
84	5020(E)	CEDEX	Cubillas	Guadalquivir	Albolote	551	60	636	1033
85	5045	CEDEX	Genil	Guadalquivir	Loja	527	386	4068	1013
86	5047	CEDEX	Genil	Guadalquivir	Puente-Genil	540	658	6040	861
87	5001	CEDEX	Guadalquivir	Guadalquivir	Villanueva del Arzobispo	878	200	576	1183
88	5004	CEDEX	Guadalquivir	Guadalquivir	Mengíbar	521	1044	16205	914
89	5006	CEDEX	Guadalquivir	Guadalquivir	Palma del Río	551	3001	40663	708
90	5072	CEDEX	Guadalquivir	Guadalquivir	Alcalá del Río	563	3781	47212	653
91	5012	CEDEX	Guardal	Guadalquivir	Huescar	554	29	24	1501
92	5077	CEDEX	Huelva	Guadalquivir	Guillena	852	134	1018	474
93	5007(E)	CEDEX	Jándula	Guadalquivir	Andújar	512	185	2243	724
94	5011(E)	CEDEX	Viar	Guadalquivir	Cazalla de la Sierra	626	144	1138	552
95	7001	CEDEX	Segura	Segura	Yeste	686	246	1209	1263
96	7003	CEDEX	Mundo	Segura	Lietor	526	258	772	1045
97	7006	CEDEX	Segura	Segura	Cieza	453	611	7430	912
98	7005(E)	CEDEX	Quípar	Segura	Calasparra	384	12	849	843
99	7007(E)	CEDEX	Guadalentín	Segura	Lorca	366	22	1419	940

Id	Id Agencia	Agencia	Corriente	Cuenca	Municipio	Prec. media anual (mm)	Caudal Medio Anual (Hm³)	Área Drenaje (Km²)	Altitud Media (m)
100	7006(E)	CEDEX	Mula	Segura	Mula	452	5	171	743
101	7009(E)	CEDEX	Mundo	Segura	Hellín	391	281	2711	823
102	7008(E)	CEDEX	Mundo	Segura	Lietor	526	257	752	1056
103	7016	CEDEX	Segura	Segura	Cieza	430	596	9130	857
104	7029	CEDEX	Segura	Segura	Rojales	386	118	14961	731
105	7030	CEDEX	Segura	Segura	Guardamar del Segura	380	72	15920	703
106	8027	CEDEX	Alfambra	Júcar	Teruel	466	36	1420	1276
107	8028	CEDEX	Alfambra	Júcar	Perales de Alfambra	496	29	482	1429
108	8090	CEDEX	Cabriel	Júcar	Pajaroncillo	670	163	834	1343
109	8112	CEDEX	Cabriel	Júcar	Cofrentes	538	542	4646	988
110	8099	CEDEX	Cenia	Júcar	Puebla de Benifasar	676	31	94	869
111	8089	CEDEX	Júcar	Júcar	Algemesí	506	1023	21629	828
112	8032	CEDEX	Júcar	Júcar	Cuenca	742	306	626	1224
113	8001(E)	CEDEX	Júcar	Júcar	Alarcón	609	435	2572	1021
114	8023(E)	CEDEX	Júcar	Júcar	Villalba de la Sierra	789	111	1001	1313
115	8005	CEDEX	Mijares	Júcar	Villarreal	530	222	2511	1093
116	8074	CEDEX	Palancia	Júcar	Navajas	549	36	478	893
117	8025	CEDEX	Turía	Júcar	Manises	496	352	6140	1041
118	8096	CEDEX	Turía	Júcar	Teruel	592	60	817	1382
119	8014(E)	CEDEX	Turía	Júcar	Benagéber	507	252	4281	1211
120	9011	CEDEX	Ebro	Ebro	Zaragoza	629	7219	41535	792
121	9039	CEDEX	Albercos	Ebro	Villanueva de Cameros	745	38	44	1302
122	9005	CEDEX	Aragón	Ebro	Caparroso	868	1827	5440	860
123	9101	CEDEX	Aragón	Ebro	Yesa	934	893	2195	1102
124	9018	CEDEX	Aragón	Ebro	Jaca	1039	206	244	1586
125	9069	CEDEX	Arga	Ebro	Echauri	1281	1252	1899	712
126	9004	CEDEX	Arga	Ebro	Funes	959	1570	2998	632
127	9044	CEDEX	Cidacos	Ebro	Yanguas	708	50	226	1335
128	9017	CEDEX	Cinca	Ebro	Fraga	670	2425	9615	795
129	9016	CEDEX	Cinca	Ebro	El Grado	1069	1430	2138	1325
130	9001	CEDEX	Ebro	Ebro	Miranda de Ebro	785	1609	5467	855
131	9002	CEDEX	Ebro	Ebro	Castejón	689	7119	16407	821
132	9026	CEDEX	Ebro	Ebro	Las Rozas	1008	300	466	1060
133	9027	CEDEX	Ebro	Ebro	Tortosa	594	12279	83876	722

Id	Id Agencia	Agencia	Corriente	Cuenca	Municipio	Prec. media anual (mm)	Caudal Medio Anual (Hm³)	Área Drenaje (Km²)	Altitud Media (m)
134	9028	CEDEX	Ebro	Ebro	Fayón	598	12679	79856	788
135	9112	CEDEX	Ebro	Ebro	Sástago	613	7576	49458	768
136	9120	CEDEX	Ebro	Ebro	Mendavia	699	3318	6526	851
137	9121	CEDEX	Ebro	Ebro	Flix	595	13077	82087	781
138	9003	CEDEX	Ega	Ebro	Andosilla	715	416	1293	644
139	9071	CEDEX	Ega	Ebro	Estella	796	376	790	756
140	9063	CEDEX	Esca	Ebro	Sigües	1000	327	510	1085
141	9848(E)	CEDEX	Ésera	Ebro	Graus	910	768	1512	1308
142	9013	CEDEX	Ésera	Ebro	Graus	993	602	895	1535
143	9128	CEDEX	Ésera	Ebro	La Puebla de Castro	910	769	1512	1308
144	9012	CEDEX	Gállego	Ebro	Lupiñén	933	575	2053	1115
145	9059	CEDEX	Gállego	Ebro	Murillo de Gállego	945	908	1912	1156
146	9123	CEDEX	Gállego	Ebro	Caldearenas	1020	829	1399	1273
147	9105	CEDEX	Huerva	Ebro	Mezalocha	444	26	652	893
148	9065	CEDEX	Irati	Ebro	Liédena	1035	1065	1530	846
149	9066	CEDEX	Irati	Ebro	Arive	1453	342	165	1082
150	9047	CEDEX	Isábena	Ebro	Capella	916	167	427	1116
151	9009	CEDEX	Jalón	Ebro	Calatayud	457	278	7603	1026
152	9010	CEDEX	Jiloca	Ebro	Daroca	441	96	2721	1100
153	9034	CEDEX	Najerilla	Ebro	Mansilla	866	148	240	1395
154	9858(E)	CEDEX	Noguera Pallaresa	Ebro	Talarn	834	1041	2060	1640
155	9102	CEDEX	Noguera Pallaresa	Ebro	La Pobla de Segur	828	861	1470	1762
156	9041	CEDEX	Pancrudo	Ebro	Calamocha	469	18	378	1197
157	9830(E)	CEDEX	Salado	Ebro	Yerri	1069	113	187	843
158	9064	CEDEX	Salazar	Ebro	Navascués	1049	285	398	967
159	9024	CEDEX	Segre	Ebro	Lérida	619	2441	10427	1022
160	9861(E)	CEDEX	Segre	Ebro	Camarasa	716	1747	6237	1207
161	9023	CEDEX	Segre	Ebro	La Seu D'Urgell	774	412	754	1559
162	06O/03H	SNIRH	Sabor	Duero	Torre de Moncorvo	819	866	3490	681
163	07O/01H	SNIRH	Duero	Duero	Torre de Moncorvo	598	10963	81096	934
164	07K/01H	SNIRH	Duero	Duero	Lamego	638	13789	91179	903
165	23M/01H	SNIRH	Guadiana	Guadiana	Mourão	515	2961	52031	572
166	026L/01H	SNIRH	Guadiana	Guadiana	Beja	531	3360	59962	539
167	27L/01H	SNIRH	Guadiana	Guadiana	Serpa	531	4039	61651	529

Id	Id Agencia	Agencia	Corriente	Cuenca	Municipio	Prec. media anual (mm)	Caudal Medio Anual (Hm ³)	Área Drenaje (Km ²)	Altitud Media (m)
168	08J/01H	SNIRH	Paiva	Duero	Castro D'aire	1352	210	289	792
169	05Q/02H	SNIRH	Sabor	Duero	Mogadouro	839	726	2833	714
170	18E/02H	SNIRH	Tajo	Tajo	Santarèm	680	12350	68167	664
171	08H/02H	SNIRH	Paiva	Duero	Arouca	1649	654	649	734
172	25G/03H	SNIRH	Sado	Sado	Ferreira do Alentejo	598	253	2726	136
173	10L/01H	SNIRH	Mondego	Mondego	Fornos de Algodres	816	260	602	724
174	12H/03H	SNIRH	Mondego	Mondego	Vila Nova de Poiares	1073	411	666	627
175	9G/01H	SNIRH	Caima	Mondego	Albergaria-a-Velha	1460	165	189	428
176	09I/02H	SNIRH	Vouga	Mondego	Albergaria-a-Velha	1516	404	651	552
177	EA016	A. Catalana del Agua	Fluviá	Catalanas	Esponellá	1010	207	809	581
178	EA013	A. Catalana del Agua	Fluviá	Catalanas	Olot	1052	46	135	740
179	EA023	A. Catalana del Agua	Llobregat	Catalanas	Castellbell i el Vilar	687	515	3343	771
180	EA011	A. Catalana del Agua	Anoia	Catalanas	Jorba	536	11	217	626
181	0001	A. Andaluza del Agua	Guadiaro	Andaluzas	Guacín	1054	301	586	795
182	0033	A. Andaluza del Agua	Guadiaro	Andaluzas	Cortes de la Frontera	1097	208	496	835
183	0013	A. Andaluza del Agua	Guaro	Andaluzas	Alfarnatejo	629	7	50	1064
184	0014	A. Andaluza del Agua	Guaro	Andaluzas	Viñuela	628	22	129	759
185	0015	A. Andaluza del Agua	Alcaucín	Andaluzas	Viñuela	636	9	210	1029
186	0016	A. Andaluza del Agua	Bermuza	Andaluzas	Canilla de Aceituno	628	5	15	919
187	0030	A. Andaluza del Agua	Campobuche	Andaluzas	Benaoján	1094	48	376	873

Capítulo 3

Base de datos y metodología

En este capítulo se presenta la base de datos hidrológica utilizada en el estudio y los procedimientos seguidos para su obtención y validación. Se informa además sobre los índices estandarizados, de caudal y precipitación, empleados para la realización de los análisis posteriores. Finalmente se aportan la descripción y la valoración crítica de los métodos y herramientas empleados de manera generalizada a lo largo de la tesis, dado que las metodologías más específicas se tratan en sus capítulos correspondientes.

La integración dentro de un conjunto coherente de una metodología eficaz junto con una base de datos fiable y representativa del área de estudio, orientada a la consecución de los objetivos planteados en este trabajo, no es una labor sencilla. Adicionalmente, cuando se trata de un estudio a una escala espacial tan amplia, fundamentado en una base de datos hidrológica que hasta la fecha no había sido utilizada de forma masiva, el uso de diferentes técnicas y herramientas estadísticas se hace necesario, tanto para su creación como para su tratamiento y análisis. Sin embargo, su utilización ha de ser valorada de manera crítica, considerando el carácter singular del fenómeno de la sequía y las particularidades hidroclimáticas de la Península Ibérica. Esa adaptación y selección metodológica encaminada a la consecución de los objetivos planteados en el primer capítulo se ha de dar, no sólo en la cuantificación de los impactos de los déficits de precipitación y su influencia en el comportamiento hidrológico, sino también en la evaluación del impacto que las estrategias de gestión implementadas han producido en los sistemas fluviales durante la segunda mitad del siglo pasado y en la evaluación del papel que otros factores, como la evapotranspiración, juegan en la generación y propagación de las sequías en los sistemas hidrológicos dentro de un contexto de calentamiento global. Por estas razones, el tercer capítulo se ocupa, no sólo de aportar una descripción general de las herramientas empleadas, sino de discutir la adecuación y pertinencia de su uso. Para facilitar el seguimiento, a continuación se incluyen la base de datos (hidrológica) y los métodos que han sido utilizados de manera generalizada a lo largo de la tesis, reservando un apartado en cada capítulo dedicado a los datos climáticos y la metodología específica que se emplea en cada uno de ellos.

A diferencia de los estudios basados en modelos, este trabajo tiene un carácter empírico y está basado en datos observacionales, por lo que la obtención de una base de datos de calidad contrastada resulta fundamental para la consecución de los objetivos planteados. Por ello, en la sección 3.1 se describe de manera pormenorizada la elaboración de la base de datos de caudales mensuales empleada en este trabajo. Se incluye el proceso

seguido para la obtención de los datos, los criterios para seleccionar las series, el relleno de las mismas y su validación.

Para la definición del periodo de estudio, y dado que la calidad de las series era muy variable, el criterio seguido estuvo basado en un compromiso entre la densidad espacial y la cobertura temporal: era necesario obtener una muestra representativa de la variabilidad espacial presente en los sistemas hidrológicos peninsulares y, a la vez, un periodo de tiempo suficientemente amplio para abarcar los cambios acaecidos durante la segunda mitad del siglo XX, que pueden ser derivados, no sólo de los procesos de cambio climático, sino también del intensivo proceso de regulación hidrológica que ha tenido lugar en la Península desde los años sesenta. Además, se tuvieron en cuenta una serie de requisitos complementarios a la hora de definir el periodo de estudio, siguiendo las recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial (WMO, www.wmo.int): los análisis sobre la variabilidad climática han de comprender un periodo de al menos 30 años, en el que se incluya el periodo de referencia 1961-1990 para hacer los resultados comparables con los de otros estudios. Adicionalmente, y dado que en el capítulo siguiente se muestra un análisis de tendencias, se siguió la recomendación de Kundzewicz y Robson (2000), quienes aconsejaban la inclusión de un periodo de análisis de al menos 50 años para detectar cambios significativos en series de datos hidrológicos. De esta manera, y dado que el último año con datos disponibles en el momento de la adquisición de los mismos fue 2005, el periodo de estudio se fijó entre 1945 y 2005, cumpliendo de esta manera con todos los requisitos planteados.

3.1. Base de datos hidrológica: obtención, relleno y validación.

Con el objetivo de crear una base de datos de aportaciones fluviales representativa de la totalidad de la Península Ibérica se adquirieron las series mensuales de caudal (en bruto) pertenecientes a 1460 estaciones de aforo (Figura 3.1) recopiladas y distribuidas por las distintas agencias del agua españolas (Centro de Estudios Hidrográficos, Agència Catalana de l'Aigua, Agencia Andaluza del Agua y Augas de Galicia) y la portuguesa (Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos).

El método de obtención de los caudales diarios en la Península está basado en el nivel (altura) del agua registrada diariamente en cada estación de aforo. Estas

observaciones son transformadas en caudales mediante el método de la curva de gasto, usando generalmente la fórmula de descarga de Manning, que relaciona la velocidad del agua al pasar por la estación de aforo con la sección transversal del canal ($Q = A \times V$). En este estudio se integraron las descargas fluviales mensuales en cada estación a partir del promedio de las descargas diarias.

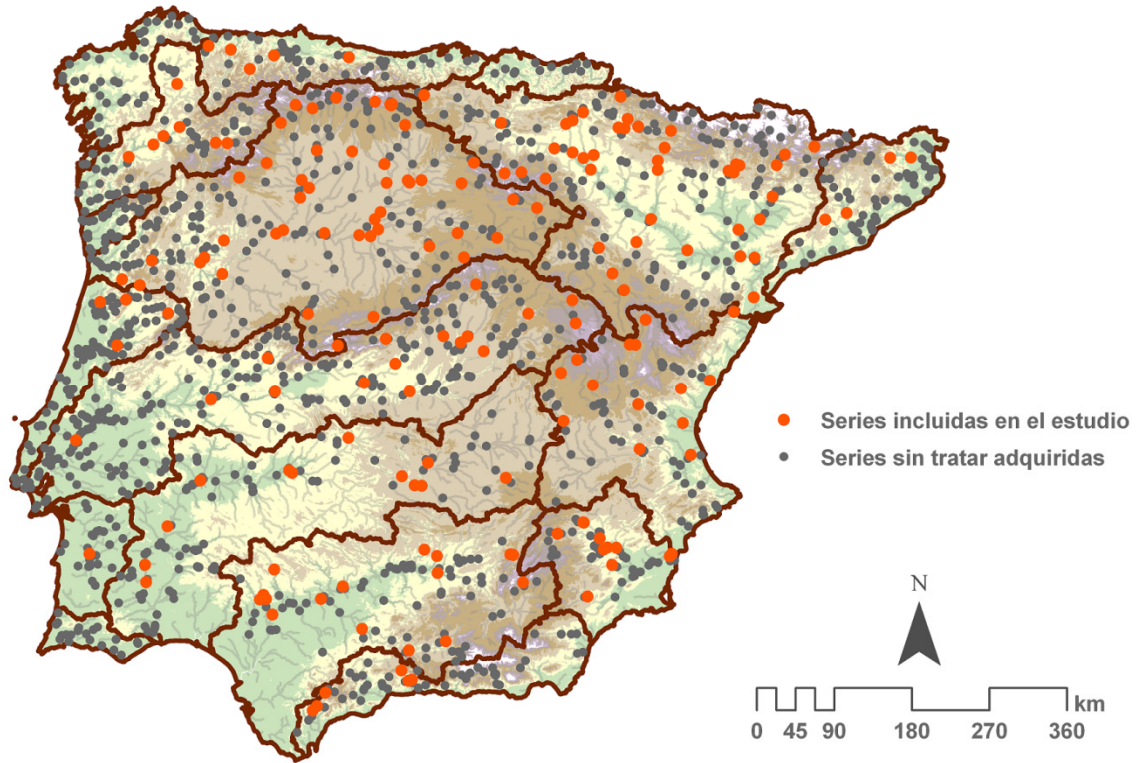


Figura 3.1. Distribución espacial de las estaciones de aforo de las que se dispuso de series mensuales de caudal (puntos grises) y de las estaciones de aforo cuyas series de caudal fueron incluidas en el estudio (puntos naranjas).

A diferencia de otras variables como la temperatura o la precipitación (Peterson y Easterling, 1994; Alexandersson y Moberg, 1997), en el caso de los caudales no existe en la literatura científica un protocolo consensuado para el relleno y control de calidad de las series de datos hidrológicos. Por este motivo, las directrices que se han seguido para la integración y validación de la base de datos están basadas en criterios puramente racionales, orientados a la obtención de una base de datos lo suficientemente representativa y fidedigna, tanto en términos de variabilidad y distribución espaciales, como de calidad estadística. El porcentaje de lagunas y la longitud de las series es muy variable, por lo que únicamente se incluyeron las series más completas (con menos datos perdidos) y con secuencias de datos más largas para el periodo 1945-2005, con el fin de evitar la generación de errores durante el proceso de relleno de las series. De esta manera, se seleccionó un total de 187 series de aportaciones mensuales basándonos en la longitud y

el porcentaje de datos perdidos: aquellas series con más de un 10% de datos ausentes sobre la longitud total de las series fueron excluidas. El procedimiento seguido para rellenarlas se basó en un modelo de regresión lineal, en el que las series independientes correspondían al mismo río o a un afluente del río cuya serie era objeto del relleno (variable dependiente). La correlación mínima entre las series incluidas en el modelo se fijó en $r=0.8$ durante un periodo común mínimo de 10 años (120 registros). Una vez rellenadas, se evaluó la calidad del proceso de relleno mediante un doble test de homogeneidad usando el test T de Student (Yue y Pilon, 2004) y la Ratio de semejanza de Worsley (Worsley, 1979) encaminados a la detección de cambios abruptos en series hidrológicas, siguiendo las recomendaciones de Kundzewicz (2004) y Kundzewicz y Robson (2004). Dado que no se dispuso de metadatos y que ambos test detectaron el mismo número de inhomogeneidades (38), las series fueron subsiguientemente analizadas de manera individual para encontrar la fuente del cambio en las series temporales y averiguar si se trataba, bien de una modificación inducida en los sistemas hidrológicos por las estrategias de gestión o de un defecto o alteración en las lecturas reales.

Las inhomogeneidades detectadas no fueron corregidas cuando estuvieron relacionadas con: a) un cambio abrupto causado por un trasvase de agua o un cambio en los usos consuntivos del agua (ver ejemplo en la figura 3.2a), ya que se pretende investigar la influencia de los trasvases o los cambios de gestión en los caudales; y b) un cambio abrupto causado por la construcción de un embalse, el cual modifica el promedio de la serie previo al represamiento. En el ejemplo de la figura 3.2b se muestran los caudales combinados de los ríos Cabriel y Guadazaón (línea negra) medidos en la estación de aforo aguas abajo del embalse de Contreras, y la importante diferencia con respecto al caudal medido en la estación aguas arriba antes del represamiento del Cabriel (línea gris). Tras la construcción del embalse de Contreras en 1974 se produjo un descenso en las aguas desembalsadas del mismo, causado por la derivación de aguas al canal Júcar-Turia encargado de abastecer a la ciudad de Valencia. Una inhomogeneidad encontrada en las series y no explicada por ninguna de las dos causas anteriores es la relativa a la serie del río Píguena (Figura 3.2c), donde la construcción de una planta hidroeléctrica aguas arriba de la estación de aforo causó una derivación de agua, que fue desde entonces retornada aguas abajo de la estación. Consecuentemente el aforo estaba registrando caudales más bajos que los valores reales, que se añaden cuando el agua es devuelta al cauce principal tras turbinar en la central.

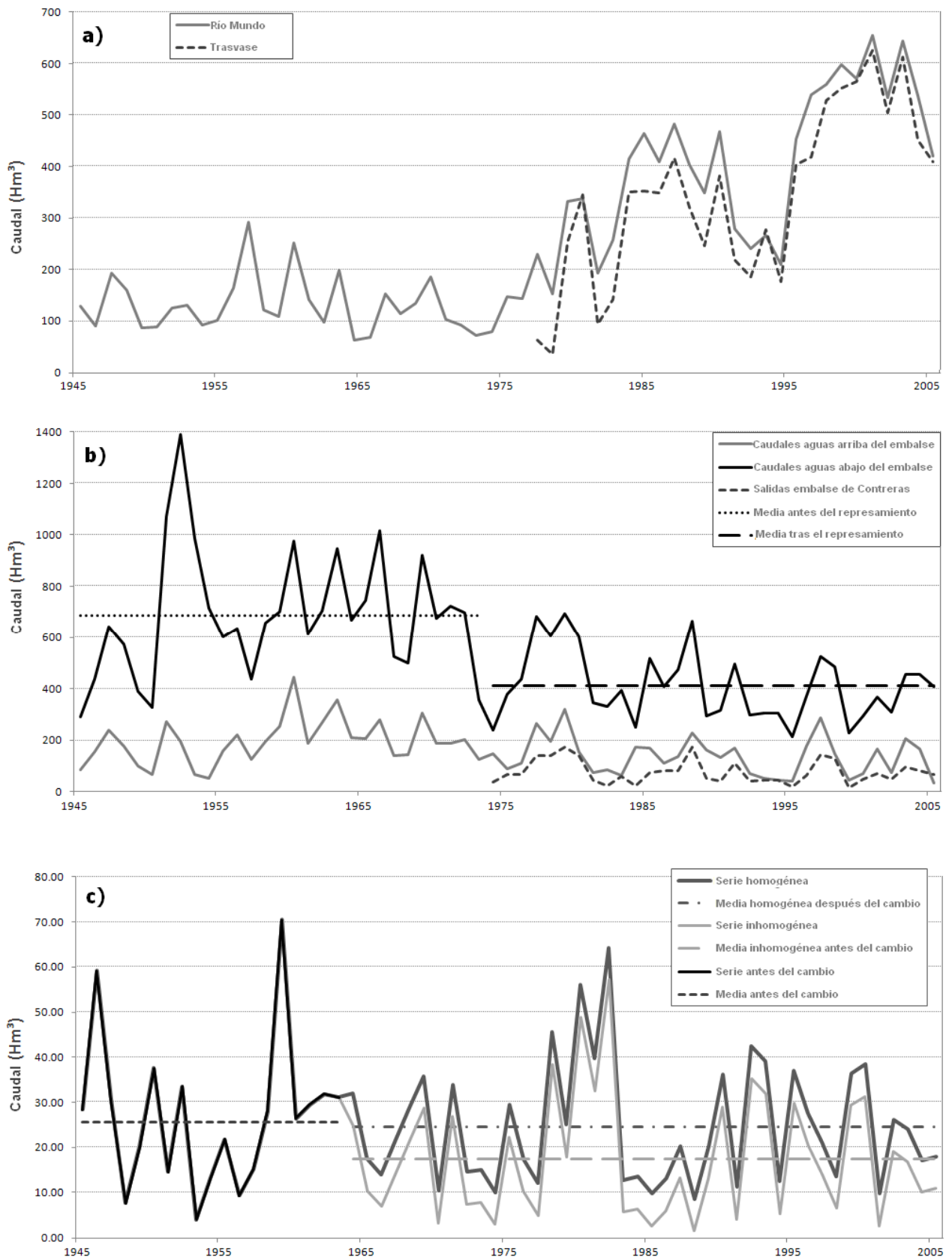


Figura 3.2. A) Evolución temporal de las aportaciones anuales del río Mundo y los caudales aportados por el Trasvase Tajo-Segura. B) Evolución temporal de las aportaciones anuales del río Cabriel aguas arriba del embalse de Contreras y aportaciones anuales aguas abajo del embalse antes y después de la construcción del embalse. C) Serie de caudales anuales del río Pisuerga: serie original antes de la derivación de agua (línea negra), serie inhomogénea original tras la derivación (línea gris claro), y serie de aportaciones anuales corregida y homogénea (línea gris oscuro).

Esta fue la única inhomogeneidad corregida, ya que las 37 restantes son relativas a la gestión real del agua y no a alteraciones que provocan una lectura inferior a la cantidad de caudal real que circula por un determinado curso fluvial. Para su corrección se aplicó el Test de Homogeneidad Normal Estándar (Alexandersson, 1986) implementado en el software AnClim (Stepánek, 2008a) y el cálculo asociado al mismo, que suma o resta los valores pertinentes para restaurar los promedios originales de las series mensuales antes de que se produjese la perturbación en el caudal. El resultado de este proceso fue una base de datos compuesta por 187 series mensuales de aportaciones en estaciones de aforo de calidad contrastada y distribuidas uniformemente por toda la Península Ibérica (Figura 3.1).

3.2. El Índice de Caudal Estandarizado (SSI).

La singular naturaleza de las sequías, que genera impactos asociados en diferentes sistemas y a distintas escalas temporales, hace que éstas sean difíciles de delimitar y monitorizar. Por este motivo, en los últimos años se ha realizado un importante esfuerzo dedicado a la formulación y cálculo de índices de sequía climática (Heim, 2002), ya que aportan el potencial para cuantificar la intensidad, magnitud y extensión espacial de las sequías. Los enfoques que generalmente se han seguido para calcularlos han permitido, a su vez, la comparación de los impactos de la sequía entre diferentes regiones con distintas características climáticas, puesto que éstos están basados en el cálculo de series estandarizadas (o dicho de otro modo, el número de desviaciones estándar que muestra cada valor mensual respecto al valor promedio), con un promedio de 0 y una desviación estándar de 1. Este procedimiento se aplica a diferentes variables hidroclimáticas como la precipitación y los balances hídricos (McKee et al., 1993; Vicente-Serrano et al., 2010a).

Este mismo enfoque ha sido utilizado en este trabajo para obtener un índice de sequía de caudal estandarizado (Standardized Streamflow Index, SSI; Vicente-Serrano et al., 2012) que permita monitorizar y cuantificar las sequías fluviales peninsulares. Sin embargo, las series de variables hidrológicas no suelen seguir una distribución normal y el proceso de estandarización resulta más complejo, debiendo las series de caudal ajustarse a otras distribuciones de probabilidad (Gámiz-Fortis et al., 2010) para obtener valores

estandarizados. Esto se acentúa en una región como la Península Ibérica, donde se manifiestan regímenes hidrológicos con características estadísticas muy variables, tanto en el tiempo como en el espacio (Vicente-Serrano et al., 2012).

Recientemente han aparecido varios índices de caudal estandarizados en la bibliografía científica, como el Standardized Runoff Index (SRI; Shukla y Wood, 2008) o el Streamflow Drought Index (SDI; Nalbantis y Tsakiris, 2009). Sin embargo, ambos presentan el inconveniente de utilizar una única distribución de probabilidad para su cálculo y por lo tanto su fiabilidad puede disminuir cuando se utilizan en un estudio de carácter regional como este, en el que los índices han de permitir la comparación de una gran variedad de regímenes hidrológicos muy diferentes entre sí, además de distintas características fisiográficas y funcionales, y diferentes magnitudes de caudal. Se ha demostrado que el uso de una única distribución de probabilidad para distintas estaciones de aforo no permite el cálculo de un índice de caudal preciso debido a la gran variabilidad que presentan las propiedades estadísticas de las series de caudales mensuales en distintos ámbitos geográficos, lo que ha generado una gran variabilidad espacial a la hora de seleccionar la distribución de probabilidad que mejor se ajusta a una u otra serie de caudal mensual (Kroll y Vogel, 2002; Yue y Wang, 2004; McMahon et al., 2007; Zaidman et al., 2002; Nalbantis y Tsakiris, 2009; López-Moreno et al., 2009). Es por ello que en este trabajo se utiliza un enfoque novedoso, en el que se evalúa de manera sistemática la distribución de probabilidad que mejor se ajusta a los caudales de cada estación de aforo en cada mes del año, para obtener un índice de caudal lo más preciso posible, ya que no sólo contempla la variabilidad espacial entre cuencas, sino también la variabilidad mensual de la distribución de los caudales en una única estación de aforo.

El Índice de Caudal Estandarizado (SSI) está basado en el ajuste de cada serie mensual de caudal a 6 distribuciones de probabilidad distintas (General de Valores Extremos, Pearson III, log-logística, lognormal, General de Pareto y Weibull). Para cada serie mensual se escoge la distribución que mejor ajusta los caudales a partir de un test estadístico. En Vicente-Serrano et al. (2012) se incluyen las ecuaciones para el cálculo de los parámetros de cada una de las 6 distribuciones, basado en el método de los L-momentos (Hosking, 1990). Una vez obtenidas las probabilidades acumuladas $[F(x)]$ correspondientes a los valores de caudal mensual, dichos caudales se transforman en series de unidades z , con una media igual a 0 y una desviación estándar igual a 1. Para ello se

utiliza el método clásico de Abramowitz y Stegun (1965) basado en una aproximación polinómica:

$$(ecuación 3.1) \quad SSI = W - \frac{C_0 + C_1W + C_2W^2}{1 + d_1W + d_2W^2 + d_3W^3}$$

donde

$$(ecuación 3.2) \quad W = \sqrt{-2 \ln(P)} \quad \text{para } P \leq 0.5$$

P es la probabilidad de exceder un determinado valor x , y $P = 1 - F(x)$. Si $P > 0.5$; se reemplaza P por $1 - P$ y el signo del SSI resultante se invierte. Las constantes son: $C_0 = 2,515517$; $C_1 = 0.802853$; $C_2 = 0.010328$; $d_1 = 1.432788$; $d_2 = 0.189269$; $d_3 = 0.001308$.

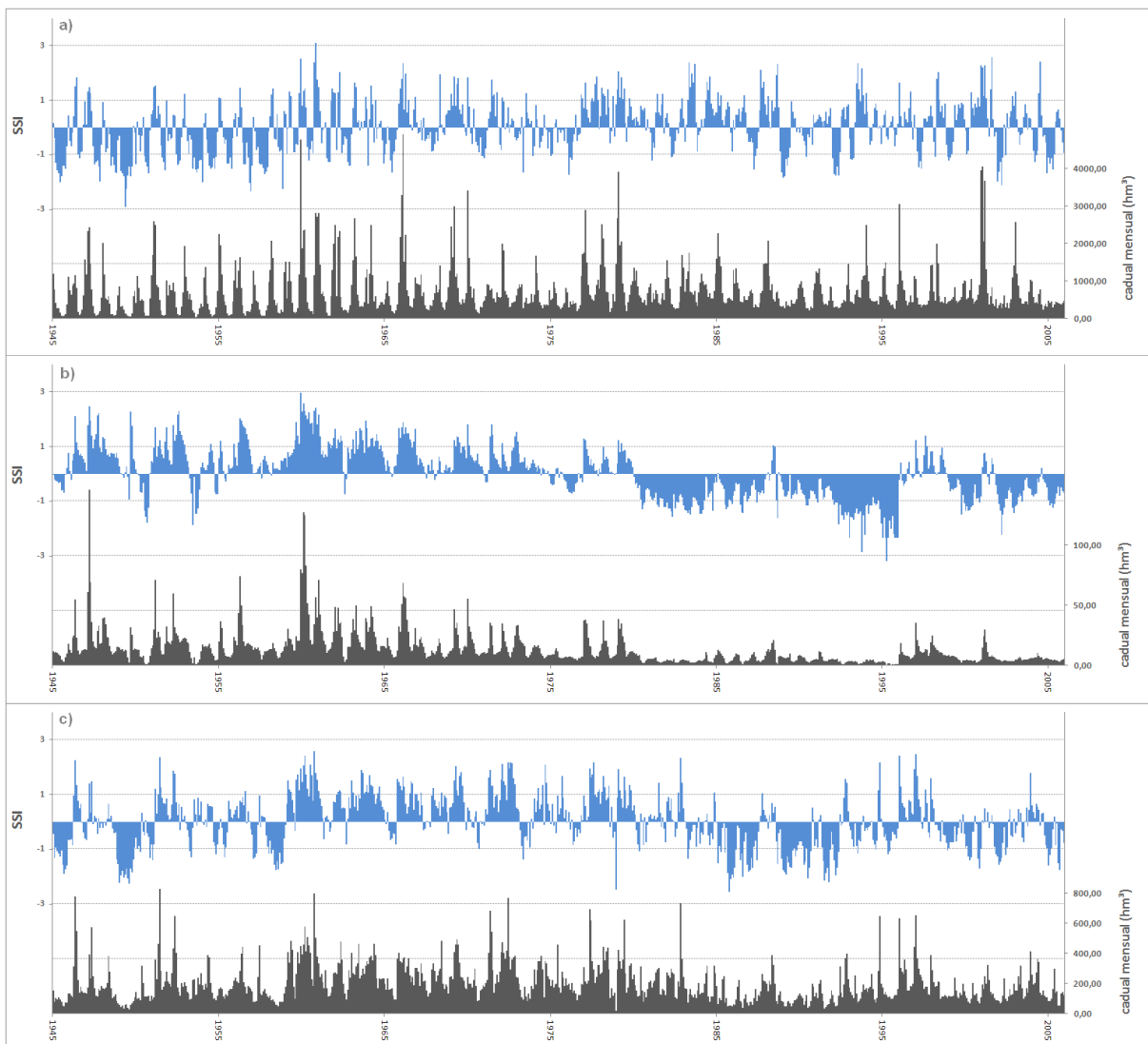


Figura 3.3. A) Evolución temporal del índice estandarizado de caudal (SSI) y de los caudales mensuales del río Miño en Orense. B) Evolución temporal del índice estandarizado de caudal (SSI) y de los caudales mensuales del río Tajuña en Orusco. C) Evolución temporal del índice estandarizado de caudal (SSI) y de los caudales mensuales del río Segre en Lérida.

La selección de la mejor distribución se realiza utilizando la aproximación cuantitativa propuesta por Kroll y Vogel (2002), donde se selecciona la mejor distribución en base a la mínima distancia ortogonal entre las muestras de L-momentos en una estación i y la relación de L-momentos para una distribución dada seleccionada de entre las 6 distribuciones consideradas, minimizando el sesgo y la curtosis de la nueva variable estandarizada. En la figura 3.3 se muestran varios ejemplos de series de caudal mensual de distintas cuencas y las series convertidas a valores z . La estandarización de los caudales permite la comparabilidad de los mismos en el tiempo y en el espacio, independientemente de las diferencias de caudal entre cuencas y de los distintos regímenes fluviales.

3.3. El Índice de Precipitación Estandarizada (SPI).

En la sección anterior se hacía referencia a varios enfoques para calcular índices de sequía climática que estaban fundamentados en la transformación de series mensuales de variables hidroclimáticas o series estandarizadas de anomalías de precipitación del balance hídrico climático. Entre ellos destacan el Índice de Severidad de Sequía de Palmer (Palmer Drought Severity Index, PDSI; Palmer, 1965) y los índices que se han derivado a partir de él (Karl et al., 1987; Heddinghaus y Sabol; 1991; Wells et al., 2004); el Índice de Precipitación Estandarizada (Standardized Precipitation Index, SPI; McKee et al., 1993) y el Índice Estandarizado de Precipitación y Evapotranspiración (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, SPEI; Vicente-Serrano et al., 2010a). Este último será presentado y aplicado en los análisis del octavo capítulo de la tesis. Todos ellos a excepción del SPEI, debido a su reciente publicación, han sido intensamente utilizados para evaluar los impactos de la sequía en los distintos sistemas donde éstos se manifiestan: la actividad vegetal y el crecimiento de los bosques (Lotsch et al., 2003; Vicente-Serrano, 2007; Quiring y Ganesh, 2010; Pasho et al., 2011), la productividad de los cultivos (Vergni y Todisco, 2011; Potop, 2011), el nivel de los acuíferos (Khan et al., 2008; Fiorillo y Guadagno, 2010) y las descargas fluviales (Sims et al., 2002; Vicente-Serrano y López-Moreno, 2005; Zhai et al., 2010).

Entre ellos, el PDSI ha recibido numerosas críticas fundamentalmente debidas a que los parámetros necesarios para su cálculo son muchos, costosos de obtener y han sido calibrados tan sólo en los Estados Unidos. Por ello, los resultados que arrojan no son comparables en otros ámbitos geográficos. Este problema se resolvió con el desarrollo de los Índices de Palmer Auto-Calibrados (Wells et al., 2004). A pesar de ello, la otra carencia de los Índices de Palmer es que no permiten monitorizar las sequías a diferentes escalas temporales y, por tanto, no permiten una evaluación precisa de las condiciones en diferentes regiones y sistemas naturales. Esta última representa su mayor desventaja con respecto a un índice de concepción multi-scalar como el SPI (Edwards y McKee, 1997). El SPI requiere por su parte de un número menor de variables, es de fácil computación, y permite evaluar las condiciones acumuladas de sequía o déficit hídrico a distintas escalas temporales. Estas razones han llevado al SPI a ser uno de los índices de sequía climática más extendidos y utilizados en los últimos años a nivel global. En este trabajo se ha utilizado el SPI por las razones expuestas, pero principalmente por su capacidad de monitorización multi-escalar.

McKee et al. (1993) utilizaron la distribución Gamma para transformar las series de precipitación en series estandarizadas y obtener así el SPI. En este trabajo se ha utilizado el algoritmo descrito por López-Moreno y Vicente-Serrano (2008) para calcular los SPI a escalas desde 1 a 48 meses, basándose en el mejor ajuste de las series de precipitación a la distribución Pearson III (Guttman, 1999; Quiring, 2009), pues además de los parámetros de forma y escala de la distribución Gamma, presenta un parámetro más (origen), que la hace más flexible para el cálculo del SPI.

La Figura 3.4 muestra un ejemplo ilustrativo de la evolución temporal de la serie de precipitación y del SPI promedio de la cuenca del Segura calculado a las escalas de 3, 6, 12, 24 y 48 meses entre 1945 y 2005. Se aprecia como a escalas temporales cortas existe una alta frecuencia en la alternancia entre periodos secos y húmedos. Sin embargo, a medida que las escalas temporales se hacen más largas, los déficits de precipitación se acumulan y la frecuencia en la variación es mucho menor, con periodos secos y húmedos mucho más duraderos.

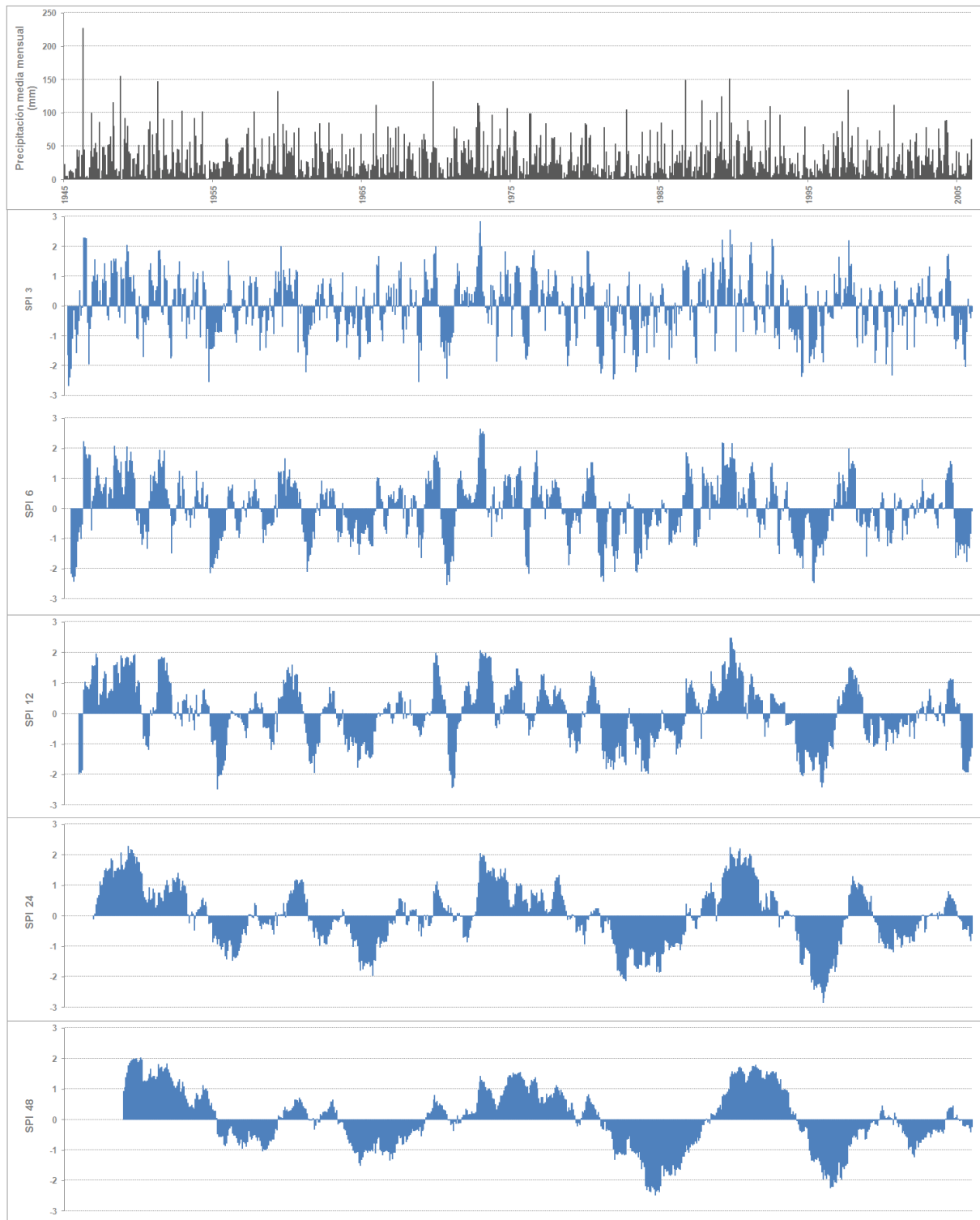


Figura 3.4. A) Evolución temporal de la precipitación mensual en la cuenca del Segura. B, C, D, E y F) Evolución temporal de los SPI de la cuenca del Segura a las escalas de 3, 6, 12, 24 y 48 meses respectivamente.

3.4. La Ratio de Retención de caudales (IR).

Para obtener un indicador sobre cómo los embalses pueden alterar los caudales de los ríos, que sea comparable entre las distintas cuencas, independientemente de la capacidad de embalsado de cada una de ellas, se calculó la Ratio de Retención (IR, del inglés Impoundment Ratio) propuesta por Batalla et al. (2004). La IR consiste en la relación existente entre la capacidad total de retención de una cuenca de drenaje y el caudal medio anual de la misma expresado como una fracción decimal adimensional. Los datos referentes a la capacidad de los embalses fueron proporcionados igualmente por las agencias del agua mencionadas con anterioridad en el caso de los caudales. A pesar de que el uso de un indicador como la capacidad total de embalsado puede sobreestimar los efectos hidrológicos de las presas, dado que no representa la capacidad real (por los procesos de sedimentación y colmatación que se dan en los embalses y que reducen su capacidad), es el único dato del que se puede disponer a una escala espacial tan amplia. En este trabajo, la Ratio de Retención ha servido para explicar e ilustrar el comportamiento de determinados ríos y para relacionar el grado o intensidad de la regulación con la evolución y los cambios temporales de sus caudales. Con esta finalidad, en los análisis posteriores las distintas cuencas de drenaje se han clasificado en 3 categorías diferentes de acuerdo a la Ratio de Retención: cuencas no reguladas (con un IR de 0), cuencas modificadas (con IR entre 0 y 1) y cuencas altamente modificadas (con un IR mayor de 1).

3.5. Análisis estadístico.

A continuación se aporta información sobre las técnicas y herramientas utilizadas para el tratamiento de los datos e índices anteriormente citados, cuyo uso está encaminado a la obtención de medidas de asociación entre las variables involucradas en los distintos análisis y a la extracción de patrones generales, dada la naturaleza regional del trabajo.

3.5.1. Extracción de patrones generales: el Análisis de Componentes Principales.

El Análisis de Componentes Principales (ACP) ha sido ampliamente utilizado por hidrólogos y climatólogos en análisis hidro-climáticos durante los últimos años, principalmente en estudios de carácter regional, aprovechando su capacidad de extraer los

patrones de variabilidad generales a destacar pero a la vez, retener las particularidades locales (Kalayci y Kahya, 2006; Morán-Tejeda *et al.*, 2011; Peterson *et al.*, 2011). Junto con el ACP, el Análisis Clúster también ha sido presentado en la literatura científica internacional como una alternativa a la hora de clasificar el comportamiento de una variable hidroclimática distribuida dentro de un amplio contexto espacial de observaciones (Stahl y Demuth, 1999; Fleig *et al.*, 2011). Sin embargo, la principal desventaja del Análisis Clúster es que realiza una mera (aunque robusta) clasificación, perdiendo la capacidad de síntesis que muestra el ACP y que resulta fundamental en un trabajo como el que aquí se aborda, en el que existe una gran variabilidad espaciotemporal de las variables a analizar. No sólo eso, el ACP también es capaz de proporcionar una medida cuantitativa de la correlación entre los nuevos componentes creados y las variables originales. Esta información asociativa, dirigida a la inferencia de patrones de variación a escala más local dentro de un mismo patrón general definido, presenta un gran interés orientado hacia una posible aplicación en planes reales de gestión.

El Análisis de Componentes Principales es una técnica estadística multivariante cuya funcionalidad principal es la síntesis y extracción de los patrones generales de variación en el tiempo o en el espacio inherentes a un conjunto de variables. El ACP consiste en la transformación ortogonal (basada en la creación de nuevos ejes tridimensionales alrededor de los cuales se redistribuirá la varianza) de las variables originales en una nueva serie de variables no correlacionadas entre sí, denominadas Componentes Principales, y que son combinaciones lineales de las variables originales (Preisendorfer, 1988). Estas nuevas variables tienen la virtud de resumir las características estadísticas (varianza) del conjunto de variables originales en una nueva serie de componentes de naturaleza adimensional, los cuales contienen la información elemental relativa a las primeras, pero habiendo eliminado la información redundante y/o el ruido.

Una vez obtenido el nuevo conjunto de variables no correlacionadas (componentes), los ejes de éstas se rotan para redistribuir la varianza explicada y obtener patrones físicos lo más coherentes posible. El tipo de rotación aplicada en todos los análisis fue la Varimax (White *et al.*, 1991), orientada a obtener la máxima correlación posible con relación a cada componente, y por tanto la más recomendada para este tipo de aplicaciones (Jolliffe, 1990). Los coeficientes de esas combinaciones son las denominadas *cargas factoriales*, y representan las correlaciones de cada componente con cada variable original; por ello esta medida cuantitativa ha sido utilizada para la extracción y

agrupación de los patrones y su representación espacial mediante cartografía en los capítulos 5 y 7. Por otra parte, de acuerdo con la *regla de la carga factorial máxima* (Vicente-Serrano, 2005), las variables son asociadas con cada componente cuando su carga factorial es mayor para un componente dado que para los demás. Esta regla se utilizó para la regionalización hidrológica llevada a cabo en el capítulo 6 de la tesis y la asociación de los patrones de respuesta hidrológica ante condiciones de sequía climática realizada en el capítulo 7.

3.5.2. Estimación de la asociación entre dos variables mediante coeficientes de correlación: la r de Pearson y la tau de Kendall.

A lo largo de la tesis se realizarán múltiples análisis basados en la asociación entre dos variables distintas, tanto de naturaleza climática como hidrológica. En el caso de variables estandarizadas se utilizará el coeficiente de correlación paramétrico de Pearson, mientras que cuando éstas no lo estén, se utilizará la Tau de Kendall, pues es un coeficiente de correlación basado en rangos. Esta distinción está soportada por el hecho de que al analizar una determinada variable cuantitativa, las pruebas estadísticas de estimación y contraste suelen estar basadas en la suposición de que se ha obtenido una muestra que sigue una distribución de probabilidad dada.

Sin embargo, en algunas ocasiones esta suposición no es válida. Para estos casos existen dos alternativas. La primera consiste en la transformación de los datos, obteniendo una variable estandarizada (con media 0 y desviación estándar 1), como es el caso del Índice de Caudal Estandarizado (SSI) o del Índice de Precipitación Estandarizado (SPI). Para este tipo de variables se ha utilizado la r de Pearson, ya que se trata de un test paramétrico que asume que los datos siguen una distribución normal. La otra opción consiste en utilizar pruebas estadísticas que no estén basadas en ninguna suposición acerca de la distribución de probabilidad que siguen las variables analizadas, por lo que se denominan pruebas no paramétricas. En este trabajo se ha utilizado la Tau de Kendall para analizar las variables no estandarizadas.

3.5.2.1. El coeficiente de correlación lineal de Pearson (r de Pearson).

El coeficiente de correlación de Pearson es una medida de la correlación o dependencia lineal entre dos variables x e y , cuyos valores oscilan entre $+1$ y -1 , ambos inclusive. Ha sido ampliamente utilizado en la literatura científica y en estadística como una medida de la dependencia lineal entre dos variables (Stigler, 1989).

El coeficiente de correlación de Pearson entre dos variables se define como la covarianza de ambas dividida por sus desviaciones estándar. Su interpretación es sencilla: los coeficientes oscilan entre -1 y $+1$. Un valor de $+1$ implica una relación entre X e Y de manera perfecta, en la cual Y aumenta en la medida que lo hace X . Un valor de -1 implica que ambas variables estarían inversamente correlacionadas. Un valor de 0 indicaría que no existe correlación lineal entre las variables.

3.5.2.2. El coeficiente de correlación de rangos de Kendall (tau de Kendall).

La tau de Kendal (τ) es un coeficiente de correlación por rangos utilizado para medir la asociación entre dos variables ordinales (Kendall, 1938). Se trata de una medida no paramétrica de la semejanza de los órdenes de los rangos que tiene en consideración los empates y cuya finalidad es verificar la hipótesis de si dos variables son estadísticamente dependientes. El signo del coeficiente indica la dirección de la relación y su valor absoluto indica la magnitud de la misma, de tal modo que los mayores valores absolutos indican las relaciones más fuertes. Los valores varían, al igual que en el caso de la r de Pearson, entre -1 y $+1$. Al tratarse de un test no paramétrico no depende de ninguna asunción sobre las distribuciones de X e Y , por lo que en este trabajo se aplicará a variables no estandarizadas.

Capítulo 4

Evolución y variabilidad estacional de los caudales ibéricos

En este capítulo se aporta una visión general de la evolución espacio-temporal de los caudales ibéricos entre 1945 y 2005, obtenida de los análisis de tendencias realizados sobre las 187 series de caudal a escala anual, estacional y mensual. La identificación de las tendencias, tanto la significación estadística como la magnitud, se acompaña de su interpretación y con la búsqueda de los factores que las explican. Se aportan evidencias de la pérdida de importancia de la precipitación para explicar la evolución de los caudales y del aumento de la incidencia de otros factores como la regulación hidrológica, el incremento de los usos consuntivos del agua y los cambios de usos del suelo.

El estudio de los cambios en los caudales y su variabilidad temporal dentro de un contexto de cambio global ha cobrado una gran relevancia para la comunidad científica durante los últimos años, debido a que los recursos hídricos superficiales resultan de crucial importancia para diferentes actividades humanas y ecosistemas naturales (Dzurick, 2003; Mauser and Schneider, 2009). Dado que el desarrollo de adecuadas políticas de gestión hidrológica depende de la identificación e interpretación de las tendencias y los cambios en los recursos hídricos (Younos, 2001; Hannaford y Marsh, 2006; Gupta, 2007), numerosos estudios, muchos de ellos de carácter regional, han abordado este tema en los últimos años y en muy distintos ámbitos geográficos: desde Estados Unidos (Lettenmaier y Wallis, 1994; Lins y Slack, 1999) y Canadá (Burn y Hag-Elnur, 2002; Ehsanzadeh y Adamowski, 2009; Burn et al., 2010), hasta Australia (Petroni et al, 2010), pasando por Sudamérica (Genta et al., 1998) y China (Jiang et al., 2007; Xu et al., 2010). La preocupación por este tema también se ha hecho extensible al contexto espacial europeo (Hisdal et al., 2001; Hyvarinen, 2003; Lindstrom y Bergstrom, 2004; Massei et al., 2009; Kingston et al., 2010), dónde un reciente estudio a escala continental ha analizado las tendencias de los caudales de 441 cuencas durante los últimos 40 años (Hisdal et al., 2010), revelando tendencias negativas generalizadas en el sur de Europa.

Los estudios mencionados han revelado tendencias significativas en diferentes regiones y estaciones del año, siendo su signo y magnitud dependientes de la localización y las escalas temporales de análisis (Adamowski y Bocci, 2001; Johnston y Shmagin, 2008). La variedad de resultados revela la necesidad de conocer la variabilidad en los recursos hídricos superficiales a escala regional, y determinar el papel de diferentes factores en la configuración de dichas tendencias. Multitud de sistemas hidrológicos han sufrido grandes alteraciones en sus caudales como fruto de la explotación para usos antrópicos, incluyendo la agricultura, la generación de energía, los usos industriales y civiles y el abastecimiento urbano. Consecuentemente, en cuencas reguladas la variabilidad de los caudales naturales, tanto inter-anual como intra-anualmente, se ha visto significativamente modificada

(López-Moreno et al., 2009; Botter et al., 2010). A esto hay que añadir que las afecciones generadas por la regulación son más pronunciadas en áreas con climas secos, debido a las mayores necesidades de almacenaje para cubrir la demanda desarrollada y la mayor capacidad de embalse derivada de la misma (Batalla et al., 2004).

A pesar del descenso en la disponibilidad de recursos hídricos observado en gran parte de la cuenca Mediterránea, (Carbonnel et al., 1997; Giakoumakis y Baloutsos, 1997; Kahya y Kalayci, 2004; Ceballos et al., 2008; Del Río et al., 2010; López-Moreno et al., 2011), todavía existen notables vacíos en la evaluación espacial de las tendencias hidrológicas de la región. A excepción de casos aislados (Kahya y Kalayci, 2004), la mayoría de los estudios en la cuenca Mediterránea se han centrado en regiones pequeñas y/o cuencas hidrográficas independientes, sin aportar una visión general de la evolución que tiene lugar en amplias regiones geográficas o países. En el caso de la Península Ibérica, los estudios están muy fragmentados, cubriendo los Pirineos (Beguería et al., 2003), la Cuenca del Ebro (Batalla et al., 2004; López-Moreno et al., 2011) y la Cuenca del Duero (Morán-Tejeda et al., 2010a). En este capítulo se aborda la identificación de los cambios producidos en la evolución de los caudales ibéricos durante la segunda mitad del siglo XX, un periodo durante el cual tuvo lugar un cambio en la distribución y la cantidad de las precipitaciones registradas (De Luis et al., 2011; González-Hidalgo et al., 2011), a la vez que el desarrollo de un intensivo sistema de regulación hidrológica (Berga-Casafont, 2003).

4.1. Metodología específica del análisis de tendencias.

Para la obtención de las tendencias de caudal mensuales, estacionales y anuales se utilizó el coeficiente de correlación no paramétrico tau de Kendall (τ) (Kendall y Gibbons, 1990), que permite la evaluación del signo y significación de las mismas. Sin embargo, se han de cumplir una serie de premisas previas a la aplicación del análisis de correlación, siendo necesaria la eliminación de la autocorrelación temporal de las series, ya que ésta incrementa la probabilidad de que el test detecte tendencias significativas (Von-Storch y Navarra, 1995). En los análisis climáticos se ha aceptado tradicionalmente la inexistencia de autocorrelación en las series de variables como la precipitación y la temperatura, ya que los valores registrados en un mes o año concretos son independientes de los valores observados en meses o años anteriores. Este no es el caso de las variables hidrológicas, ya

que éstas pueden presentar valores de autocorrelación significativos en sus aportaciones medias y mínimas (Yue et al., 2002a), generados por el complejo carácter funcional de los sistemas hidrológicos y las alteraciones que introducen las medidas de gestión del agua; factores que crean importantes inercias temporales en el comportamiento de los ríos y hacen que las descargas de un determinados mes o año estén influidas por las registradas en meses o años anteriores. Se han desarrollado varios métodos con el objetivo de corregir los efectos de la autocorrelación, que es especialmente elevada en cuencas con una alta capacidad de retención. Para este análisis se empleó el procedimiento de “pre-blanqueo” de las series (del inglés pre-whitening; Von-Storch y Navarra, 1995), que se basa en el coeficiente de correlación entre las series de un mes y el precedente (Burn y Hag-Elnur, 2002), como se especifica a continuación:

$$(ecuación 4.1) \quad X_{pt} = X_{t+1} - rX_t$$

dónde X_{pt} es el valor de la serie *pre-blanqueada* para el intervalo t , X es el valor de la serie original para el intervalo t , mientras que r es el valor del coeficiente de autocorrelación. Sin embargo antes de *pre-blanquear* las series, y eliminar el efecto de la autocorrelación temporal, se siguió la modificación del método de Von-Storch propuesta por Yue et al. (2002b), denominada *Trend-free pre-whitening*, que elimina la tendencia de las series en el caso de que existiera. Este procedimiento implica los siguientes pasos:

1. Cálculo de la pendiente (b) de la serie original mediante un modelo de regresión lineal. Si la pendiente de la serie es distinta de 0, se procede a su eliminación de la siguiente forma:

$$(ecuación 4.2) \quad X't = X_t - bt = X_t - Tt$$

dónde $X't$ es el valor de la serie sin tendencia para el intervalo t , X_t es el valor de la serie original para el intervalo t , b es el valor de la pendiente para el intervalo t , y Tt es el valor predicho en función del modelo de regresión lineal con pendiente b .

2. Cálculo del coeficiente de autocorrelación r , que es la pendiente del modelo de regresión lineal entre la serie sin tendencia $X't$ y la serie sin tendencia con un retardo igual a 1, $X't - 1$. La eliminación del coeficiente de

autocorrelación, esta vez de las series libres de tendencia, se realiza como sigue:

$$(ecuación 4.3) \quad Y't = X't - rIX't - 1 = X_t - T_t$$

dónde se asume que la serie resultante $Y't$ es independiente (sin autocorrelación).

3. Las series predichas por el modelo T_t y las series de residuales $Y't$ se suman:

$$(ecuación 4.4) \quad Y_t = T_t + Y't \quad t$$

asegurando de esta forma que las series resultantes preservan la tendencia original y no están afectadas por autocorrelación, pudiéndose aplicar un test de correlación no paramétrico como la tau de Kendall.

Una vez determinado el signo y la significación de las tendencias ($\alpha < 0.05$) se calculó la magnitud del cambio anual experimentado por las aportaciones fluviales durante el periodo de estudio. Dada la diversidad de cuencas con diferentes capacidades para generar descargas incluidas en el estudio, se hizo necesario el uso de una medida relativa de la magnitud de las tendencias para asegurar la comparabilidad entre cuencas. Con esta finalidad se representaron las series de caudal estacional y anual en función del tiempo en un modelo de regresión lineal entre cada serie de caudal (variable dependiente) y una serie de tiempo (variable independiente). La magnitud del cambio se determinó poniendo en relación la pendiente del modelo con el promedio de cada serie de caudal de la siguiente forma:

$$(ecuación 4.5) \quad \text{cambio anual (\%)} = \frac{\text{pendiente de las series estacionales de caudal} \left(\frac{\text{hm}^3}{\text{año}} \right) * 100}{\text{promedio de las series estacionales de caudal (1945 - 2005)}}$$

siguiendo este procedimiento se obtuvo el porcentaje de cambio anual respecto al promedio de todo el periodo, experimentado por los caudales estacionales durante el periodo 1945-2005, permitiendo la comparación entre cuencas, independientemente de la magnitud de los caudales generados en cada una de ellas.

4.2. Distribución de las tendencias mensuales, estacionales y anuales.

En esta sección se presenta la distribución espacial de las tendencias de los caudales calculadas para cada mes en años consecutivos (Enero de 1945, Enero 1946, Enero de 1947,..., Enero de 2005). La Figura 4.1 muestra las tendencias durante los 12 meses del año en las 187 estaciones de aforo para el periodo 1945-2005. El análisis revela una elevada variabilidad espacial y estacional en los patrones de distribución de las mismas. Una tendencia hacia el descenso en los caudales (coeficientes tau negativos y significativos) domina durante Febrero, Marzo y Abril en amplios sectores de la Península. Sin embargo, la extensión de este patrón se reduce a las cuencas meridionales de la vertiente Atlántica (Tajo, Guadiana y Guadalquivir), los afluentes montañosos de ambas márgenes del Ebro y la totalidad de la Cuenca del Júcar durante Enero, Mayo, Octubre, Noviembre y Diciembre. Las sub-cuencas norteñas del Segura muestran tendencias positivas de caudal durante todo el año, como resultado del trasvase Tajo-Segura. Estas tendencias positivas significativas se extienden de Julio a Octubre, principalmente en la vertiente Atlántica, a pesar de que las tendencias negativas siguen siendo evidentes en numerosos sectores de la vertiente Mediterránea y esporádicamente en las cabeceras del Duero, Tajo, Guadalquivir y Guadiana. Cabe resaltar que las tendencias positivas encontradas durante Julio y Agosto en las cuencas del Ebro, Tajo, Guadiana y Guadalquivir se limitan espacialmente a los cursos principales, hecho ligado a una estrategia de gestión que pretende satisfacer la demanda urbana y de regadío durante el verano. A continuación se presenta la distribución espacial de las tendencias de caudal calculadas con las series de caudales estacionales registradas durante el invierno (suma de los caudales de Diciembre, Enero y Febrero), primavera (suma de los caudales de Marzo, Abril y Mayo), verano (suma de los caudales de Junio, Julio y Agosto) y otoño (suma de los caudales de Septiembre, Octubre y Noviembre). La Figura 4.2 muestra el predominio de tendencias anuales negativas y significativas en la mayor parte de la Península, a pesar de que se producen excepciones como las del río Mundo en la margen izquierda de la cuenca del Segura y los afluentes de la margen derecha del Duero. El análisis estacional revela un patrón similar durante el invierno y la primavera: tendencias negativas y significativas dominantes a lo largo de la Península, si bien éstas no son tan evidentes en el sector noroccidental, incluyendo los cursos principales y otros sectores de las cuencas del Miño, Duero y Tajo en invierno. De nuevo la cuenca del río Mundo exhibe tendencias positivas.

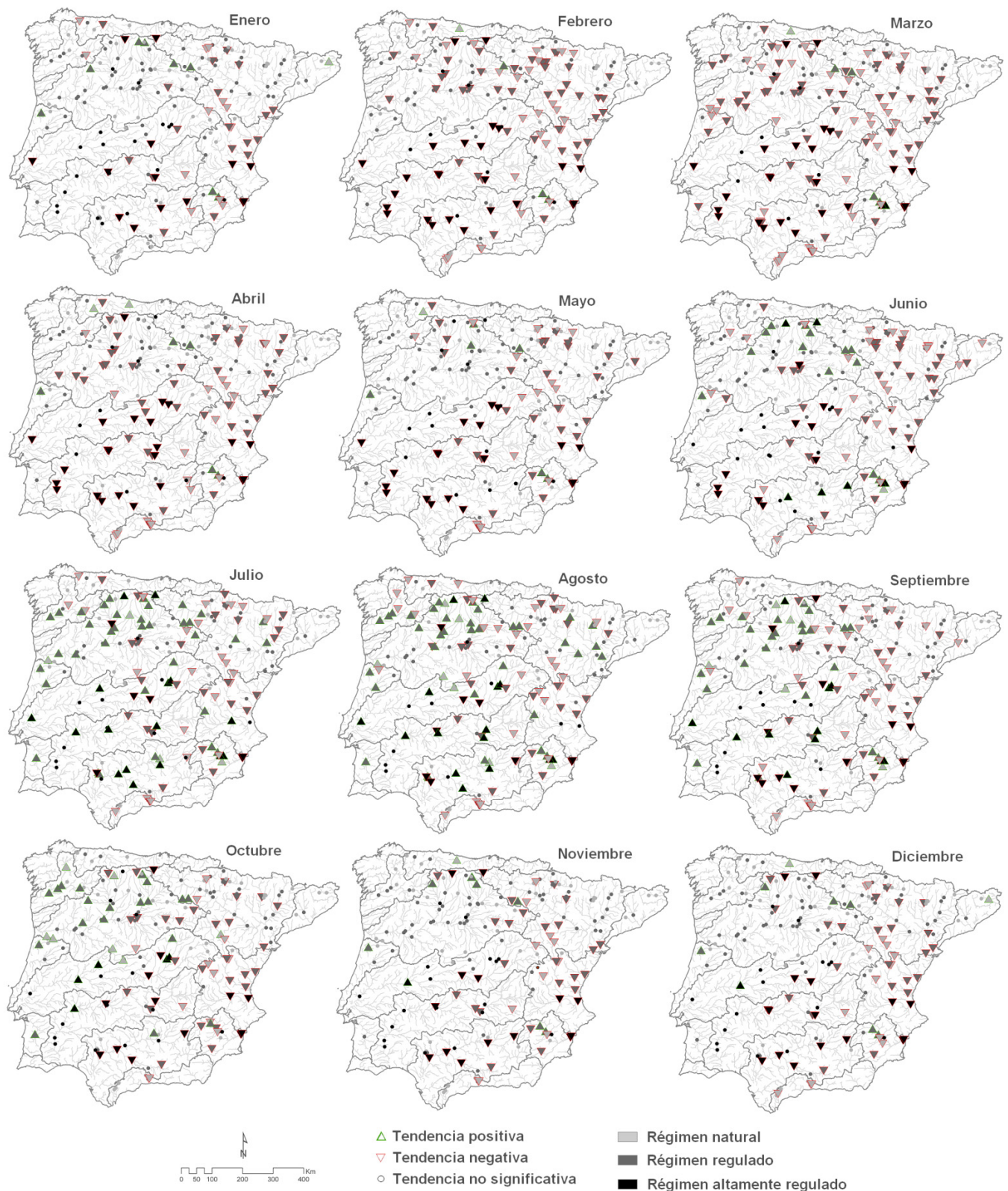


Figura 4.1. Distribución espacial de las tendencias significativas ($\alpha < 0.05$) positivas y negativas obtenidas de las series mensuales de caudal. Las estaciones de aforo a su vez aparecen clasificadas según su Ratio de Retención ($IR = 0$, regímenes naturales; $IR > 0 < 1$, regímenes modificados; $IR > 1$, regímenes altamente modificados).

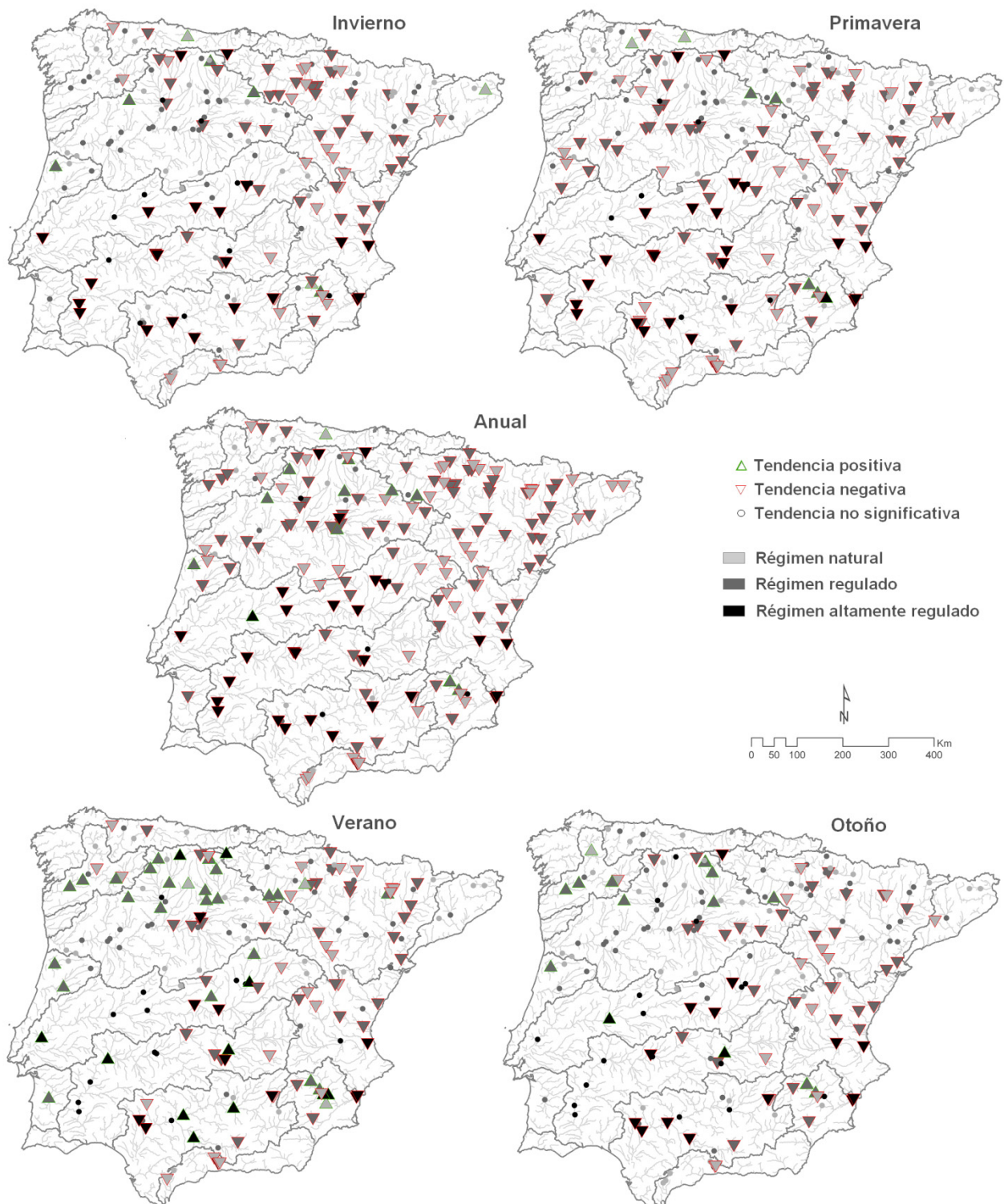


Figura 4.2. Distribución espacial de las tendencias significativas ($\alpha < 0.05$) positivas y negativas obtenidas de las series de caudal estacionales y anual. Las estaciones de aforo a su vez aparecen clasificadas según su Ratio de Retención ($IR = 0$, regímenes naturales; $IR > 0 < 1$, regímenes modificados; $IR > 1$, regímenes altamente modificados).

Numerosas cuencas del centro y oeste de la Península han experimentado un incremento de los caudales de sus ríos durante el verano, sin embargo la situación es bien distinta en la vertiente Mediterránea, donde a excepción de la cuenca del Segura la mayoría de sistemas hidrológicos muestran una tendencia hacia el descenso de sus caudales durante la estación seca. Se observa un patrón similar durante el otoño, si bien las tendencias positivas encontradas durante el verano reducen su presencia en las grandes cuencas del noroeste. El grado de regulación hidrológica influye en las tendencias obtenidas en verano, cambiando el signo de las tendencias observadas durante el invierno en la cabecera del Ebro y algunos sectores fluviales de la cuenca media del Tajo, Guadiana y Guadalquivir, que están intensamente regulados.

Considerando la escala anual de análisis, un elevado porcentaje (>50%) de cuencas repartidas por toda la Península mostraron tendencias negativas de sus caudales, aunque con diferencias notables entre cuencas. Las de pequeño y medio tamaño pertenecientes a las fachadas Cantábrica y Atlántica muestran tendencias positivas y significativas en verano en aproximadamente el 25% de las cuencas. Contrastando con esta situación, la mayoría de las cuencas de los sectores central y meridional (Ebro, Tajo, Júcar, Guadiana, Guadalquivir y las Mediterráneas Andaluzas) experimentaron un descenso generalizado de sus caudales, superior al 90% del total de estaciones de aforo en el caso de la cuenca del Júcar. La cuenca del Júcar mostró tendencias negativas durante las 4 estaciones del año en al menos el 50% de las estaciones de aforo. En la Cuenca del Segura, el agua del trasvase neutraliza las tendencias negativas encontradas en todas las sub-cuencas del centro y sur de la región. Un alto porcentaje de estaciones que mostraron tendencias negativas durante el resto del año, muestran un incremento de sus caudales de verano, fenómeno que resulta más acusado en las cuencas pertenecientes a la vertiente Atlántica.

La Tabla 4.1 muestra el porcentaje de tendencias estacionales significativas clasificadas por el tipo de regulación de acuerdo a su Ratio de Retención (IR). Los ríos no regulados presentan descensos dominantes de caudal, que son más evidentes durante la primavera y considerando el año en su conjunto (>50%), de ahí que el porcentaje de tendencias positivas significativas sea muy bajo, independientemente de la estación considerada. Las cifras relativas a los ríos no regulados son similares a las obtenidas para los regulados, a pesar de que éstos muestran mayores porcentajes de tendencias positivas

de caudal en verano y otoño, debido a la modificación que sufren. En el caso de los ríos altamente modificados se observó un importante aumento en los porcentajes de cuencas con tendencias negativas en invierno y primavera (el 62% y 70% respectivamente), que son causados por la estrategia de gestión más generalizada: el almacenamiento de la precipitación de invierno y primavera para satisfacer la demanda de agua para el riego y el abastecimiento urbano durante la estación seca, lo que resulta en el moderadamente alto porcentaje de estaciones con tendencias positivas observadas durante el verano (35%).

	<i>Régimen natural</i>		<i>Régimen regulado</i>		<i>Régimen altamente regulado</i>	
	Positiva	Negativa	Positiva	Negativa	Positiva	Negativa
Anual	3.45	77.59	8.70	80.43	8.11	75.68
Invierno	5.17	39.66	4.35	43.48	2.70	62.16
Primavera	5.17	51.72	2.17	55.43	8.11	70.27
Verano	6.90	44.83	23.91	35.87	35.14	29.73
Otoño	3.45	25.86	10.87	32.61	10.81	37.84

Tabla 4.1. Porcentaje de tendencias significativas positivas y negativas, clasificadas por el tipo de regulación de acuerdo a su Ratio de Retención ($IR = 0$, regímenes naturales; $IR > 0 < 1$, regímenes modificados; $IR > 1$, regímenes altamente modificados).

Así pues, se observa un descenso generalizado de los caudales ibéricos en los últimos 60 años, tanto en cuencas reguladas como no reguladas. Las tendencias negativas observadas en los caudales anuales, así como en los de invierno y primavera coinciden con los resultados de otros estudios llevados a cabo en la Península Ibérica, y con el patrón general de descenso de los caudales en el conjunto de la cuenca Mediterránea. Stahl et al. (2010) han mostrado recientemente un descenso generalizado de los caudales de los ríos meridionales del continente, entre los que se incluyen varias cuencas del norte de España. Por otra parte, Morán Tejeda et al. (2010a) y López-Moreno et al. (2011) han mostrado la existencia de tendencias negativas dominantes en las cuencas del Duero y del Ebro, respectivamente. Este patrón se extiende por otros sectores de la región Mediterránea, como el sudeste de Francia, donde Lespinas et al. (2010) observaron tendencias negativas generalizadas en los caudales. En Grecia, Mavromatis y Stathis (2010) han mostrado un patrón similar en 17 estaciones de aforo para el periodo 1951-2006. En Turquía, Kahya y Kalayci (2006) mostraron un descenso generalizado de los caudales en 83 estaciones de aforo pertenecientes a 26 cuencas del país.

La variabilidad climática de la región Mediterránea ha sido frecuentemente asociada a descensos generalizados de la precipitación durante la segunda mitad del siglo pasado (Dunkeloh y Jacobeit, 2003; Xoplaki et al., 2004), descensos que son más acusados en invierno (López-Moreno et al., 2009b). De ahí se deduce que el patrón generalizado de disminución de los caudales durante el invierno y la primavera en la Península Ibérica puede estar asociado en alguna medida con las tendencias negativas de la precipitación (Rodrigo y Trigo, 2007; Mourato et al., 2009). La fuerte tendencia negativa de la precipitación durante Marzo (González-Hidalgo et al., 2010) y su desplazamiento hacia Febrero (Del Rio et al., 2010) se refleja en el marcado descenso que se ha encontrado en los caudales invernales. Este posible origen climático de las tendencias negativas es apoyado por el hecho de que éstas han sido observadas tanto en ríos regulados como no regulados. Además, el hecho de que la acumulación nival durante el invierno sea cada vez menor (Sanz-Elorza et al., 2003; López-Moreno y García-Ruiz, 2004; López-Moreno, 2005) estaría influyendo directamente el descenso de los caudales primaverales en un momento en el que el consumo de agua por parte de la vegetación resulta bajo. La importancia que tiene la precipitación invernal sobre los caudales de verano es particularmente importante en la Península Ibérica (Hisdal et al., 2001; López-Moreno et al., 2007), donde los procesos de recarga de embalses y acuíferos determinan en numerosas cuencas el funcionamiento de los sistemas hidrológicos durante las siguientes estaciones o años. En este sentido, la regulación hidrológica podría estar provocando la acentuación de las tendencias negativas de los caudales durante el invierno, especialmente en la vertiente atlántica, ya que la estrategia de gestión más generalizada de los embalses es el llenado de los mismos durante la estación invernal, a expensas de reducir significativamente las descargas durante el invierno y la primavera, para garantizar el abastecimiento en verano, que es cuando se registran las principales demandas debido a las campañas de riego.

4.3. Magnitud de los cambios en los caudales.

La magnitud de los cambios observados en los caudales anuales y estacionales durante el periodo 1945-2005, así como su distribución espacial, se muestran en la Figura 4.3. El patrón anual muestra descensos generalizados en toda la Península, sin embargo éste se distribuye con diferente intensidad a lo largo del espacio.

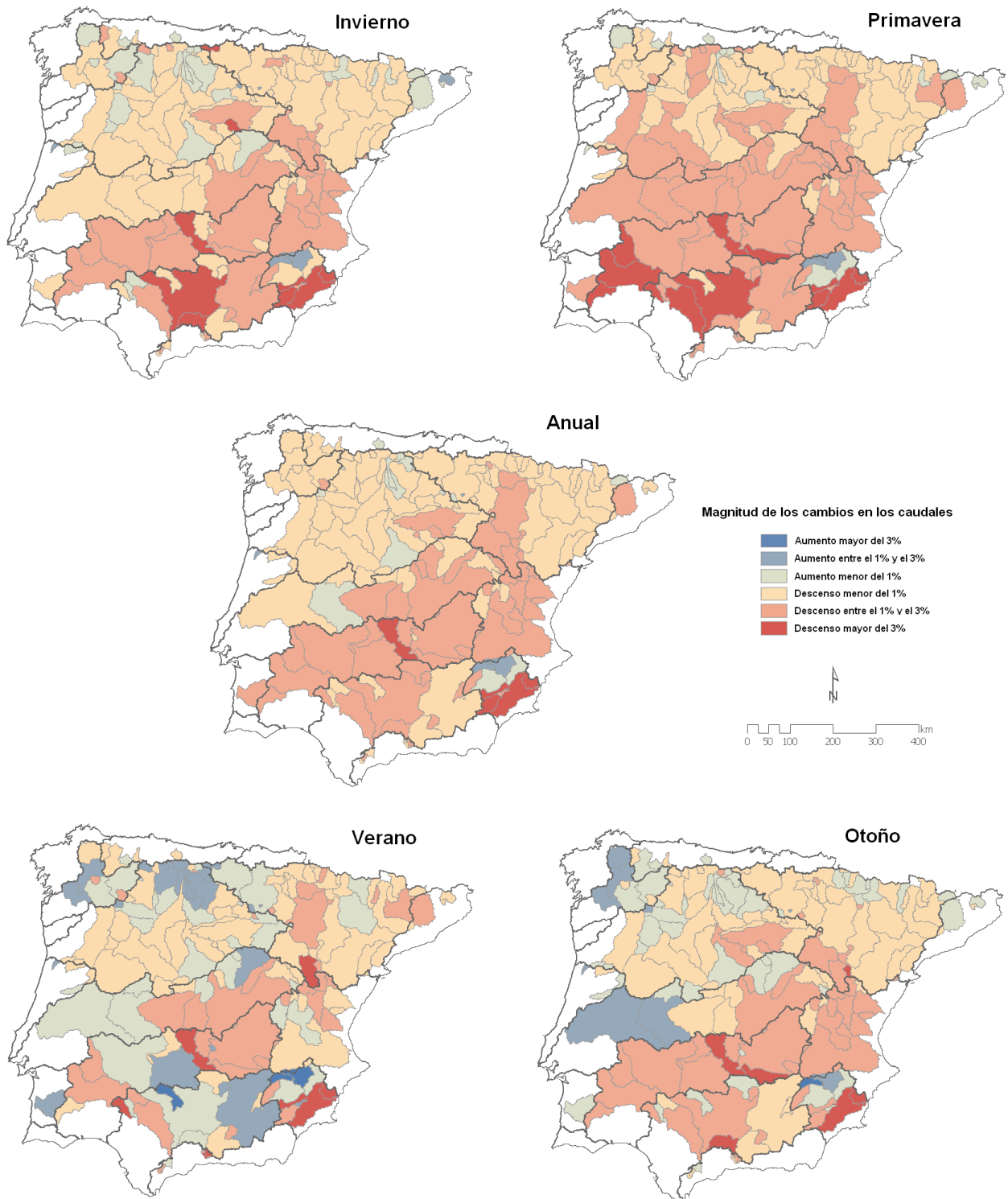


Figura 4.3. Distribución espacial de la magnitud de las tendencias estacionales respecto al promedio de las descargas estacionales (1945-2005) en cada estación de aforo.

Se detectó un descenso medio anual del 1% en los caudales de las cuencas situadas en la orla septentrional de la Península (incluyendo las cuencas Cantábricas, Miño, Duero y Ebro). Sin embargo, las tendencias de descenso más acusadas (del 1 al 3%) se localizan en el centro y sur de la Península (en las cuencas del Tajo, Júcar, Guadalquivir y Guadiana). Por su parte, las sub-cuencas del sector meridional de la cuenca del Segura experimentaron descensos superiores al 3% anual. Los patrones espaciales durante el invierno y la primavera muestran una distribución similar, con pérdidas entre el 1% y el 3% anual respecto al valor promedio, en amplios sectores del Guadalquivir, Guadiana y Júcar, que también afectan a las cuencas del Duero y del Ebro. Los descensos más pronunciados (>3%/año) se produjeron en los sectores centrales y meridionales de las cuencas del Guadiana y Guadalquivir. Por el contrario, se observan ligeros incrementos de caudal durante el invierno en cuencas cuyas cabeceras se sitúan en las montañas húmedas del norte de la Península (la cordillera Cantábrica y los Pirineos), donde los aumentos de temperatura experimentados pueden estar acelerando los procesos de fusión nival y, de esta manera, incrementando los caudales invernales.

Los cambios en verano son en general positivos en las sub-cuencas del Miño, Duero y Ebro (>3%/año) que drenan desde la cordillera Cantábrica y los Montes de León, en el Guadiana medio y el alto Guadalquivir. Los incrementos durante el otoño (1% a 3% anual) se localizaron en el Miño y bajo Tajo, aunque aumentos del 1% anual también se observaron en distintas cuencas montañosas del Duero y el Ebro. Los cambios estacionales observados en la cuenca del Segura muestran un comportamiento asimétrico, con marcados incrementos de caudal en la parte norte de la cuenca y grandes descensos (>3%/año) en el sur.

Así pues, a pesar de que predominan las tendencias negativas de caudal en la Península Ibérica, tanto en invierno y primavera, como a escala anual, también se ha observado un patrón espacial que indica mayores descensos en las cuencas del sur y sudoeste, con un gradiente sudoeste-noreste en la magnitud de cambio. Estas diferencias espaciales podrían estar explicadas no sólo por la gestión hidrológica (las cuencas con descensos más pronunciados son en su mayoría cuencas altamente modificadas), sino también por los diferentes patrones de circulación atmosférica que afectan a la Península Ibérica, entre los que destaca la Oscilación del Atlántico Norte (NAO)(Vicente-Serrano y Trigo, 2011). Precisamente son las zonas de mayor impacto de la NAO (Rodríguez-Puebla

et al., 1998; Martín-Vide y Fernández, 2001; Rodrigo y Trigo, 2007) dónde se han registrado las tendencias negativas de caudal más acusadas, lo que ayudaría a explicar los grandes descensos en los caudales invernales observados en las cuencas meridionales del área de estudio. Este patrón coincidiría con las tendencias negativas generalizadas observadas en los caudales en el ámbito Mediterráneo (Kahya y Kalayci, 2004; Stahl et al., 2010; López-Moreno et al., 2011), que han sido asociadas a las persistentes fases positivas de la NAO desde 1970 (Hurrell, 1995; Hurrell y van Loon, 1997).

4.4. Influencia de las precipitaciones y el papel de la regulación hidrológica.

A continuación se realiza un análisis mediante un modelo de regresión lineal con el objetivo de evaluar el papel que tiene la precipitación para explicar el patrón de descenso generalizado de los caudales observado en las secciones anteriores. La Figura 4.4 muestra una serie regional de precipitación ibérica calculada como el promedio de las series de precipitación anual pertenecientes a 45 observatorios meteorológicos distribuidos uniformemente a lo largo de toda la Península, y una serie regional de caudales obtenida mediante el promedio de los caudales anuales de los 8 grandes ríos de la Península (Miño, Duero, Tajo, Guadiana, Guadalquivir, Segura, Júcar y Ebro) medidos en la estación más próxima a la desembocadura de cada uno de ellos.

La correlación entre ambas series es significativa (Kendal tau = 0.504; $\alpha < 0.01$). Ambas series muestran una evolución negativa, si bien el descenso de la precipitación es inferior (Kendal tau = -0.08) que la de caudal (Kendal tau = -0.204; $\alpha < 0.05$). Se utilizó un modelo de regresión lineal para predecir la evolución de los caudales (variable dependiente) en función de la precipitación (variable independiente) de acuerdo con el método planteado por Beguería et al. (2003). La serie de residuales resultante del modelo (diferencia entre el caudal observado y el caudal predicho por el modelo) muestra una evolución positiva (Kendal tau = 0.141), indicando que el papel de la precipitación anual para explicar la evolución de los caudales anuales está disminuyendo con el tiempo. Esto soportaría la existencia de otras variables distintas a la precipitación, cuya importancia al explicar el comportamiento hidrológico puede estar aumentando en los últimos años.

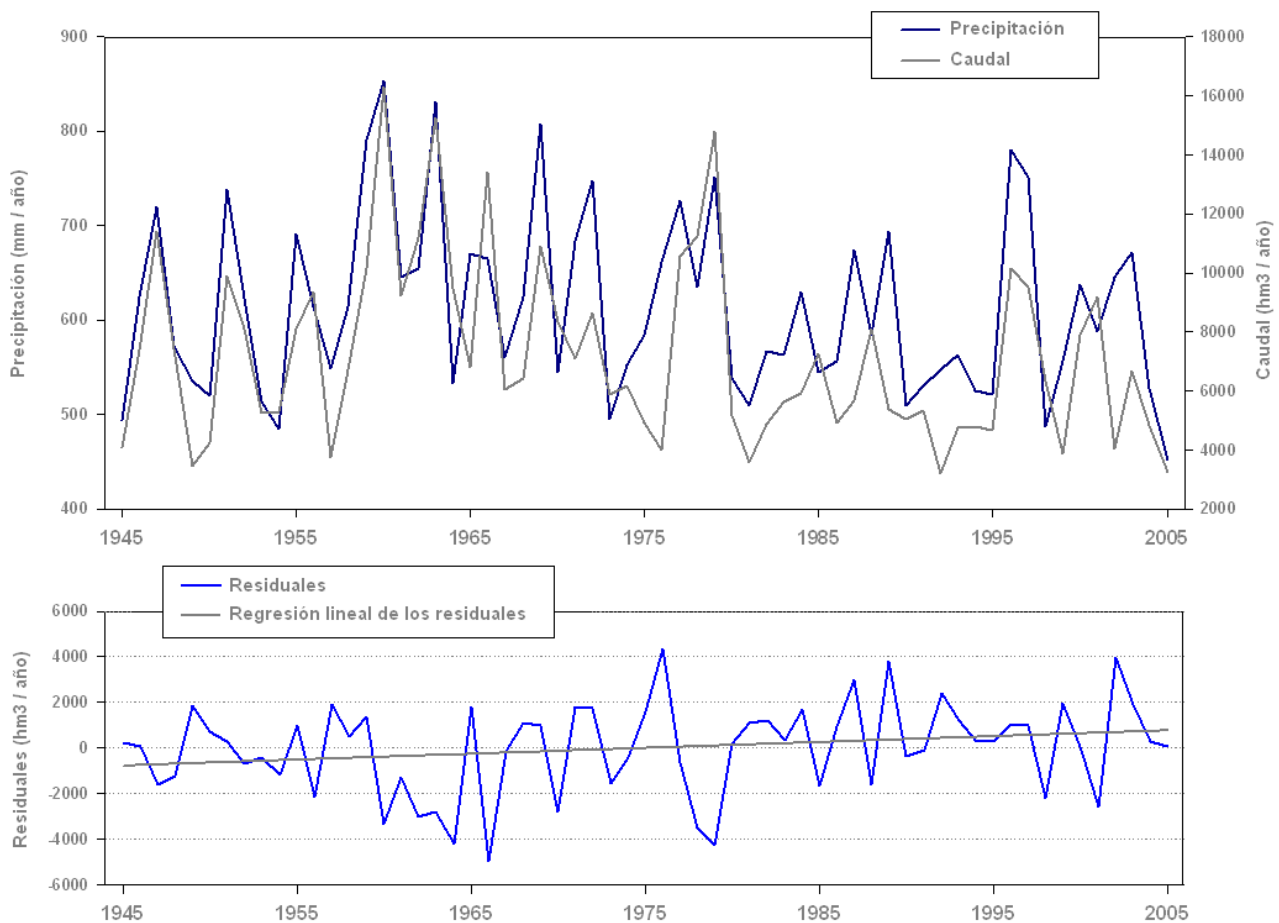


Figura 4.4. Arriba: evolución temporal de las series regionales de precipitación y caudal anual para el conjunto de la Península Ibérica. Abajo: serie de residuales entre los caudales predichos por un modelo de regresión simple basado en la precipitación y los caudales observados.

La Figura 4.5 muestra un gráfico de cajas dónde las magnitudes del cambio anual y estacional observadas en las diferentes cuencas ibéricas aparecen clasificadas de acuerdo a la intensidad de la regulación que sufren las cuencas cuantificada en función de la Ratio de Retención ($IR = 0$, regímenes naturales; $IR > 0 < 1$, regímenes modificados; $IR > 1$, regímenes altamente modificados). La magnitud de los cambios anuales es principalmente negativa considerando las tres categorías de regulación, aunque los descensos observados en las cuencas con regímenes altamente modificados son más pronunciados. Considerando las magnitudes de cambio en los caudales estacionales surgen claras diferencias. Las tendencias de invierno, primavera y otoño muestran descensos más importantes en las cuencas altamente modificadas, sin grandes diferencias entre los regímenes naturales y los regulados, que también muestran descensos generalizados, pero no tan importantes como

en las cuencas más reguladas. Por el contrario, en verano se observa el patrón inverso, con los ríos de régimen natural experimentando leves pérdidas generalizadas de caudal, mientras que alrededor del 40% de los ríos altamente modificados muestran un aumento de caudal.

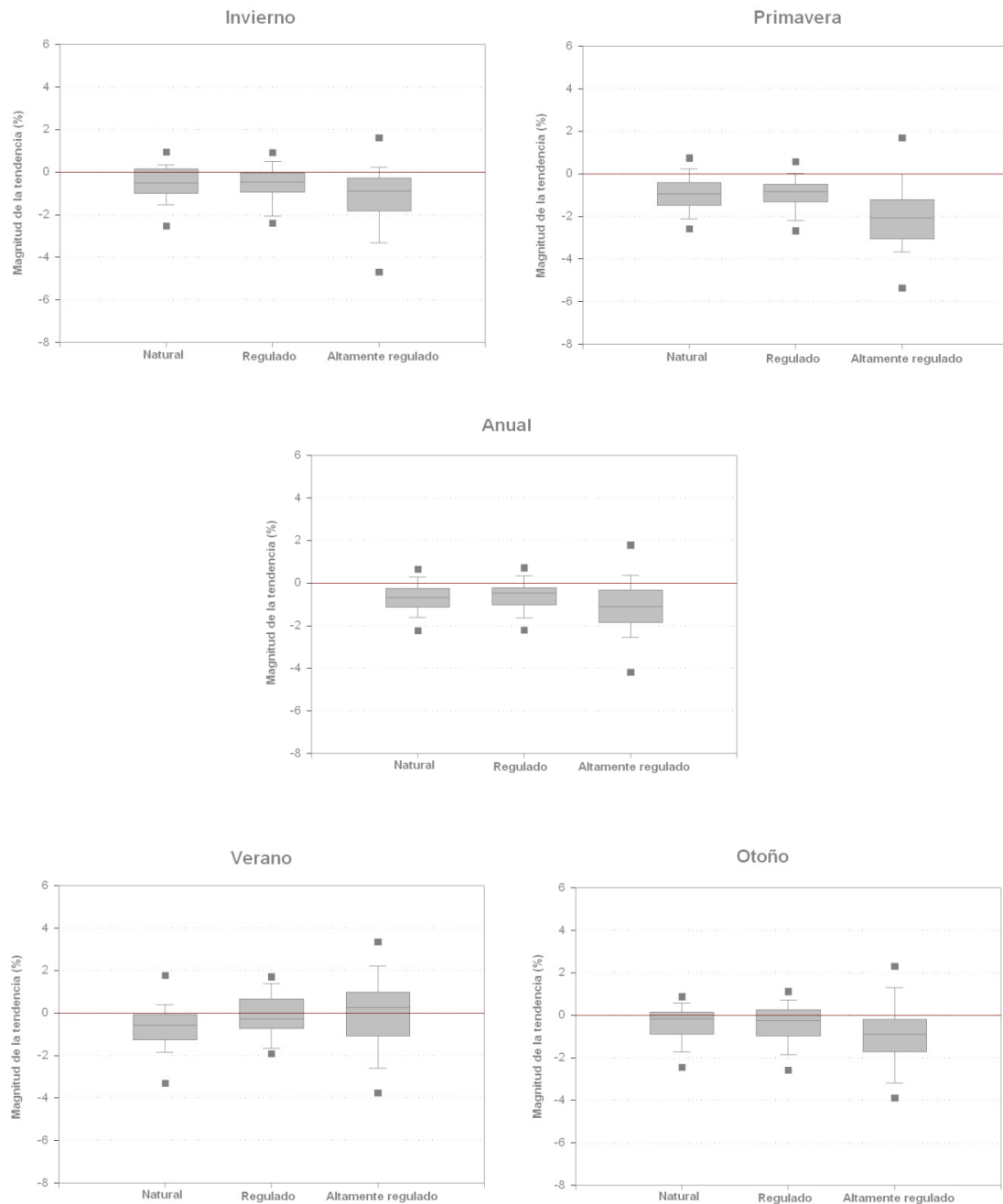


Figura 4.5. Gráfico de cajas mostrando la magnitud de los cambios en los caudales estacionales clasificados por el tipo de regulación. La línea horizontal dentro de las cajas representa la mediana; los bigotes representan el percentil 10 y 90, y los cuadrados representan el percentil 95.

Para complementar la explicación sobre en qué medida la regulación hidrológica está causando importantes diferencias en la magnitud de los cambios entre ríos regulados y no regulados, la Figura 4.6 muestra, a modo de ejemplo representativo de las estrategias de gestión más extendidas en la Península Ibérica, la distribución media mensual de entradas, reservas (embalsado) y salidas registradas durante el periodo de estudio en los embalses de dos cuencas del sur de España, clasificadas en este estudio como altamente modificadas: el embalse de Orellana en el curso medio del Guadiana, en la provincia de Badajoz (construido en 1961 y con 808 hm³ de capacidad), y el de Tranco de Beas, en el curso alto del Guadalquivir, en la provincia de Jaén (construido en 1944 y con 498 hm³ de capacidad).

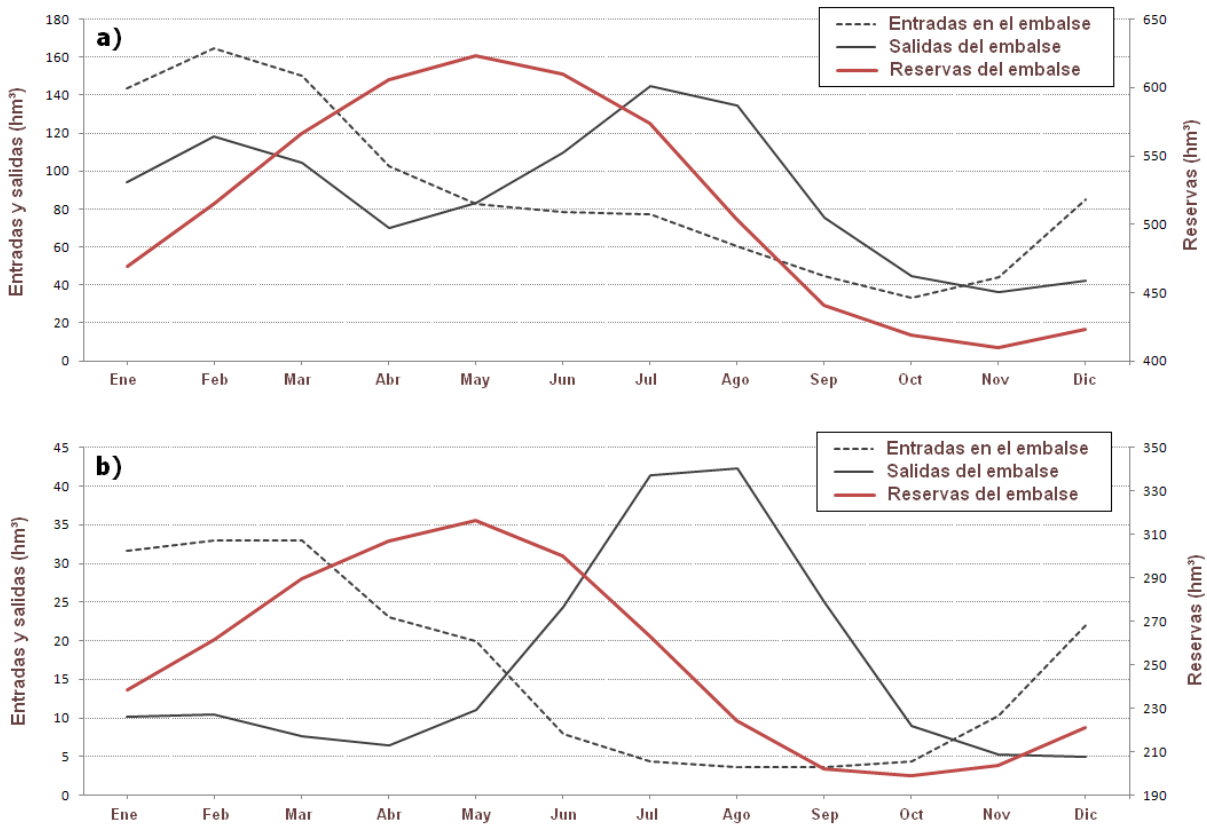


Figura 4.6. a) Distribución estacional de los promedios de entradas, reservas y salidas del río Guadiana en el embalse de Orellana. b) Distribución estacional de los promedios de entradas, reservas y salidas del río Guadalquivir en el embalse de Tranco de Beas.

Las entradas de caudal son elevadas durante el invierno en ambos embalses, permitiendo el almacenamiento desde Diciembre a Mayo para asegurar el abastecimiento en verano. En contraste, de Mayo a Noviembre las salidas de los embalses son mucho mayores que las entradas, lo que provoca el vaciado de los embalses durante la estación seca. De Junio a Septiembre las entradas de caudal descienden drásticamente. Sin embargo, este descenso es paliado por las sueltas de agua de los embalses, especialmente importantes durante Julio y Agosto.

Las estrategias de gestión hidrológica parecen tener pues una gran importancia al explicar los patrones de evolución de los caudales anuales y estacionales de los ríos ibéricos. Las tendencias positivas durante el verano están directamente determinadas por la operación de los embalses: el llenado de los mismos ocurre durante el periodo caudales elevados generados por la precipitación de invierno y primavera (López-Moreno et al., 2009a), mientras que el agua es desembalsada progresivamente durante la estación seca para abastecer el consumo humano y las campañas de riego. Por su parte, las presas con un uso hidroeléctrico dominante llevan a cabo desembalses principalmente en dos periodos, en invierno y verano, cuando la demanda de electricidad es alta. Además, los trasvases entre cuencas han afectado los regímenes naturales y creado nuevos ciclos hidrológicos (Chen y Xie et al., 2010). Este es el caso de la cuenca del Segura, dónde desde que se comenzara a trasvasar agua de la Cabecera del Tajo en 1979, se ha creado un enorme desequilibrio entre las sub-cuencas del norte y del sur, a la vez que se han sobreexplotado los recursos disponibles, generando paradojas hidrológicas como la del río Segura, que registra caudales mucho más altos en cabecera que en su desembocadura.

4.4. El impacto de otros factores.

Junto con la variabilidad climática y la regulación hidrológica, los cambios en los usos del suelo han podido jugar un papel relevante en la evolución de los caudales ibéricos. Las transformaciones principales han sido las relativas a un aumento de la superficie forestal y la expansión del regadío, que está íntimamente relacionada con las estrategias de gestión hidrológica. El abandono de cultivos y pastos durante la segunda mitad del siglo XX y su sustitución por matorrales y bosques registrada en numerosas zonas de la Península (Vicente-Serrano et al, 2004; Hill et al., 2008; Lasanta et al, 2009) han reducido

la generación de escorrentía en las cabeceras, como consecuencia del incremento de las tasas de infiltración, intercepción y evapotranspiración que los procesos de reforestación llevan asociados. De acuerdo con Beguería et al. (2003), Gallart y Llorens (2003) y Morán-Tejeda et al., (2010b), los procesos de revegetación han contribuido a explicar en parte el descenso de los caudales en la Península durante la segunda mitad del siglo pasado.

Adicionalmente, el desarrollo de la agricultura de regadío en España se ha visto acompañado de la construcción sistemática de presas que, como se ha demostrado, han alterado los regímenes hidrológicos, la variabilidad inter-anual y la magnitud total de las descargas de muchos ríos ibéricos. Como consecuencia del vasto programa de regadío que se implantó en España desde la década de 1950, el área dedicada a la agricultura de regadío pasó de 1.3 millones de hectáreas en 1940 a 3.7 millones de hectáreas en 2004. Actualmente, la demanda para el uso agrícola representa el 80% del total de agua consumida (Iglesias y Mínguez, 1997), lo que explica la gran cantidad de agua derivada desde los ríos a los canales de riego (López-Moreno et al., 2007). La expansión de las zonas regadas ha incrementado la demanda de agua, especialmente durante los episodios de sequía (Causapé y Clavería, 2007). Más aún, la extracción de agua de los ríos y canales se ha visto acompañada por la intensiva explotación de los acuíferos y sistemas hidrológicos subterráneos en las cuencas del Guadiana, Júcar y Segura alterando los flujos basales y el comportamiento supra-anual de los ríos (Gil-Olcina, 2000).

Además, el sustancial aumento de la población en la Península Ibérica (de 25 millones de habitantes en España en 1940 a 44.1 millones en 2005; y de 7.7 millones de habitantes a 10.5 en Portugal durante el mismo periodo), con el asociado crecimiento de las ciudades, ha generado un aumento de la demanda de uso urbano. Este aumento de la población se ha producido paralelamente al crecimiento del sector turístico en ambos países. Los apenas 700.000 turistas que visitaban España a principio de la década de los cincuenta pasaron a ser 64 millones en 1997, incrementando drásticamente la demanda hídrica, marcadamente estacional, principalmente en las zonas costeras del Mediterráneo (Collins et al., 2009).

La futura evolución de las descargas fluviales en la región Mediterránea presenta una gran incertidumbre. Los modelos climáticos proyectan un descenso de la precipitación de alrededor del 20% en el Mediterráneo (IPCC, 2007) y la Península Ibérica (Rodríguez-Puebla y Nieto, 2010) para finales del siglo XXI. Estas predicciones son coherentes con las

referentes al descenso de las descargas fluviales globales (Milly et al., 2005). Ello puede amenazar el abastecimiento y la eficacia de las estrategias de gestión aplicadas en la Península desde la década de 1950. Si la precipitación durante la estación húmeda es escasa o inferior a lo esperado y los embalses no alcanzan los niveles operativos de embalsado, el abastecimiento de agua durante el verano podrá verse amenazado, causando restricciones en los usos, pérdidas económicas y conflictos sociales y políticos (García-Ruiz et al., 2011).

4.5. Recapitulación

En este capítulo se ha analizado la evolución de los caudales ibéricos entre 1945 y 2005, aportando evidencias sobre las causas que han generado el patrón de descenso generalizado y la alteración de los regímenes estacionales de los ríos ibéricos durante la segunda mitad del siglo XX. La distinción entre distintos tipos de regulación ha permitido evaluar el efecto de la gestión en la evolución temporal y distribución estacional de las aportaciones fluviales. Los análisis revelaron un patrón generalizado de descensos significativos de los caudales en gran parte de la Península durante invierno y primavera, si bien éste se revierte ocasionalmente durante el verano en cuencas con alta capacidad de retención. Los descensos de caudal más pronunciados se registraron en las cuencas centrales y meridionales (Tajo, Júcar, Guadiana y Guadalquivir). Estos resultados se han relacionado con una tendencia negativa de las precipitaciones en gran parte de la Península durante el invierno, en combinación con procesos de reforestación y el incremento de la demanda generada por el aumento de la población y la extensión del regadío. El análisis realizado no ha encontrado evidencias de que la intensiva regulación hidrológica desarrollada en las últimas décadas sea el principal factor causante de los descensos de caudal generalizados, pues se han detectado tendencias negativas durante la estación húmeda, tanto en ríos regulados como no regulados. Sin embargo, se ha comprobado que las mayores capacidades de retención generan los descensos de mayor magnitud a escala anual, y que alteran notablemente el comportamiento y la distribución estacional de los caudales. Uno de los factores cuya importancia se ha sugerido al explicar la magnitud de los cambios registrados ha sido la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), por lo que en el siguiente capítulo se analiza en profundidad la influencia de la NAO sobre el comportamiento hidrológico peninsular.

Capítulo 5

Relaciones entre circulación atmosférica y comportamiento hidrológico: la Oscilación del Atlántico Norte

En este capítulo se analiza la influencia de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) en el comportamiento de los caudales en las 187 estaciones de aforo que integran la base de datos. Se evalúa la extensión espacio-temporal de la influencia de la NAO en los sistemas hidrológicos ibéricos a escala mensual. La importancia de la NAO durante el invierno y su persistencia a lo largo del resto del año es también analizada. Además se analizan las fases extremas de la NAO ocurridas durante el periodo de estudio y las anomalías de caudal generadas. Finalmente se incluye una evaluación de los cambios temporales de la influencia de la NAO sobre la hidrología superficial ibérica.

Numerosos estudios han demostrado la existencia de patrones de teleconexión atmosférica y han evaluado la manera en que éstos influyen sobre el clima europeo, especialmente durante el invierno. Centrados en las afecciones concretas sobre la región Mediterránea, cabe destacar dos patrones: el patrón de teleconexión del Este del Mediterráneo (Hatzaki et al., 2007, 2009) y la Oscilación del Oeste del Mediterráneo (WeMO; Martín-Vide y López-Bustíns, 2006), que condicionan la cantidad de precipitación que se produce en amplios sectores de la cuenca Mediterránea. Sin embargo, para este análisis se seleccionó el patrón sinóptico dominante en el contexto espacial europeo: la Oscilación del Atlántico Norte (North Atlantic Oscillation, NAO; Hurrell, 1995; Hurrell y Van-Loon, 1997). La NAO ha sido ampliamente reconocida en la literatura científica como el modo de variabilidad más influyente sobre los sistemas hidro-climáticos de Europa Occidental (Vicente-Serrano y Trigo, 2011). Es por ello que en los últimos años se ha llevado a cabo un intensivo esfuerzo por evaluar los impactos de la NAO a distintas escalas espaciotemporales y establecer su potencial predictivo, tanto en sus afecciones sobre la precipitación (Hurrell y Van-Loon, 1997; Rodríguez-Puebla et al., 1998; Uvo, 2003; Muñoz-Díaz y Rodrigo, 2004; López-Moreno y Vicente-Serrano, 2008) como en sus repercusiones sobre la hidrología superficial (Shorthouse y Arnell, 1997; Cullen et al., 2002; Rimbu et al., 2002; Kalayci y Kahya, 2006; López-Moreno et al., 2007; Massei et al., 2009; Morán-Tejeda et al., 2011).

5.1. La Oscilación del Atlántico Norte: funcionamiento, impactos y potencialidades.

La NAO es un modo de circulación atmosférica consistente en un dipolo de presión con gradiente norte-sur entre latitudes medias y altas establecido sobre el Océano Atlántico (Hurrell, 1995; Hurrell et al., 2003). El invierno es la estación durante la cual la NAO permanece más activa y cuando se producen las mayores amplitudes entre anomalías de presión positivas y negativas; es entonces cuando la NAO controla la dirección de los campos de viento y las interacciones entre masas de aire en el Atlántico Norte, influyendo

notablemente el clima y la hidrología de la región (Hurrell et al., 2003; Kingston et al., 2006a). En las latitudes medias de la región Atlántica, durante los inviernos con fase NAO positiva se producen vientos de componente oeste anormalmente fuertes que contribuyen al aumento e intensificación de las tormentas con trayectoria hacia Europa (Rodwell et al., 2002; Trigo et al., 2002). Esta configuración sinóptica genera inviernos más (menos) húmedos en el norte (sur) de Europa, mientras que las fases NAO negativas producen el efecto contrario (Visbeck et al., 2001). Consecuentemente, estos patrones pueden afectar la dinámica de los recursos hídricos, motivando que sus impactos sobre la hidrología superficial hayan sido ampliamente analizados y su capacidad predictiva explorada.

Los caudales en el norte de Europa están positivamente correlacionados con la NAO, mientras que los caudales en Europa Central y Meridional muestran la relación contraria. Se ha observado que los caudales de los ríos escandinavos (Shorthouse y Arnell, 1997) y británicos (Philips et al., 2003; Lavers et al., 2010) presentan correlaciones positivas y significativas estadísticamente con la NAO durante el invierno. Por el contrario, Rimbu et al. (2002) obtuvieron correlaciones negativas y significativas ($r = -0.75$) entre la NAO y el río Danubio en Europa Central, mientras que Pekarova y Pekar (2004) mostraron correlaciones negativas, aunque moderadas en varias cuencas eslovacas. En la región Mediterránea, existen numerosos trabajos que muestran la relación opuesta entre la NAO y los caudales, pudiéndose encontrar múltiples ejemplos en Oriente Medio (Cullen y DeMenocal, 2000; Cullen et al., 2002) y Turquía (Karabörk et al., 2005; Kalayci y Kahya, 2006), donde los niveles de los lagos han sido de igual modo relacionados con la NAO (Küçük et al., 2009). En la Península Ibérica la influencia de la NAO sobre los caudales también ha sido analizada en diferentes cuencas hidrológicas (López-Moreno et al., 2007; Trigo et al., 2004; Morán-Tejeda et al., 2011), obteniéndose correlaciones altas entre la NAO y los caudales, particularmente durante el invierno. No obstante, los trabajos anteriormente citados se centran en cuencas individuales, sin hacer uso de una escala de análisis más amplia y sin considerar la Península Ibérica en su totalidad. Ésta y otras incógnitas sobre la naturaleza de la relación y su variabilidad espaciotemporal se clarifican en el presente capítulo, ya que además, estudios recientes (Beranová y Huth, 2008; Vicente-Serrano y López-Moreno, 2008) han mostrado un comportamiento no estacionario en la influencia de la NAO sobre el clima europeo. Por otra parte, la amplitud del fenómeno unido a las graves afecciones sobre los caudales ha generado un gran interés

por el uso de la NAO para predecir la variabilidad de los caudales en la Península Ibérica y su aplicación para la planificación y gestión de los recursos hídricos (Trigo et al., 2004)

5.2. El índice NAO y la identificación de sus fases extremas.

El signo y magnitud de la NAO se cuantifica mediante índices basados en series de presiones en diferentes puntos o en una rejilla de presiones o componentes principales. De entre los varios métodos existentes para calcular el índice NAO (Osborn et al., 1999; Pozo-Vázquez et al., 2000) se ha seleccionado el procedimiento basado en los valores de presión normalizados en dos estaciones meteorológicas diferentes. En concreto, se ha utilizado el índice de la NAO desarrollado por Jones et al. (1997), quienes utilizaron para su cálculo las estaciones de Reykjavik y Gibraltar. La ventaja de este índice sobre otros es la mayor correlación entre las estaciones durante el invierno, siendo Gibraltar la más representativa del dipolo sur respecto a otras estaciones comúnmente usadas como Ponta Delgada y Lisboa (Osborn et al., 1999). La serie mensual del índice NAO ha sido desarrollada por la Climate Research Unit de la Universidad de West Anglia (Reino Unido) y obtenida en <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao/nao.dat>. Para evaluar la influencia de la NAO de invierno en las descargas fluviales a lo largo del resto del año, se calculó un índice NAO invernal, promediando los índices de diciembre del año anterior y enero, febrero y marzo del año en curso. Esto permitió determinar la interacción entre la estación invernal, en la que la NAO está más activa (Castro-Díez et al., 2002; Muñoz-Díaz y Rodrigo., 2004; López-Moreno et al, 2007; Vicente-Serrano 2011b) y en la que, otros factores, entre los que se incluyen la regulación hidrológica y los procesos de fusión nival (Berga-Casafont, 2003; Arroyo-Ilera, 2007; Morán-Tejeda et al., 2011), condicionan la disponibilidad de caudales en los meses siguientes.

El impacto de las fases extremas (positiva y negativa) de la NAO presenta especial interés dentro de este capítulo, pues estos episodios están asociados a eventos extremos en la Península Ibérica, tanto inundaciones como sequías: la persistente fase positiva de la NAO durante los primeros cinco años de la década de 1990 se ha asociado a una de las sequías más duraderas y severas del siglo pasado en el contexto peninsular. Por otra parte, durante el invierno de 2010, el invierno con la NAO negativa más extrema desde que se tienen registros, provocó lluvias torrenciales e inundaciones de manera casi constante durante toda el invierno en el sur peninsular (Vicente-Serrano et al., 2011b).

La definición de eventos NAO extremos se basó en la distribución estadística de la serie invernal de la NAO: se consideraron eventos positivos (negativos) extremos de la NAO cuando los registros fueran más altos (bajos) que el promedio del índice NAO invernal de todo el periodo \pm una desviación estándar. De esta forma, los inviernos de los años 1957, 1961, 1967, 1983, 1989, 1990, 1995 y 2000 se clasificaron como años de NAO positiva, y los años 1947, 1955, 1956, 1963, 1964, 1965, 1969, 1977, 1979 y 1996 como de NAO negativa. Por su parte, la significación de las diferencias entre las anomalías de caudal detectadas durante fases NAO positivas y negativas se obtuvo mediante el Test de Wilcoxon-Mann Whitney (Wilcoxon, 1945; Mann y Whitney, 1947). El test de Wilcoxon-Mann Whitney es la versión no paramétrica de la prueba t de Student, y es utilizada para comprobar la heterogeneidad de dos muestras ordinales o continuas. Las características funcionales del test lo hacen adecuado para esta tarea pues está basado en rangos y no necesita muestras distribuidas normalmente, como es el caso. Antes de usar el test, se hace necesaria la asunción de la independencia de las observaciones de ambos grupos. En este caso, las diferencias en las anomalías de caudal de ambos grupos son independientes, ya que están calculadas como la media de las anomalías registradas en diferentes años, meses y fases de la NAO.

5.3. Evaluación de la influencia de la NAO en el comportamiento de los ríos Ibéricos.

La figura 5.1 muestra la distribución espacial de las correlaciones (r de Pearson) entre los Índices de Caudal Estandarizados (SSI; Vicente-Serrano et al., 2012) mensuales y el índice NAO de enero a diciembre en todas las estaciones de aforo para el periodo 1945-2005. Se observa un claro patrón espacio-temporal, con correlaciones negativas y significativas ($r \approx 0.5$) en la mayor parte de la Península Ibérica durante el invierno (diciembre a marzo), con leves diferencias espaciales entre los distintos meses. En diciembre, al comienzo de la estación invernal, sólo las cuencas pertenecientes a la vertiente Atlántica y determinadas cuencas pirenaicas presentan una influencia de la NAO. Sin embargo, durante Enero y Febrero buena parte de la Península muestra una correlación significativa entre los caudales y el índice de la NAO, mientras que en Marzo la correlación de algunas sub-cuencas del Tajo, Guadiana, Júcar y Segura se debilita. La intensa relación detectada en invierno desaparece rápidamente en primavera. Sin embargo, correlaciones positivas (en su mayoría no significativas) surgen esporádicamente de Abril a Julio en la parte oriental de la Península.

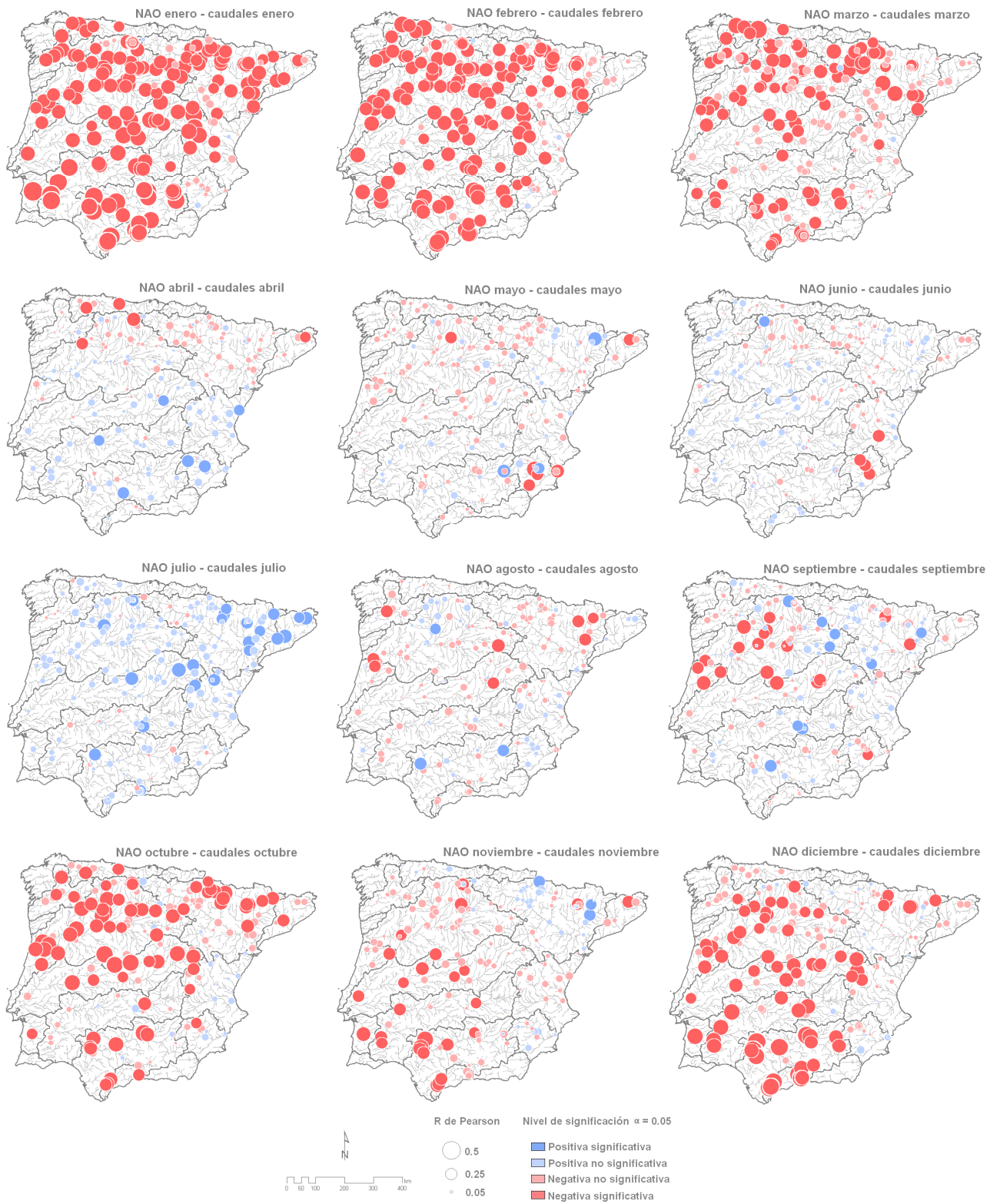


Figura 5.1. Distribución espacial de las correlaciones (r de Pearson) entre el índice NAO mensual y los índices de caudal estandarizado (SSI) mensuales.

En contraste con la súbita transición del invierno a la primavera, la que se produce del verano al otoño es gradual y se observan moderadas correlaciones negativas ($R \approx 0.35$) en las cuencas noroccidentales. En Octubre, la influencia de la NAO es evidente en las cuencas de la vertiente Atlántica y en cuencas pirenaicas, configurando una disimetría norte-sur similar a la observada en Marzo. Durante Noviembre el área bajo la influencia de la NAO decrece y se confina al sector sudoccidental de la Península. Al comienzo del invierno se produce una intensificación de la influencia de la NAO, produciendo un claro patrón oeste-este que emerge en Diciembre, con correlaciones significativas (negativas) en el oeste que se extienden hasta el cordón orográfico (Cordillera Cantábrica, Cordillera Ibérica y Sistemas Béticos) que divide la Península en las dos vertientes: Atlántica y Mediterránea. Esta configuración espacial refleja a grandes rasgos la señal derivada de la interacción entre la NAO y la precipitación durante el invierno, que es más intensa en las cuencas de la vertiente Atlántica. A continuación se investiga la influencia de la NAO sobre los caudales registrados en los meses siguientes, con el objetivo de evaluar las propiedades predictivas de la NAO en la generación de caudales. En la figura 5.2 se muestran las correlaciones entre el índice de la NAO de un mes dado y el SSI del mes siguiente en cada estación de aforo. Además, se investigó la existencia de mayores retardos entre la NAO y los caudales de los dos meses siguientes (no se muestran los resultados), pero en todos los casos las correlaciones decrecen a partir de un mes de retardo. Se obtuvieron correlaciones ligeramente más altas ($r \approx 0.6$) con respecto a las correlaciones mes a mes presentadas anteriormente durante el invierno (Diciembre a Febrero), aunque el número de estaciones correlacionadas significativamente con la NAO descendió en los sectores centrales y meridionales al comienzo del invierno. En primavera, la influencia de la NAO en los caudales del mes siguiente desaparece en la mayoría del área de estudio. La excepción es la cuenca del Duero, donde se observaron correlaciones significativas incluso en Abril y Mayo. Ocasionalmente se detectaron correlaciones positivas no significativas durante el verano. La intensificación de la respuesta de los caudales a la NAO del mes anterior no se produce hasta Octubre y Noviembre, y se restringe a las cuencas del Duero y el Tajo. En Diciembre se observa un desplazamiento hacia el sur de la respuesta hidrológica, lo que resulta en una ampliación de la influencia de la NAO a lo largo de las cuencas meridionales de la vertiente Atlántica. Este fenómeno se produce antes del comienzo del invierno, cuando la NAO es más activa y, cuando de nuevo, la Península Ibérica se vuelve a encontrar completamente bajo la influencia de la misma.

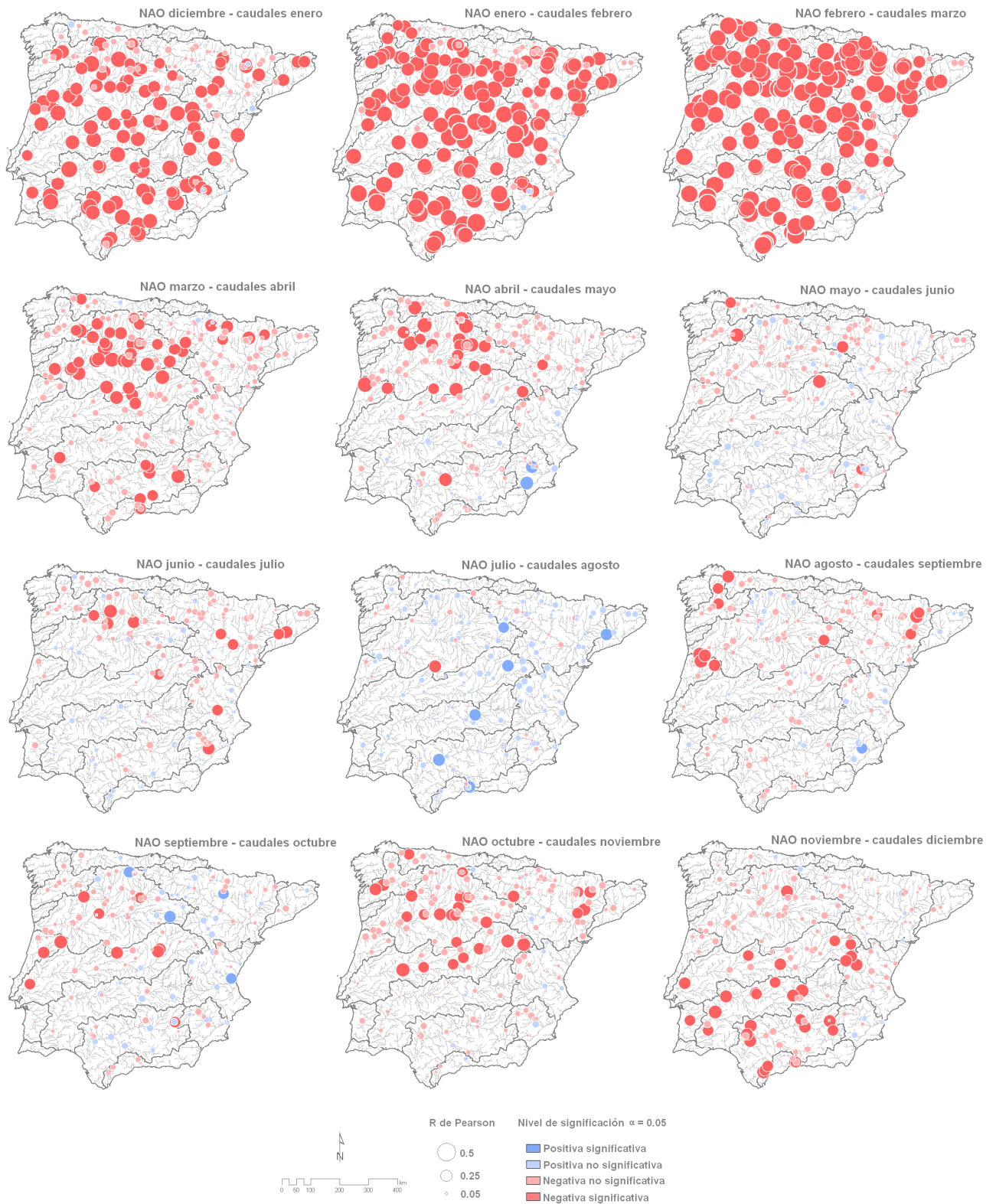


Figura 5.2. Distribución espacial de las correlaciones (*r* de Pearson) entre el índice NAO mensual y los índices de caudal estandarizado (SSI) del mes siguiente.

Varios factores controlan el comportamiento de los caudales ibéricos, incluyendo la regulación y las estrategias de gestión, la fusión de nieve, los cambios en los usos del suelo, etc. Sin embargo, la precipitación juega un papel fundamental al explicar la variabilidad de las descargas fluviales, tanto en el tiempo como en el espacio. La correlación existente entre la NAO y la precipitación es negativa y significativa en los sectores occidentales y centrales de la Península (Ulbrich et al., 1999; Goodess y Jones, 2002; Trigo, 2008), mientras que desciende a lo largo de la costa Mediterránea (Martín-Vide y Fernández, 2001). Basándose en ese patrón de interacción entre la precipitación y la NAO, que coincide a grandes rasgos con los resultados mostrados en la primera sección de este capítulo, los impactos de la NAO en los recursos hídricos superficiales de la Península han sido analizados en diferentes cuencas y estudios: Morán-Tejeda et al. (2011) observaron anomalías de caudal negativas durante fases positivas de la NAO en invierno y viceversa. Resultados similares fueron obtenidos en la cuenca del Tajo durante fases NAO extremas (López-Moreno et al., 2007). Un estudio más amplio que incluía las tres de las grandes cuencas Atlánticas (Duero, Tajo y Guadiana) mostró resultados del mismo corte (Trigo et al., 2004), que muestran un alto grado de coherencia con los presentados en esta primera sección del capítulo.

Se ha observado que la respuesta de los caudales ibéricos a la NAO no es homogénea, ni estacional ni espacialmente. Como se ha mencionado anteriormente, la precipitación es un factor fundamental para explicar la variabilidad de los caudales, y ya que la precipitación está altamente determinada por la NAO en invierno, es esperable que los factores geográficos que determinan la distribución espacial de la influencia de la NAO sobre la precipitación también afecte a los caudales. Los resultados obtenidos sugieren que la orografía determina ampliamente la distribución espacial de la influencia de la NAO sobre los caudales durante el invierno y el final del otoño. El avance en la Península Ibérica de las masas de aire del sudoeste asociadas a la NAO es facilitada por el gradual incremento altitudinal y las suaves pendientes de las cuencas bajas del Tajo, Guadiana y Guadalquivir. A pesar de que las masas de aire pierden humedad progresivamente a medida que cruzan la Península, éstas son forzadas al ascenso por las barreras topográficas que corresponden a la Cordillera Cantábrica, la Cordillera Ibérica y los Sistemas Béticos, que hacen que se descarguen las precipitaciones a barlovento. Eso hace que las vertientes a

sotavento de las cadenas montañosas (la vertiente Mediterránea) están menos influidas por la NAO que los sectores más occidentales de la Península en la vertiente Atlántica (Esteban-Parra et al., 1998). La orografía también explicaría por qué se han obtenido correlaciones significativas en las cuencas pirenaicas durante Octubre y Diciembre, mientras que en otras cuencas de la vertiente Mediterránea las correlaciones no son significativas: dada la orientación norte-sur de los valles pirenaicos, éstos constituyen corredores húmedos para el avance de las masas de aires procedentes del suroeste. (Esteban et al., 2003).

El hecho de que se obtuvieran correlaciones ligeramente superiores al correlacionar las caudales mensuales con el índice NAO del mes anterior que con el índice NAO del mes en curso, posiblemente está relacionado con el retardo que presentan los procesos de infiltración y escorrentía en la acumulación de agua en los cursos principales de la red hidrográfica y a la retención de agua en presas (Morán-Tejeda et al., 2011). También se ha observado una abrupta transición temporal del invierno a la primavera y de verano al otoño en la relación entre el índice de la NAO y los caudales, que difiere de la obtenida considerando el retardo temporal de un mes. Este hecho puede explicarse en términos de gestión del agua y por fenómenos atmosféricos. El mejor ejemplo se observa en Abril y a principio del otoño. Durante el invierno y la primavera, las estrategias de gestión de los embalses se basan en almacenar agua, lo que repercute directamente en un descenso de los caudales de los ríos aguas abajo de las presas (López-Moreno, 2007). La relación entre la NAO y los caudales de Abril no es significativa considerando correlaciones mes a mes, mientras que considerando el retardo temporal de un mes, ésta es significativa en las cuencas del noroeste. Esta diferencia está determinada, probablemente, por el debilitamiento estacional de la NAO como resultado del cambio de posición de los centros de presión sobre el Atlántico (Kingston et al., 2006b), pero también como consecuencia de la retención de agua en las presas. Se observa un patrón para la transición entre el verano y el otoño: durante Octubre, el movimiento relativo de los centros de presión genera flujos desde el Atlántico, inicialmente en el noroeste (cuenca del Duero). A continuación tiene lugar un desplazamiento de los centros de presión hacia el sur, cubriendo el sector suroccidental durante Noviembre (Trigo et al., 2008) y alcanzando su máxima extensión en invierno.

Las correlaciones positivas entre los caudales y la NAO en verano, principalmente significativas en Julio, están en consonancia con los resultados de Bladé et al., (2012), que encontraron correlaciones positivas y significativas entre la NAO y la precipitación durante Julio y Agosto en el sector central de la Península. Esta relación ocurre porque la fase positiva de la NAO de verano está asociada a condiciones frías, húmedas y nubosas en el sur de Europa y la región Mediterránea (Folland et al., 2008).

5.4. La persistente influencia de la NAO de invierno sobre los caudales durante el resto del año.

En la figura 5.3 se muestra la distribución espacial de las correlaciones entre el promedio invernal del índice NAO (DEFM) y los caudales desde Marzo (último mes del invierno) hasta Noviembre (último mes antes del siguiente invierno) para cada estación de aforo. Existe una clara influencia de la NAO invernal sobre los caudales a lo largo de todo el año, particularmente en los cursos fluviales principales. Se observan elevadas correlaciones negativas a lo largo de toda la Península, a excepción de las costas Cantábrica y Mediterránea, durante Marzo y Abril. La influencia de la NAO invernal desciende aunque sigue siendo significativa ($r \approx 0.35$) durante la primavera y el verano, y se limita espacialmente a los cursos principales del Duero, Tajo, Guadiana y la cabecera del Júcar. El patrón se mantiene estable durante el otoño, aunque con algunas variaciones: la respuesta casi desaparece en la cuenca del Ebro (especialmente en los ríos pirenaicos), mientras que las cabeceras del Tajo, Júcar y Guadiana experimentan un incremento de su sensibilidad a la NAO.

Dado que las estrategias de gestión de los recursos hídricos en nuestro ámbito se basan en la existencia de un gran número de presas, que regulan la mayoría de las cuencas peninsulares, es de esperar que aquellas influyan en la respuesta multi-temporal acumulada que presentan los caudales ante la NAO y la precipitación. El agua es almacenada en embalses durante el invierno y la primavera para satisfacer la demanda durante el verano, lo que reduce los caudales aguas abajo de las presas durante la estación húmeda, explicando a su vez la estrecha relación de los caudales de verano y otoño con la NAO del invierno anterior, especialmente en aquellas cuencas con mayor capacidad de

embalsado (Tajo, 11012hm³; Guadiana, 8635 hm³; y Guadalquivir, 8280 hm³); se ha observado que la mayoría de cuencas cuya capacidad de almacenamiento supera su descarga media anual muestran alta sensibilidad a la NAO invernal durante el resto del año. Igualmente, la elevada correlación entre la NAO de invierno y los caudales de Mayo, Junio y Julio en las cuencas pirenaicas reflejan la importancia de los procesos de acumulación y fusión nival (López-Moreno y García-Ruiz, 2004), así como la inercia que estos procesos inducen en la generación de caudales.

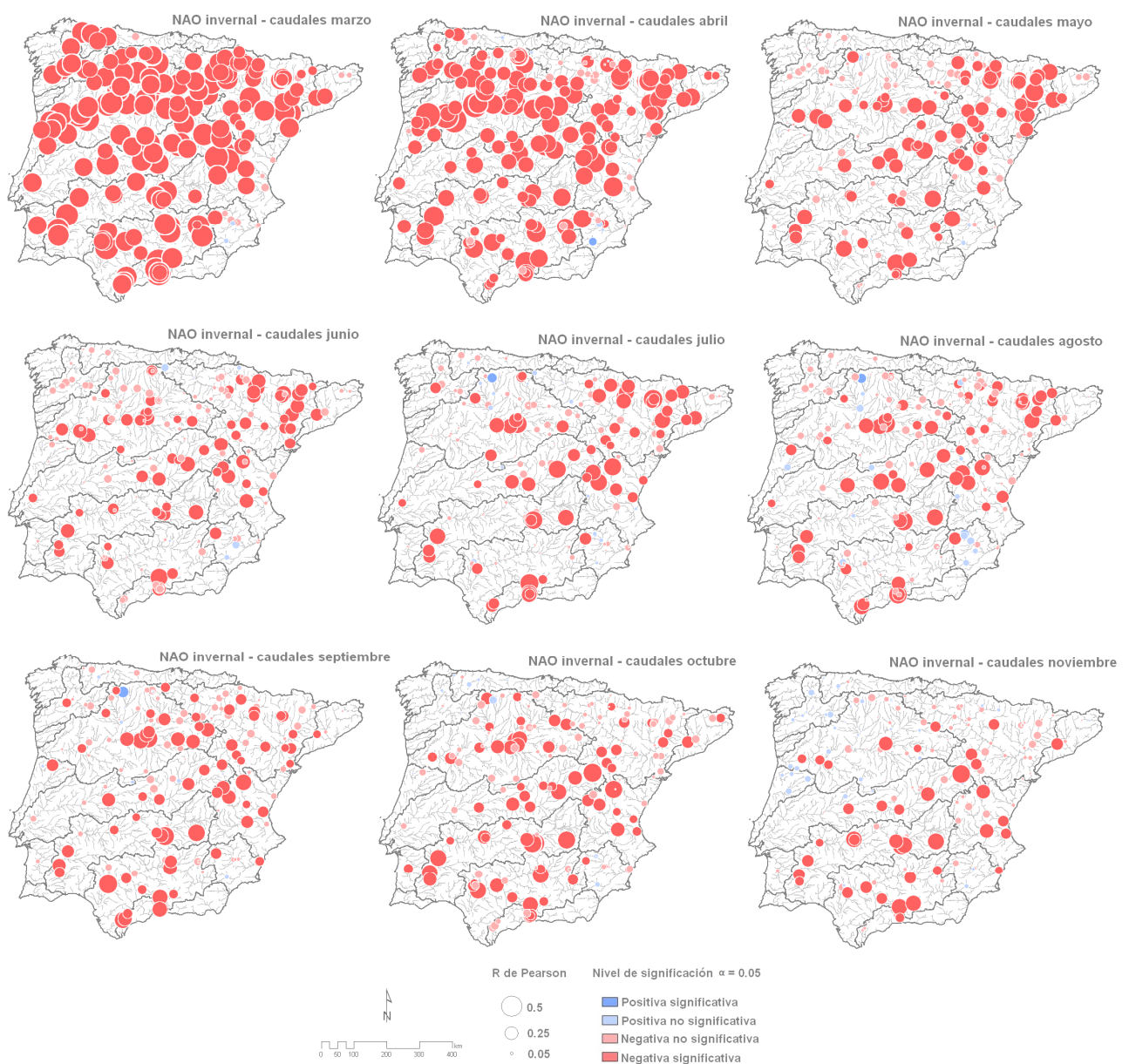


Figura 5.3. Distribución espacial de las correlaciones (r de Pearson) entre el índice NAO invernal y los índices de caudal SSI mensuales.

5.5. Anomalías de caudal generadas durante fases NAO extremas.

En esta sección se realiza un análisis de los eventos NAO extremos ocurridos durante el periodo de estudio, con el objetivo de investigar las anomalías de caudal generadas durante los mismos. Dado que las fases NAO extremas han sido relacionadas con eventos hidrológicos extremos (Hidalgo-Muñoz et al., 2011; Vicente-Serrano et al., 2011b), tanto inundaciones como sequías, la exploración de las anomalías de caudal generadas por la NAO durante sus fases extremas resulta muy relevante para la gestión hídrica y la mitigación del riesgo.

La figura 5.4 sintetiza las anomalías de caudal registradas en cada mes en las grandes cuencas durante las fases de la NAO positivas y negativas. Las fases de la NAO positivas extremas producen generalmente anomalías de caudal negativas en todas las cuencas y durante todos los meses. Sin embargo, el moderado y uniforme comportamiento de los caudales observado en aquellas cuencas con poca variabilidad mensual (Guadiana, Júcar, Segura y Ebro), contrasta con las importantes anomalías observadas en invierno en las cuencas Cantábricas, Duero, Guadalquivir, Mondego, Catalanas y Andaluzas. Durante las fases negativas de la NAO el patrón descrito se invierte, con anomalías positivas de caudal en todas las grandes cuencas.

Sin embargo, existen sustanciales diferencias en la respuesta observada entre cuencas, dependiendo de su localización dentro de la vertiente Atlántica o Mediterránea. Las fases negativas generan moderadas anomalías positivas de caudal en las cuencas del Ebro, Júcar, Segura y en las Catalanas (vertiente Mediterránea), sin grandes diferencias entre meses y estaciones. En contraste, las fases negativas de la NAO generan caudales altos en todas las cuencas de la vertiente Atlántica (Cantábricas, Miño, Duero, Tajo, Guadiana, Guadalquivir y Mondego) durante el final del invierno y el principio de la primavera.

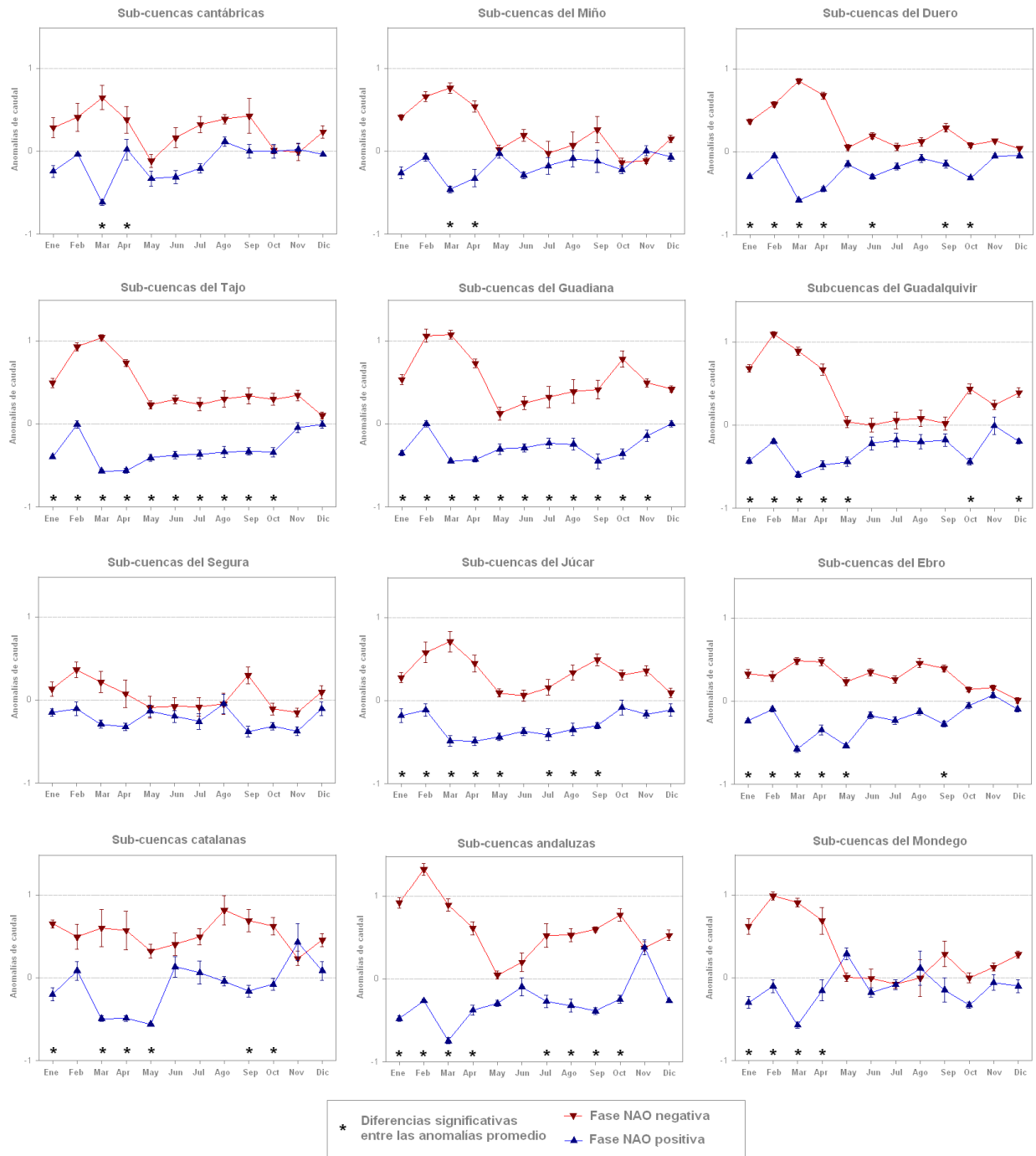


Figura 5.4. Resumen estadístico de las anomalías de caudal generadas durante fases NAO positivas y negativas clasificadas por cuencas. Los triángulos representan la media de las anomalías registradas en todas las estaciones de cada cuenca en un mes dado. Las líneas horizontales señalan el error estándar de la media. Los asteriscos marcan las diferencias que el Test de Wilcoxon Mann-Whitney destacó como significativas entre las anomalías medias en fase positiva y negativa.

En la tabla 5.1 se muestra el porcentaje de estaciones de aforo en cada cuenca con diferencias significativas entre el promedio de anomalías de caudal durante las fases positivas y negativas de la NAO. Cabe destacar los altos porcentajes (>70%) de aforos en las grandes cuencas Atlánticas (Duero, Tajo, Guadiana y Guadalquivir) que muestran diferencias significativas durante el invierno y la primavera. De entre ellas, aquellas localizadas en el sur (Guadiana y Guadalquivir) muestran los efectos más extensos, con el 100% de sus estaciones de aforo con diferencias significativas en tres meses durante el invierno. Las cuencas Andaluzas presentan un alto porcentaje de diferencias significativas entre las anomalías de caudal generadas durante fases NAO opuestas, a pesar de que pertenecen a la vertiente Mediterránea.

	Cantábricas	Miño	Duero	Tajo	Guadiana	Guadalquivir	Segura	Júcar	Ebro	Mondego	Catalanas	Andaluzas
Enero	20	14	43	60	78	100	9	43	24	75	50	100
Febrero	60	71	74	93	100	100	18	64	52	75	50	100
Marzo	80	100	100	100	100	100	9	71	79	100	50	100
Abril	20	71	71	100	100	75	18	57	48	75	50	57
Mayo	20	0	14	53	22	44	9	36	55	0	50	14
Junio	0	29	29	47	33	19	0	36	26	0	0	29
Julio	0	0	21	33	22	25	18	36	26	0	50	57
Agosto	20	14	17	47	56	13	36	50	29	25	25	43
Septiembre	20	29	31	40	56	44	18	43	43	25	25	71
Octubre	0	0	21	53	56	63	18	29	19	25	25	29
Noviembre	0	0	5	33	67	31	9	29	7	0	0	0
Diciembre	0	0	5	7	0	50	18	0	0	0	0	57

Tabla 5.1. Porcentaje de estaciones de aforo que registraron diferencias significativas entre las anomalías de caudal generadas durante fases NAO positivas y negativas.

La aplicación de un Análisis de Componentes Principales (ACP; Preisendorfer, 1988) en modo S (las estaciones de aforo son las variables y las anomalías de caudal los casos) muestra tres patrones principales que configuran la respuesta espacio-temporal de las anomalías de caudal a las fases NAO positivas y negativas. En la figura 5.5 se muestran las puntuaciones de cada componente principal extraídas de las series de anomalías de caudal durante las fases positivas y negativas, y la representación cartográfica de la distribución de las cargas factoriales de cada uno de los tres componentes en cada una de las estaciones de aforo.

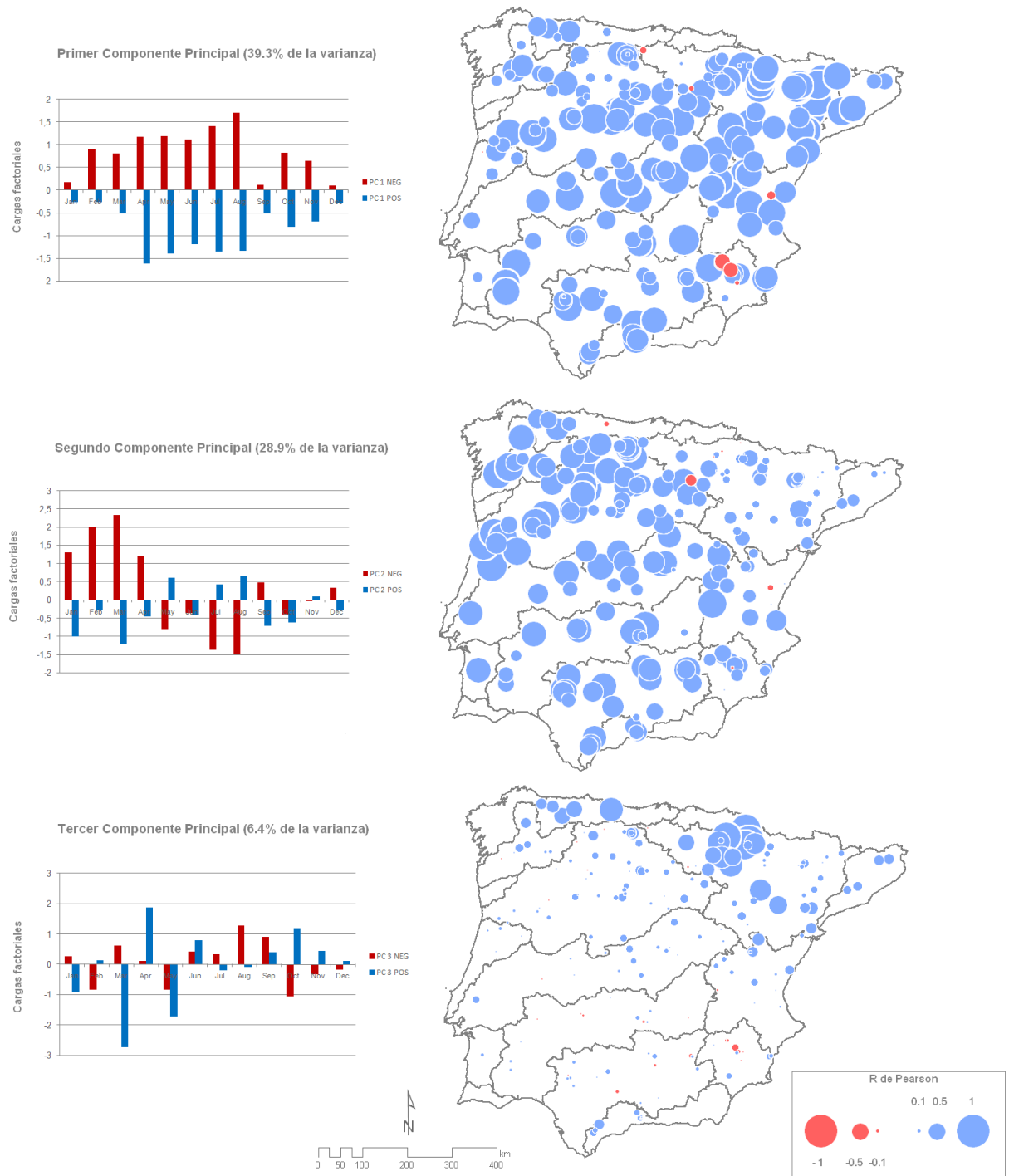


Figura 5.5. Izquierda: puntuaciones de los tres Primeros Componentes Principales extraídos de las series de anomalías en fase NAO positiva (barras azules) y negativa (barras rojas). Derecha: distribución espacial de las cargas factoriales de cada una de las estaciones de aforo en relación con cada uno de los tres Componentes.

El primer componente principal explica el 40% de la varianza total y muestra el patrón espacio-temporal más general, caracterizado por anomalías positivas durante las fases NAO negativas (y viceversa) en todos los meses de año, aunque las anomalías son mayores durante el final de la primavera y el verano. La extensión espacial de este patrón engloba toda la Península, estando más relacionado con los grandes cursos de la vertiente Atlántica y la costa Mediterránea. El segundo componente principal explica el 29% de la varianza total y señala amplias anomalías de caudal positivas en invierno y primavera, y anomalías negativas en verano durante fases NAO negativas. En este caso, la influencia de las fases negativas de la NAO es muy baja, con un claro comportamiento no-lineal en la respuesta de los caudales a la NAO. Este componente está básicamente representado por las cuencas pertenecientes a la vertiente Atlántica. El tercer componente explica solamente un 6,4% de la varianza y no muestra un patrón estacional claro respecto a las anomalías durante fases NAO opuestas. Sin embargo, este patrón presenta un fuerte componente espacial, estando altamente correlacionado con áreas del noreste de la Península, donde la correlación entre la NAO y los caudales es menor.

Los resultados del análisis de los efectos de las fases positivas y negativas de la NAO son consistentes con el resto de análisis realizados. Las anomalías de caudal durante las fases negativas son generalmente de mayor magnitud que las generadas durante fases positivas. Este hecho estaría relacionado con las características físicas de las cuencas y su comportamiento hidrológico. Debido a la gran cantidad de precipitación generada por episodios de lluvia extremos asociados a las fases negativas de la NAO, los suelos se saturan rápidamente y la escorrentía produce un incremento de los caudales (Morán-Tejeda et al., 2011).

Sin embargo, para garantizar el abastecimiento de agua, los gestores reducen la magnitud de las anomalías de caudal negativas durante las fases positivas de la NAO, generando caudales más uniformes, incluso durante periodos secos (López-Moreno et al., 2009). El Análisis de Componentes Principales ha destacado 3 patrones de estacionalidad relativos a las anomalías de caudal, con una clara distribución espacial. El patrón general muestra importantes anomalías de caudal durante ambas fases de la NAO, que se extienden durante todos los meses del año y a lo largo de toda la Península. El patrón secundario restringe las anomalías a los meses de invierno, cuando la NAO es más activa, y

únicamente durante fases negativas. Este patrón está ligado a todas las cuencas de la vertiente Atlántica y revela nuevamente la importancia del efecto de sombra que producen las cadenas montañosas que dividen la Península en dos vertientes (Atlántica y Mediterránea), bloqueando el avance de los flujos húmedos atlánticos. El tercer patrón no muestra una clara estacionalidad en la distribución de las anomalías pero presenta una distribución espacial bien definida, que puede estar relacionada con la mayor o menor influencia de patrones de circulación atmosférica de componente norte.

5.6. Cambios temporales en la respuesta de los caudales a la NAO.

Con el objetivo de investigar la evolución de la influencia de la NAO sobre los caudales, se realizó un test de correlación mediante ventanas móviles de 21 años entre el índice de la NAO de invierno y el Índice de Caudal Estandarizado de Marzo de cada estación de aforo. La elección del mes de Marzo para llevar a cabo este análisis se fundamenta en la existencia de un patrón espacial uniforme en la distribución de las correlaciones entre los caudales de este mes y la NAO (figuras 5.1, 5.2 y 5.3) y por ser capaz de resumir mejor el impacto de la NAO de invierno sobre los caudales, pues recoge la variabilidad introducida por ésta en meses anteriores.

Un Análisis de Componentes Principales en modo S (dónde las estaciones de aforo son las variables y las series de correlaciones móviles los casos) fue empleado, de nuevo, para resumir la evolución temporal de la influencia de la NAO sobre los caudales a partir de series de correlaciones móviles entre el índice NAO y la serie de caudal en cada estación de aforo.

La figura 5.6 muestra la evolución temporal de las puntuaciones de los tres primeros componentes principales (izquierda) y las cargas factoriales de las series de correlaciones mediante ventanas móviles (derecha). El primer componente principal explica aproximadamente el 28% de la varianza. Se caracteriza por una baja influencia de la NAO sobre los caudales durante las décadas de 1950, 1960 y 1970, y un aumento de la respuesta a partir de la década 1980. Las sub-cuencas que se ajustan a este patrón son las Cantábricas, la del río Mondego, gran parte del curso principal del río Duero, los afluentes de la cuenca media y alta del río Tago y del Guadalquivir, la mayor parte de la cuenca del Júcar y de las cuencas Andaluzas, así como algunos ríos pirenaicos.

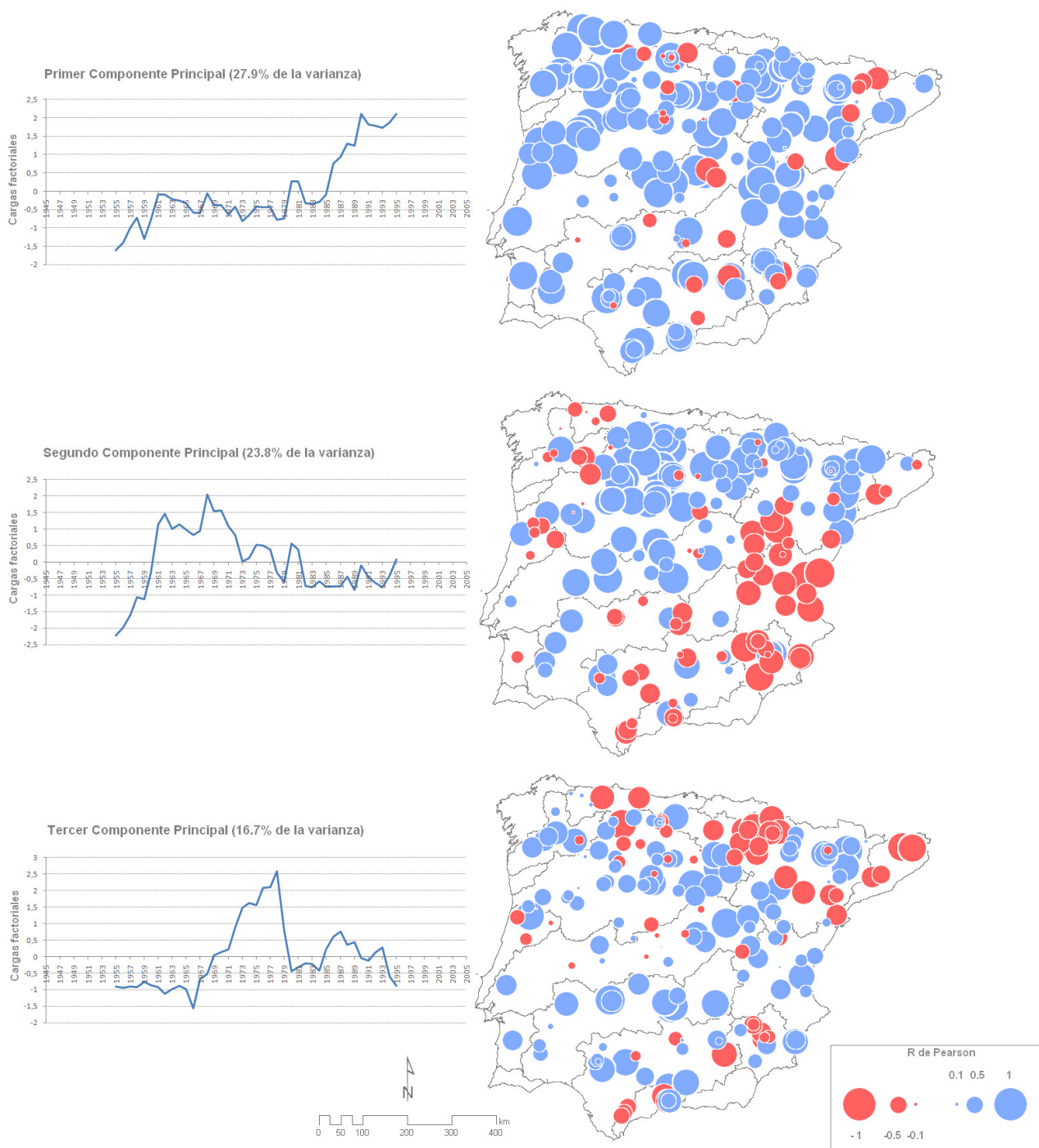


Figura 5.6. Izquierda: puntuaciones de los tres Primeros Componentes Principales extraídos de las series de correlación móvil (21 años) entre el índice NAO invernal y el SSI de Marzo. Derecha: distribución espacial de las cargas factoriales de cada una de las estaciones de aforo con cada uno de los tres Componentes.

El segundo componente principal explica el 23.8% de la varianza, y se caracteriza por una fuerte influencia de la NAO durante la década de 1960 y una estabilización de la respuesta en años recientes. Las cuencas representadas por este modo de variabilidad incluyen a afluentes de la margen derecha del Duero, el curso principal del Tajo, gran parte de la alta cuenca del Ebro, así como el río Segre y sus afluentes. El tercer componente principal acumula el 16.7% de la varianza explicada; presenta una baja respuesta de los caudales a la NAO durante las décadas de 1950 y 1960, un aumento de la misma durante la década de 1970 y un descenso de la influencia hasta la actualidad. Las sub-cuencas que se ajustan a este patrón son las cabeceras del Duero, Tajo y Ebro, el curso principal del río Guadiana y la cuenca baja del río Guadalquivir. Estos resultados muestran que, en general, la sensibilidad de los caudales fluviales respecto a la NAO ha sido muy variable en el tiempo y que la no estacionaridad es el patrón general entre 1945 y 2005.

Este análisis ha revelado tres patrones principales en la evolución del impacto de la NAO sobre los caudales ibéricos en los últimos sesenta años. El primero de ellos implica un aumento del impacto de la NAO desde la década de 1980 en gran parte de la Península Ibérica, si bien éste es más pronunciado en el sector noroccidental. Estos resultados son similares a los de Vicente-Serrano y López-Moreno (2008), que destacaron un aumento de la magnitud de las correlaciones negativas entre la NAO y la precipitación en el sur de Europa a lo largo de la segunda mitad del siglo XX, lo que está estrechamente ligado a cambios en la posición de los centros de presión característicos de la NAO. El segundo patrón se refiere a un descenso de las correlaciones entre la NAO y los caudales en determinadas sub-cuencas del Duero, Tajo y Ebro. Estas cuencas han sido objeto de un vasto proceso de regulación hidrológica destinado a mitigar los impactos negativos de la escasez de precipitaciones y satisfacer la demanda del regadío existente. Este aumento de la capacidad de embalse explicaría el descenso de la sensibilidad de los caudales a la variabilidad de la NAO durante las últimas décadas. El descenso de la influencia de la NAO sobre los caudales en las cuencas representadas por el tercer componente principal desde la década de 1980 podría estar también relacionado con el aumento de la capacidad reguladora en los cursos fluviales desde los ochenta.

5.7. Recapitulación.

El estudio llevado a cabo en este quinto capítulo evidencia una respuesta significativa de los caudales ibéricos a la variabilidad de la NAO. Se ha observado un impacto claro de la influencia de este modo de circulación atmosférica en las aportaciones de los ríos de toda la Península durante el invierno, y también en otoño en la vertiente Atlántica. Los efectos son mayores al considerar las condiciones sinópticas del mes previo, derivados de la retención de las aportaciones fluviales en presas y a procesos hidrológicos inherentes a las cuencas. También se ha destacado la persistencia del impacto de la NAO invernal sobre los caudales del conjunto de la Península durante el resto del año y como la influencia es más duradera en las cuencas con mayor capacidad de embalsado. Los resultados han mostrado el efecto generalizado de la NAO durante todo el año en toda la Península, mientras que las condiciones de la NAO durante el invierno (las de mayor intensidad y trascendencia) afectan, fundamentalmente, a la vertiente Atlántica.

La dependencia de los caudales ibéricos a la NAO ha sido demostrada, especialmente, en invierno (Trigo et al., 2004). También se ha observado un patrón no estacionario del impacto de la NAO sobre los caudales, poniendo de manifiesto la incertidumbre asociada a esta interacción, que puede verse incrementada de cumplirse las predicciones de los modelos de cambio climático. La evolución mostrada por los modelos sugiere que el mantenimiento de los caudales, el abastecimiento de agua a largo plazo para el regadío y otras actividades muestra una elevada incertidumbre (Rodríguez-Puebla y Nieto, 2010). Las proyecciones aportadas por los modelos para el siglo XXI indican una tendencia positiva de la NAO, y, por tanto, una tendencia descendente de la precipitación en nuestro ámbito geográfico. Además, los escenarios aportados por los modelos muestran correlaciones estables entre la NAO y la precipitación en el sur de Europa durante el siglo XXI (Vicente-Serrano y López-Moreno, 2008). Si estas predicciones se cumplen, las prácticas de gestión hídrica y la intensa regulación llevada a cabo pueden resultar insuficientes para adaptarse a la influencia de la NAO sobre los caudales de la Península Ibérica, pues el periodo de mayor recarga de los embalses en gran parte de la Península corresponde al invierno, estación en la que la influencia climática de la NAO resulta más trascendente para explicar la disponibilidad de caudales.

En este capítulo se analiza la variabilidad espacio-temporal de las sequías hidrológicas en las 187 estaciones de aforo de las que se dispone de datos. En una primera fase se realiza una regionalización basada en la evolución de las series de los Índices de Caudal Estandarizado (SSI). Posteriormente se identifican, mediante el uso de umbrales, los episodios de sequía registrados en cada una de las regiones hidrológicas delimitadas, para posteriormente analizar las 3 características básicas que diferencian a los distintos tipos de sequía (duración, magnitud y área afectada) y su variabilidad temporal durante el periodo de estudio.

En el capítulo introductorio de la tesis se aportaron diferentes definiciones del concepto de sequía, que no hacen sino poner en evidencia la propia complejidad del fenómeno y las dificultades que ha supuesto la delimitación espacio-temporal del mismo y el análisis de sus impactos. Dependiendo de la escala temporal y el sistema afectado, las sequías se clasifican en 4 categorías conceptuales (meteorológicas, agrícolas, hidrológicas y socioeconómicas). Este capítulo se ocupa del análisis de las sequías hidrológicas en la Península Ibérica entendidas como déficits de caudal. El estudio no incluye otros sistemas hidrológicos superficiales o sub-superficiales, como niveles de embalses, lagos y acuíferos. Las sequías hidrológicas se definen como un descenso en la disponibilidad de agua en todas sus formas dentro de la fase terrestre del ciclo hidrológico; entre ellas, las descargas fluviales integran la variable más significativa en términos de cantidad. La alta dependencia de distintas actividades económicas, como la producción hidroeléctrica o el regadío, ecosistemas asociados a los cursos fluviales y los abastecimientos de agua, se ha traducido en los años recientes en un aumento de las investigaciones sobre esta tipo de sequía, que ocurre cuando se registran caudales bajos (Tallaksen et al., 2009).

El caudal de un río constituye la respuesta integrada a las entradas en el sistema (precipitación), pérdidas de humedad por evapotranspiración, procesos de recarga-descarga de acuíferos, procesos de embalsado, trasvases de agua y otras modificaciones antrópicas (Fleig et al., 2011; López-Moreno et al., 2011). Diferentes estudios han mostrado que la respuesta de los caudales de los ríos a los déficits de precipitación precedentes resulta muy variable y depende, principalmente, de las características fisiográficas de las propias cuencas de drenaje (permeabilidad, topografía, usos del suelo y cubierta vegetal), las condiciones climáticas (precipitación y evapotranspiración), y la regulación hidrológica (Post y Jakeman, 1996; López-Moreno et al., 2011). La complejidad de las interacciones entre estos factores determina notables diferencias entre la cantidad de precipitación registrada y el estado de los sistemas hidrológicos superficiales y subterráneos, ya que al interactuar de múltiples maneras dentro de una misma cuenca,

introducen retardos e inercias temporales entre el descenso de precipitación y cuando éste se hace evidente en otros componentes del ciclo hidrológico (Wilhite y Glantz, 2005). Por ejemplo, las sequías hidrológicas más severas no siempre ocurren en las áreas con una precipitación efectiva menor; al contrario, normalmente dependen de la demanda de agua, las estrategias de gestión, los distintos tipos de cubierta y las condiciones meteorológicas en cabecera (EEA, 2001). Dado que el agua permanece menos tiempo en los sectores altos de la cuenca en sistemas no regulados o ligeramente modificados que en los tramos medios y bajos, la intensidad de la sequía varía a menudo en función del tiempo y la localización topográfica dentro de una misma cuenca (Mudelsee, 2007; Pandey et al., 2009).

La evaluación y caracterización de las sequías hidrológicas históricas resulta esencial para la gestión hídrica (Tallaksen y Van Lanen, 2004; Mishra y Singh, 2010), y la aplicación de la información derivada de estos estudios en el diseño de planes de gestión más eficaces puede reducir significativamente los impactos derivados de los episodios de sequía (Quiroga et al., 2011). El consenso científico sobre la necesidad de profundizar en el conocimiento de las sequías fluviales (Wilhite et al., 2007) ha motivado la generalización de este tipo de estudios en Europa (Tallaksen et al., 1997; Hisdal et al., 2001; Stahl, 2001; Gudmundsson et al., 2011), desarrollando un marco metodológico relativamente homogéneo en relación a su definición y caracterización. Los métodos basados en umbrales aplicados a series diarias, mensuales y anuales han sido ampliamente utilizados para la definición de eventos de sequía hidrológica (Yevjevich, 1967; Dracup et al., 1980; Tallaksen et al., 1997; Fleig et al., 2006; Timilsena et al., 2007), fijando umbrales determinados para inferir las tres características clave en que unas sequías se diferencian de otras: duración, magnitud y extensión espacial (Dracup et al., 1980; Tallaksen et al., 2009). Este enfoque, basado en las tres características mencionadas, permite la definición de regiones con un comportamiento homogéneo en lo referente a las sequías fluviales (Stahl y Demuth, 1999; Fleig et al., 2011), y genera información aprovechable por los gestores sobre las diferentes respuestas de cuencas concretas. La cada vez más recurrente sucesión de episodios de sequía en nuestra región repercute en una mayor vulnerabilidad de la sociedad ante este fenómeno natural (Quiroga et al., 2011), y hace necesaria la profundización en su conocimiento como herramienta para la implementación de estrategias de gestión efectivas y sostenibles en la Península Ibérica.

6.1. Definición y caracterización de los episodios de sequía.

Con el objetivo de definir los eventos de sequía ocurridos en las diferentes cuencas de la Península entre 1945 y 2005 se determinaron dos umbrales invariables en tiempo y espacio, dado que las series de caudal, convertidas a valores estandarizados mediante el SSI, resultan comparables espacio-temporalmente. Los umbrales se fijaron en el 20% de probabilidad para definir eventos de sequía moderada (Percentil 20, P20), que corresponde a un valor del SSI de -0.84, y en el 5% para definir episodios de sequía extrema (Percentil 5, P5), que corresponde a un valor del SSI de -1.65, dada la naturaleza estandarizada de la variable.

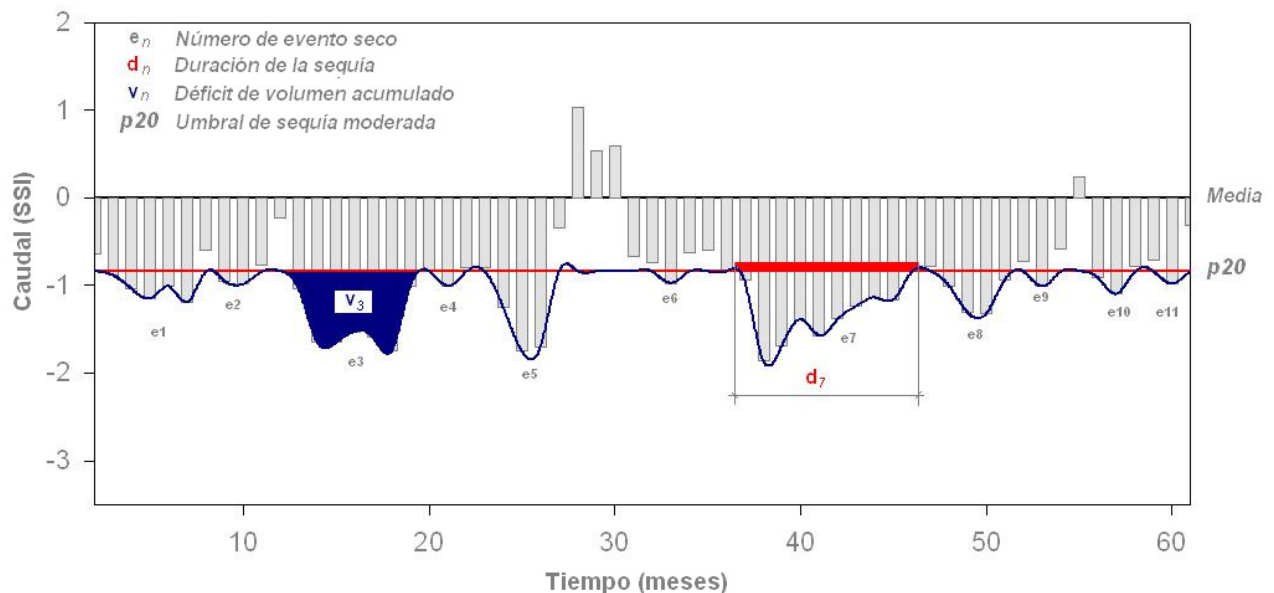


Figura 6.1. Esquema de la definición y caracterización de los episodios de sequía.

La selección de los umbrales continua siendo una cuestión subjetiva, si bien ésta fue realizada siguiendo las recomendaciones de los trabajos más recientes publicados sobre esta temática en el caso del umbral de sequía ordinaria (Tallaksen et al., 1997; Fleig et al., 2006; van Loon et al., 2010), a pesar de que estos autores utilizaron el Percentil 30 para delimitar los episodios de sequía en el contexto espacial europeo. En este trabajo, y dada la diferente naturaleza de los regímenes hidrológicos ibéricos (muchos de ellos caracterizados por un elevado estiaje), se utilizó el Percentil 20, con el fin de evitar realizar una sobreestimación de los episodios secos registrados. Por tanto, cuando el caudal de un mes cae por debajo de este valor se considera un episodio de sequía. Este umbral, junto con el

análisis de rachas propuesto por Yevjevich (1967) permitió la caracterización de cada episodio usando los siguientes parámetros (Figura 6.1):

1. *Duración de la sequía*: La duración (dn) de un evento de sequía dado (en) se define como el número de secuencias temporales consecutivas e ininterrumpidas (uno o más meses) con un caudal estandarizado (SSI) inferior a P20 en una estación de aforo concreta.
2. *Magnitud de la sequía*: El déficit de volumen acumulado (vn) se define como la suma de los déficits de volumen generados durante una secuencia ininterrumpida de meses (dn) que delimitan un evento de sequía (en) expresado como déficits acumulados en unidades estandarizadas.
3. *Área afectada por la sequía*: Para estimar el área bajo condiciones de sequía hidrológica se delimitaron las cuencas que drenan a cada estación de aforo. El área afectada de aquellos ríos con más de una sub-cuenca delimitada se refiere únicamente a los sectores de cuenca intermedios entre dos estaciones de aforo en el mismo curso fluvial, no a la cuenca completa desde la estación de aforo hasta la cabecera. A continuación se empleó una función condicional para determinar la ocurrencia de sequías y su tipo ($SSI > 0.84$ (P20) = ausencia de sequía; $-1.65 < SSI < -0.84$ = sequía moderada; $SSI < -1.65$ (Percentil 5; P5) = sequía extrema). Para computar las áreas que drenan a una estación de aforo concreta con condiciones de sequía se evaluó, de acuerdo con la función sobre estas líneas, el valor del SSI en cada estación. De esta manera se estimó el área de drenaje que contribuye a la ocurrencia de sequías registradas en localizaciones puntuales (estaciones de aforo).

6.2. Regionalización hidrológica peninsular.

Para caracterizar los patrones regionales de la evolución de las sequías en toda la Península Ibérica se realizó una regionalización previa, basada en la evolución individual de las series de SSI en cada estación de aforo. El amplio periodo de tiempo analizado y el gran número de series de caudal disponibles permiten, y a la vez aconsejan, el uso de este enfoque, dirigido a obtener patrones generales. Estudios previos han empleado el Análisis

Clúster para definir regiones con coherencia interna al tener un comportamiento homogéneo en la ocurrencia de sequías hidrológicas (Stahl y Demuth, 1999; Fleig et al., 2011). En el presente estudio se utilizó el Análisis de Componentes Principales (ACP) en modo S (las estaciones de aforo son las variables y las observaciones temporales los casos), ya empleado en el capítulo anterior, para definir regiones dónde la variabilidad temporal de las series de SSI sigue el mismo patrón obteniendo, además, una medida cuantitativa (cargas factoriales) de la semejanza entre la evolución de cada río y los patrones generales obtenidos. La pertenencia de cada estación de aforo a una u otra región hidrológica, representada por cada componente principal (PC), se realizó conforme a la *regla de carga factorial máxima* descrita en el capítulo 3.

La figura 6.2 muestra la distribución espacial de las sub-cuencas más correlacionadas con cada componente principal obtenido. Los diagramas de cajas indican el rango de valores de la Ratio de Retención (IR), altitud media, pendiente media y descarga media anual en cada cuenca, clasificados según la pertenencia a una u otra región definida por el ACP. La regionalización se basa en los diez primeros componentes principales, que explican un 60% de la varianza total. Este porcentaje se consideró como una porción representativa de la alta variabilidad del comportamiento hidrológico peninsular. La región más amplia (41.8% del área de estudio, incluyendo 49 cuencas de drenaje) engloba a las cuencas más correlacionadas con el primer componente principal (PC1). Éste muestra un claro patrón espacial que incluye las sub-cuencas del curso alto del Duero y el Tajo, el sistema Jalón-Jiloca en el sector sudoriental de la cuenca del Ebro, así como gran parte de las cuencas del Guadiana, Guadalquivir y Júcar. Esta región se caracteriza por caudales moderados y un alto nivel de regulación. El rango de ratios de retención de la región indica que la capacidad de regulación de muchas cuencas de drenaje excede la generación de caudal anual de las mismas. El segundo Componente Principal (PC2) está asociado a los sectores medios y bajos de las cuencas del Miño, Duero y Tajo, representando un 26.8% del área de estudio, e incluyendo 46 cuencas de drenaje. La mayoría de ellas se localiza sobre la sub-Meseta Norte (>900 m.s.n.m.), dónde la exposición a la influencia de las masas de aire procedentes del Océano Atlántico está estrechamente ligada a la generación de abundantes caudales.

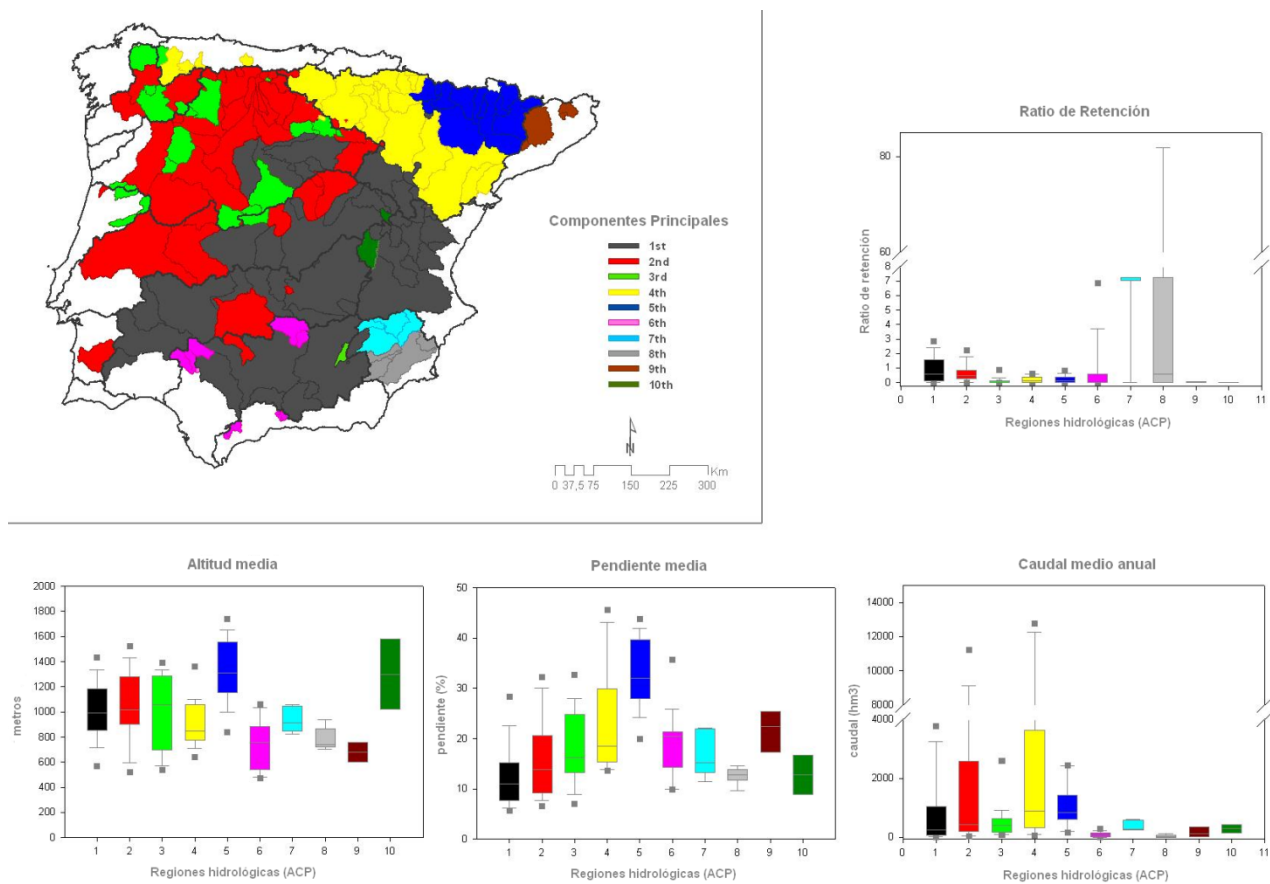


Figura 6.2. Mapa: distribución de las cuencas pertenecientes a cada región obtenida mediante el ACP. La regionalización se basa en la máxima carga factorial obtenida en cada estación de aforo respecto a cada Componente Principal. Los diagramas de cajas muestran la altitud media, pendiente media, descarga media anual y el Ratio de Retención (IR) de las cuencas incluidas en cada región.

La región delimitada por el tercer Componente Principal (PC3) ocupa el 6.6% del área de estudio e incluye 24 cuencas de drenaje que se encuentran intercaladas entre aquellas que pertenecen a la región definida por el PC2. Corresponden a la cabecera del Miño y del Duero y algunos de sus afluentes, que drenan desde el Sistema Central y los Montes de León. Esta región presenta, por lo general, un bajo nivel de regulación y caudales moderados. Las cuencas más correlacionadas con el PC4 ocupan el 12.7% del área de estudio (25 cuencas), incluyendo la mayoría de las cuencas Cantábricas, el curso principal del Ebro y sus afluentes desde los Pirineos Atlánticos. Este componente se caracteriza por incluir sistemas con abundantes caudales, elevadas altitudes y pronunciadas pendientes en la mayoría de sus cuencas. Las sub-cuencas representadas por el quinto componente principal (5.5% del área de estudio y 14 cuencas) corresponden con los sistemas que drenan desde los Pirineos Centrales. Esta región se caracteriza por poseer las mayores altitudes y las pendientes más pronunciadas. El sexto componente incluye las

cuencas Mediterráneas Andaluzas y los afluentes de la margen derecha del Guadalquivir. Esta región ocupa un 1.5% del área de estudio (13 cuencas) y se caracteriza por bajos caudales y un considerable grado de regulación hídrica. El séptimo y octavo componente representan dos sectores bien contrastados de la cuenca del Segura. El PC7 (1.64% del área de estudio y 5 cuencas de drenaje) delimita una región hidrológica en la que se incluyen aquellas sub-cuencas que reciben directamente el agua transferida desde la cabecera del Tajo, mientras que el PC8 (1.7% del área de estudio y 5 cuencas de drenaje) representa las sub-cuencas de la cuenca del Segura que no están afectadas directamente por el trasvase Tajo-Segura. Ambos componentes se caracterizan por los cambios que sufren derivados de una regulación hídrica extrema y la sobreexplotación de los recursos. El noveno componente engloba un 1% del área de estudio e incluye todas las cuencas Catalanas. Por su parte, el PC10 (0.5% del área de estudio y 2 cuencas de drenaje) se correlaciona con las estaciones situadas en las cabeceras de los ríos Tajo y Júcar.

La utilización del Análisis de Componentes Principales representa un enfoque alternativo al definir regiones hidrológicas homogéneas, cuando éste está dirigido a una evaluación específica de su respuesta a la sequía, ya que hasta ahora la metodología más extendida utilizada con este propósito ha sido el análisis clúster (Stahl y Demuth, 1999; Fleig et al., 2011). El uso de un índice de sequía hidrológica (SSI) ha permitido la realización de este tipo de regionalización basada en un ACP, al usar variables estandarizadas, comparables en tiempo y espacio, y así identificar regiones con una evolución similar de las sequías hidrológicas. La eficacia de este método ha sido probada en varias regiones del mundo (Johnston y Shmagin, 2008; Kahya et al., 2008; Peterson et al., 2011). En nuestro caso, los resultados obtenidos son altamente satisfactorios puesto que la regionalización muestra patrones geográficos muy coherentes y sus límites están bien definidos. El interior está dividido en dos sectores por el Sistema Central, lo que también origina la separación entre las regiones representadas por el PC1 y el PC2. Por su parte, la Cordillera Ibérica separa la sub-Meseta norte y sur (PC1 y PC2, respectivamente) del Valle del Ebro (PC4). Una dispar influencia Atlántica en los Pirineos crea la distinción entre las cuencas pirenaicas occidentales (PC 5), las cuencas centrales (PC5) y las cuencas Catalanas (PC9). Sin embargo, la variabilidad espacial de las sequías hidrológicas en la Península es mayor que la observada en las sequías climáticas: estas últimas se resumieron en 6 componentes que explicaban el 70% de la varianza (Vicente-Serrano, 2006a; Vicente-Serrano, 2006b). Este hecho resalta la gran complejidad y el mayor número de factores

que intervienen en la ocurrencia de sequías hidrológicas en comparación con la precipitación (Krasovskaia et al, 1994; Fleig et al., 2011).

6.3. Distribución temporal de los episodios de sequía.

En la figura 6.3 se muestra la evolución de las puntuaciones de los cinco primeros componentes principales y las cargas factoriales correspondientes a cada uno de ellos. El primer componente principal explica el 12.8% de la varianza total y muestra una baja frecuencia en la alternancia entre periodos húmedos y secos. La evolución temporal del PC1 muestra dos periodos muy contrastados: un primer periodo húmedo de 1945 a 1980 con episodios esporádicos de sequía durante la década de 1950, seguido de un periodo más seco que se prolonga hasta 2005. Incluidas en este último se registran tres episodios de sequía principales: uno al principio de la década de 1980, otro al principio del siglo XXI (con el año 2003 mostrando las condiciones más secas), y la gran sequía de la década de 1990 que se prolongó durante 5 años en gran parte de la Península. La correlación entre esta evolución temporal y las series de caudal son especialmente altas en las cabeceras y cursos altos de cuencas localizadas en la Cordillera Ibérica (Tajo, Júcar, Guadiana y el sistema Jalón-Jiloca). El PC2 explica el 11.56% de la varianza y está asociado a una alta frecuencia temporal entre la sucesión de periodos secos y húmedos, que suceden siguiendo un patrón anual. De nuevo se observan dos periodos contrastados en la evolución de este componente, que están relacionados con la implantación del sistema regulatorio durante la década de 1970. El primer periodo (de 1945 a 1965) estuvo asociado a repetidas e intensas sequías intra-anales que ocurrían anualmente, con periodos de aguas altas y aguas bajas muy diferenciados entre sí, mientras que el segundo periodo (desde los años setenta al presente), se caracteriza por una reducción en el número e intensidad de los periodos secos como fruto de las prácticas de gestión hidrológica, encargadas de compensar los déficits de caudal propios del verano con los volúmenes de agua embalsados durante el invierno. Este patrón está altamente correlacionado con el curso bajo del Miño, los afluentes de la margen derecha del Duero y los sectores del curso bajo de la cuenca del Tajo. El tercer componente principal explica el 9.5% de la varianza, y también presenta una alta frecuencia en la alternancia entre periodos secos y húmedos. Su evolución temporal muestra un aumento de la frecuencia, duración e intensidad de los eventos de sequía desde la década de 1970, siendo los más notables los ocurridos en 1992-1994 y 2003-2005.

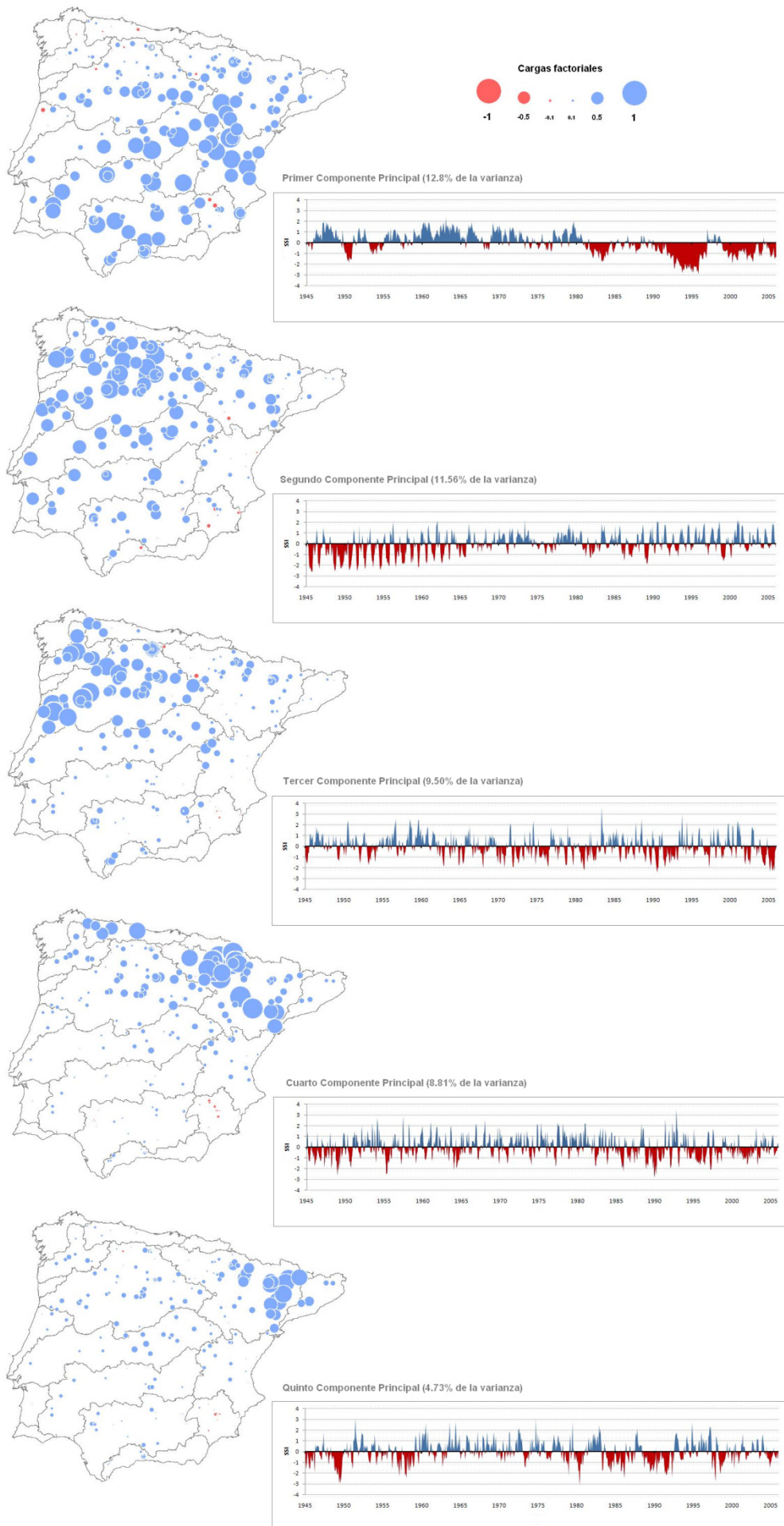


Figura 6.3. Distribución espacial de las cargas factoriales de los cinco primeros Componentes Principales (izquierda) y evolución temporal de las puntuaciones de los mismos (derecha).

Los sectores de la cuenca baja del Duero, la práctica totalidad de la cuenca del Mondego y los sistemas que drenan desde los Montes de León (Ería y Tera en la cuenca del Duero, y Sil y Cabrera en la del Miño) están altamente correlacionados con este componente. El cuarto componente explica el 8.81% de la varianza. A pesar de que está caracterizado por una moderada frecuencia en la sucesión de periodos secos y húmedos, su evolución temporal muestra un predominio de los secos sobre los húmedos en las últimas décadas. Las sequías más intensas se produjeron en 1949, 1955 y 1990. Las cuencas Cantábricas están moderadamente correlacionadas con este patrón, mientras que la relación se incrementa en el curso principal del Ebro y en sus afluentes pirenaicos más occidentales. El quinto componente representa el 4.73% de la varianza total y se caracteriza por los seis grandes episodios de sequía ocurridos durante el periodo de estudio: 1948-1950, 1957-1959, 1980, 1983-1986, 1988-1992 y 1998-1999. Los ríos que fluyen desde los Pirineos Centrales están moderada (Aragón) o altamente correlacionados (Sistema Segre-Cinca) con este patrón. La figura 6.4 presenta la evolución temporal de los componentes principales (6° al 10°) y las cargas factoriales de cada PC distribuidas en cada estación de aforo. El sexto componente presenta dos periodos diferenciados en su evolución temporal relativa a las sequías: en el primero, de 1945 a 1975, las sequías registradas fueron de intensidad baja y duración moderada, mientras que en el segundo periodo, de 1975 a 2005, la intensidad de los episodios de sequía se incrementó. La correlación de los ríos del sector sudoeste con el PC6 son débiles, moderadamente altas en los afluentes de la margen derecha del Guadalquivir y fuertes en el caso de las cuencas Mediterráneas Andaluzas. El séptimo componente principal representa el 2.67% de la varianza y resulta representativo de la evolución del río Mundo en la Cuenca del Segura. Su evolución temporal está asociada a una muy baja frecuencia en la alternancia entre periodos húmedos y secos, con dos fases bien contrastadas: de 1945 a 1978 los episodios secos aparecen más frecuentemente y estuvieron caracterizados por una larga duración; por el contrario, desde 1979 hasta 2005 las sequías fueron mucho menos frecuentes y dominan las condiciones húmedas. El octavo componente explica el 2.15% de la varianza total y está representado por el curso principal de río Segura y sus afluentes por su margen derecha. La evolución temporal de sus caudales refleja una baja frecuencia en la alternancia entre fases húmedas y secas, las cuales están intercaladas. El periodo húmedo registrado entre 1945 y 1955 fue seguido de otro seco de 1955 a 1973, otro periodo húmedo pero (1973-1975) y finalmente otra fase seca hasta 1990.

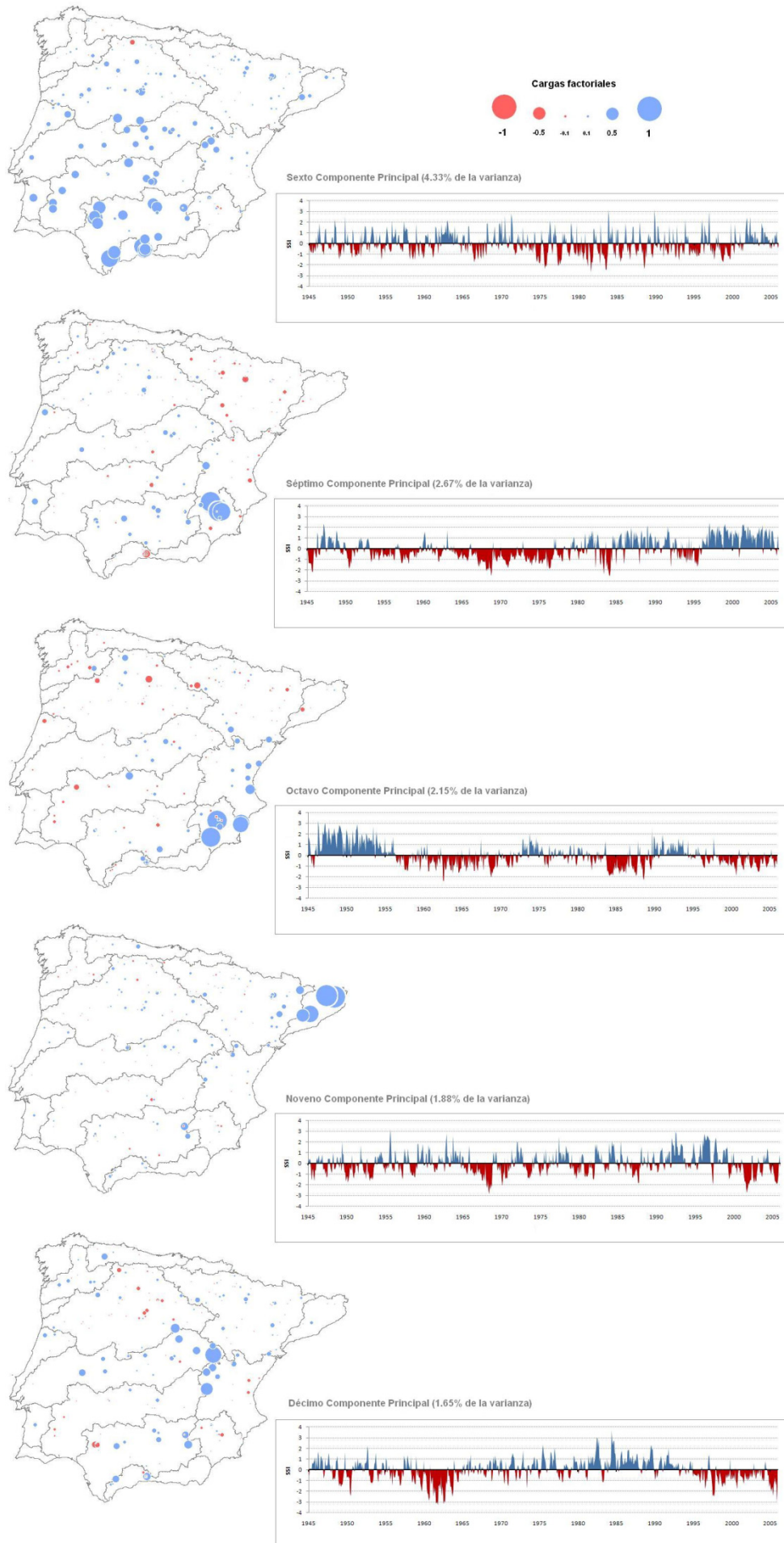


Figura 6.4. A la izquierda: Distribución espacial de las cargas factoriales de los primeros Componentes Principales (del sexto al décimo); y a la derecha: evolución temporal de las puntuaciones de los mismos.

Paradójicamente, entre 1990 y 1995, mientras la mayoría de la Península sufría los efectos de una persistente e intensa sequía, esta región experimentó una fase de descargas moderadas a la que siguió otra fase seca que duró hasta el final del periodo de estudio. El noveno patrón se caracteriza por una baja frecuencia temporal entre la alternancia de periodos húmedos y secos. Los episodios de sequía aparecen durante todo el periodo de estudio, pero entre ellos destacan dos: 1965 a 1968 y 1999 a 2004. Este componente representa la evolución de las cuencas internas de Cataluña, especialmente la del río Fluviá. El décimo y último componente representa las cabeceras del río Tajo y del Júcar, y muestra una baja frecuencia en la sucesión de periodos secos y húmedos. Las mayores sequías se registran de 1959 a 1964 y desde 1996 a 2005.

Los patrones generales que se han mostrado respecto a la evolución y ocurrencia de sequías fluviales (siendo las décadas más secas las de 1950, 1980, 1990 y 2000) son consistentes con resultados de Bordi et al. (2009) y Vicente-Serrano (2006) relativos a las sequías climáticas en Europa y la Península Ibérica respectivamente, que muestran condiciones de mayor frecuencia de sequías climáticas durante las décadas de 1950, 1980, 1990 y 2000. Estos resultados también son coherentes con los mostrados por Hannaford et al. (2011), quienes incluyeron varias cuencas del norte peninsular en un reciente estudio a escala continental, y con las tendencias generalizadas de descenso de los caudales mostradas en el capítulo 4 (Lorenzo-Lacruz et al., 2012). Estos patrones de evolución general tan dispar y los distintos tipos de sequía fluvial de las 10 regiones hidrológicas delimitadas están causadas, o al menos condicionadas por las diferentes características, tanto climáticas como fisiográficas y de regulación de las mismas. En la siguiente sección se discute sobre los posibles factores causantes de esta configuración y la agrupación espacial obtenida en base a la ocurrencia y características de las sequías, siendo también éstas últimas analizadas a continuación de forma pormenorizada.

6.4. Características de las sequías.

A continuación se muestran las distintas tipologías de sequía agrupadas según las características (duración y magnitud) extraídas de cada uno de los episodios secos identificados mediante el método de umbrales. La figura 6.5 muestra las frecuencias acumuladas de las series de duración y magnitud de los eventos de sequía moderada (P20)

registrados en cada región. En el gráfico se encuentran ordenadas de la más corta a la más larga en el caso de la duración, y de menor déficit acumulado a mayor déficit acumulado en el caso de la magnitud. Como cabía esperar, encontramos marcadas diferencias entre las distintas regiones. Con respecto a estas dos características, resultan evidentes tres tipologías principales de regiones hidrológicas. El primero, integrado únicamente por el PC1, muestra pocos episodios de sequía (alrededor de 40) aunque éstos se caracterizaron por una larga duración y gran magnitud en los déficits. La ocurrencia de 7 episodios que superan el año de duración, y dos sequías excepcionales con 5 años de duración, confirman que la región delimitada por el primer componente sufre sequías muy prolongadas en el tiempo y registra amplios déficits acumulados. El segundo grupo está compuesto por el segundo, quinto, séptimo, octavo, noveno y décimo componente. Todos ellos experimentaron un moderado número de episodios secos (entre 70 y 100), con duraciones máximas de entre 25 y 30 meses. Lógicamente, la magnitud de los eventos de sequía está estrechamente relacionada con la duración de los eventos, por lo que si tenemos en cuenta los déficits acumulados la clasificación es prácticamente igual que en el caso de la duración. Por su parte, el tercer grupo está integrado por las regiones representadas por el tercer, cuarto y sexto componentes. Todas ellas muestran más de 100 episodios secos en los 61 años de análisis, aunque ninguno de ellos excedió los 20 meses de duración. Ello explica que la magnitud de las sequías y los déficits de caudal generados fueran notablemente inferiores al resto de regiones.

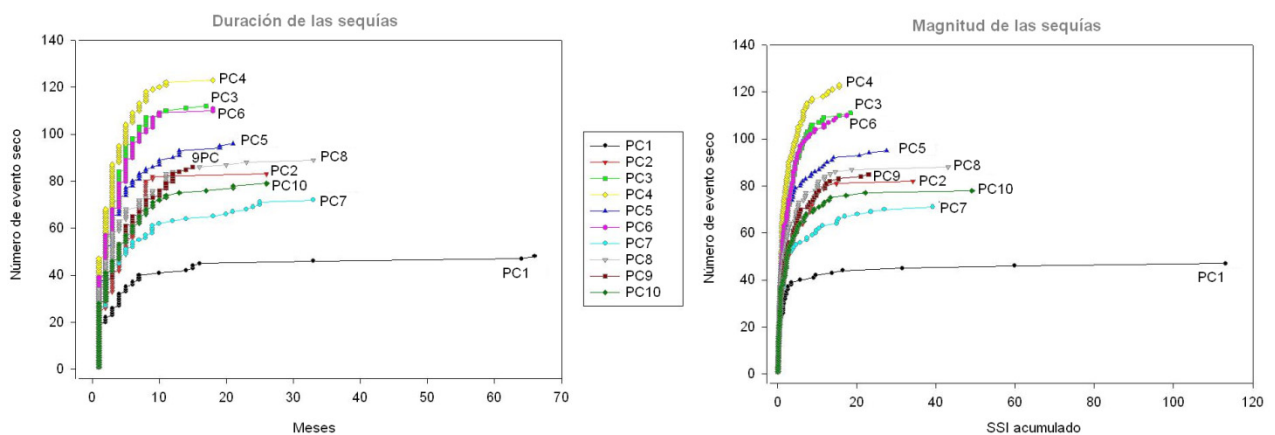


Figura 6.5. Duración (en meses) de los episodios de sequía ordenados del más corto al más largo (izquierda). Magnitud (en déficits de SSI acumulados) de los episodios de sequía ordenados de menor a mayor (derecha).

En general, la duración de las sequías está inversamente relacionada con el número de eventos registrados. Sin embargo, se observa un progresivo incremento en la duración de las sequías fluviales desde la década de 1970. Estos resultados sugieren que los episodios de precipitación que siguen a las sequías no han sido capaces de generar los excedentes necesarios para restaurar las condiciones hidrológicas presentes antes de la ocurrencia del periodo seco, lo que está, en general ligado al desarrollo del regadío y el aumento de la demanda para el abastecimiento.

El comportamiento de las sequías en la región delimitada por el PC1, caracterizadas por ser severas y muy persistentes, puede deberse a varios factores. La precipitación en esta región hidrológica está fuertemente asociada a la Circulación del Oeste y a la Oscilación del Atlántico Norte, que tiene una gran influencia sobre los caudales de otoño e invierno (López-Moreno et al., 2007). Igualmente, la litología permeable de las cabeceras de las cuencas de esta región favorece la recarga de los sistemas subterráneos, lo que unido a la regulación supra-anual de los embalses, genera grandes inercias temporales en la respuesta de los ríos a los déficits de precipitación. La relación entre el PC1 y la precipitación en el sector meridional de la cordillera Ibérica lo ejemplifica: la respuesta más intensa de sus ríos ante los déficits de precipitación acumulados se registra dos años después de que la sequía climática se produzca ($r = 0.76$, entre las puntuaciones del componente y el Índice de Sequía Estandarizado a la escala temporal de 25 meses). La dependencia de los caudales de los ríos a las condiciones climáticas de varios años causa sequías de larga duración en esta región, y surge como un fenómeno cuya importancia puede ser fundamental dada la amplia extensión espacial del patrón. El nudo orográfico que configura el sur de la Cordillera Ibérica es una zona crítica para la gestión del agua en la Península Ibérica. Esta región constituye la divisoria entre las cuencas del Ebro, y las cabeceras de las cuencas del Tajo y el Júcar, y actúa distribuyendo las aguas a zonas muy amplias de ambas vertientes, condicionando así la respuesta a las sequías en los cursos medios y bajos de las cuencas representadas por este patrón (más de un 40% del área de estudio), y a su vez, determina la cantidad de agua que puede ser trasvasada a las cuencas del Segura y el Guadiana desde la cabecera del Tajo. Dada su relevancia, en los dos capítulos siguientes se evalúa de forma más exhaustiva las diferentes inercias y respuestas retardadas en las sequías hidrológicas de los sistemas hidrológicos peninsulares respecto a las sequías climáticas, y el papel que juega la regulación, especialmente en las zonas más críticas respecto a la disponibilidad de recursos hídricos.

Las características de las sequías fluviales de la región delimitada por el segundo componente estarían asociadas a la influencia del Atlántico, que es la fuente principal de las masas de aire que generan precipitaciones en la zona, y de las elevadas altitudes propias de la sub-Meseta Norte, que determinan los regímenes nivo-pluviales de la región (Morán-Tejeda et al., 2011). La observación de cada vez menos episodios de sequía (principalmente en la cuenca del Duero) está estrechamente ligada a las estrategias de gestión, que suavizan el estiaje de los ríos, y coinciden con algunas de las tendencias positivas detectadas en el capítulo 4. Las cuencas que engloba el tercer patrón, intercaladas con aquellas representadas por la región del PC2, presentan un nivel muy bajo de regulación (ver Figura 6.1) y en consecuencia, la señal climática debería ser de gran importancia para definir su comportamiento hidrológico. Cabe destacar la correlación negativa y significativa ($r=-0.35$, $\alpha<0.01$) que se encontró entre las puntuaciones del tercer componente en invierno y el índice NAO invernal en el noroeste.

La región definida por el cuarto componente está delimitada por la orografía de la cordillera Cantábrica, los Pirineos y la cordillera Ibérica, que canaliza las masas húmedas de componente norte hacia el Valle del Ebro. Estas masas de aire descargan precipitaciones y generan caudales en las cuencas Cantábricas y la del Ebro, especialmente en cabecera y en las cuencas de los Pirineos occidentales. Éstos últimos sistemas son los dos mayores contribuyentes al caudal del río Ebro (Batalla et al., 2004), y consecuentemente, determinan la ocurrencia de sequías aguas abajo, en el curso medio y bajo del Ebro. De acuerdo con Martín-Vide y López-Bustins (2006), la fase positiva de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) determina la ocurrencia de precipitación en las zonas adyacentes al Golfo de Vizcaya, lo que se refleja en la significativa correlación positiva ($r=0.52$, $\alpha<0.01$) obtenida entre las puntuaciones del cuarto componente en invierno y el índice WeMO invernal. Dentro de la cuenca del Ebro encontramos la región hidrológica representada por el quinto componente, que se corresponde con las cuencas montañosas del Pirineo Central. La fusión nival juega un papel fundamental en esta zona y causa un retardo en la respuesta de los caudales a las condiciones climáticas (entre 2 y 10 meses, dependiendo del nivel de regulación; Vicente-Serrano y López-Moreno, 2005).

La evolución de las sequías hidrológicas en la región representada por el sexto componente puede estar determinada por las características de las cuencas. En general, predominan cuencas con reducidas áreas de drenaje y bajas altitudes. Estos factores

producirían episodios de sequía cortos, pero muy frecuentes como fruto del régimen efímero que define estos ríos, más propio de ramblas mediterráneas que de ríos propiamente dichos, y que está asociado a unos caudales moderadamente altos durante la estación húmeda, mientras que fluyen prácticamente secos durante el resto del año (Liquete et al., 2005).

La reducción en frecuencia de los eventos de sequía en el sector septentrional de la Cuenca del Segura (PC7) refleja la dependencia que tiene este área del agua transferida desde la cabecera del Tajo (331hm³ al año de media desde 1979) para riego y el abastecimiento urbano. La dependencia se hace patente al relacionar las puntuaciones factoriales del séptimo componente (5 sub-cuencas) y una serie estandarizada del caudal transferido desde la cuenca del Tajo y obtener una alta correlación significativa ($r=0.66$). Sin embargo, desde que comenzó el trasvase, se ha establecido una relación inversa en el comportamiento hidrológico entre los sectores norte (PC7, con tendencia positiva) y sur (PC8, con tendencia negativa) de la cuenca del Segura, consecuencia directa de la sobreexplotación de los recursos hídricos superficiales y subterráneos que ha generado el agotamiento de acuíferos y el incremento de los episodios de sequía en las áreas representadas por el octavo componente (Gil-Olcina, 2000; Custodio, 2002).

6.5. Cambios en la magnitud y duración de las sequías.

En esta sección se comparan las características de las sequías hidrológicas (duración y magnitud) en dos periodos de análisis distintos con el objetivo de analizar los cambios producidos en las distintas regiones, y comprobar si se ha registrado un aumento en el número de eventos, los déficits acumulados y la duración de los mismos en la segunda mitad del periodo de estudio. La figura 6.6 resume las características (duración y magnitud) de las sequías identificadas en cada componente en dos periodos distintos: 1945-1974 y 1975-2005. En el caso del primer componente ha habido un claro incremento del número de eventos de sequía durante el segundo periodo ($n=27$) con respecto al primero ($n=21$). Tanto la duración como la magnitud también se han incrementado considerablemente durante el segundo periodo, hasta alcanzar una duración media de 10 meses y un déficit medio de 15 unidades estandarizadas, con una duración máxima que se incrementó de 15 a 66 meses.

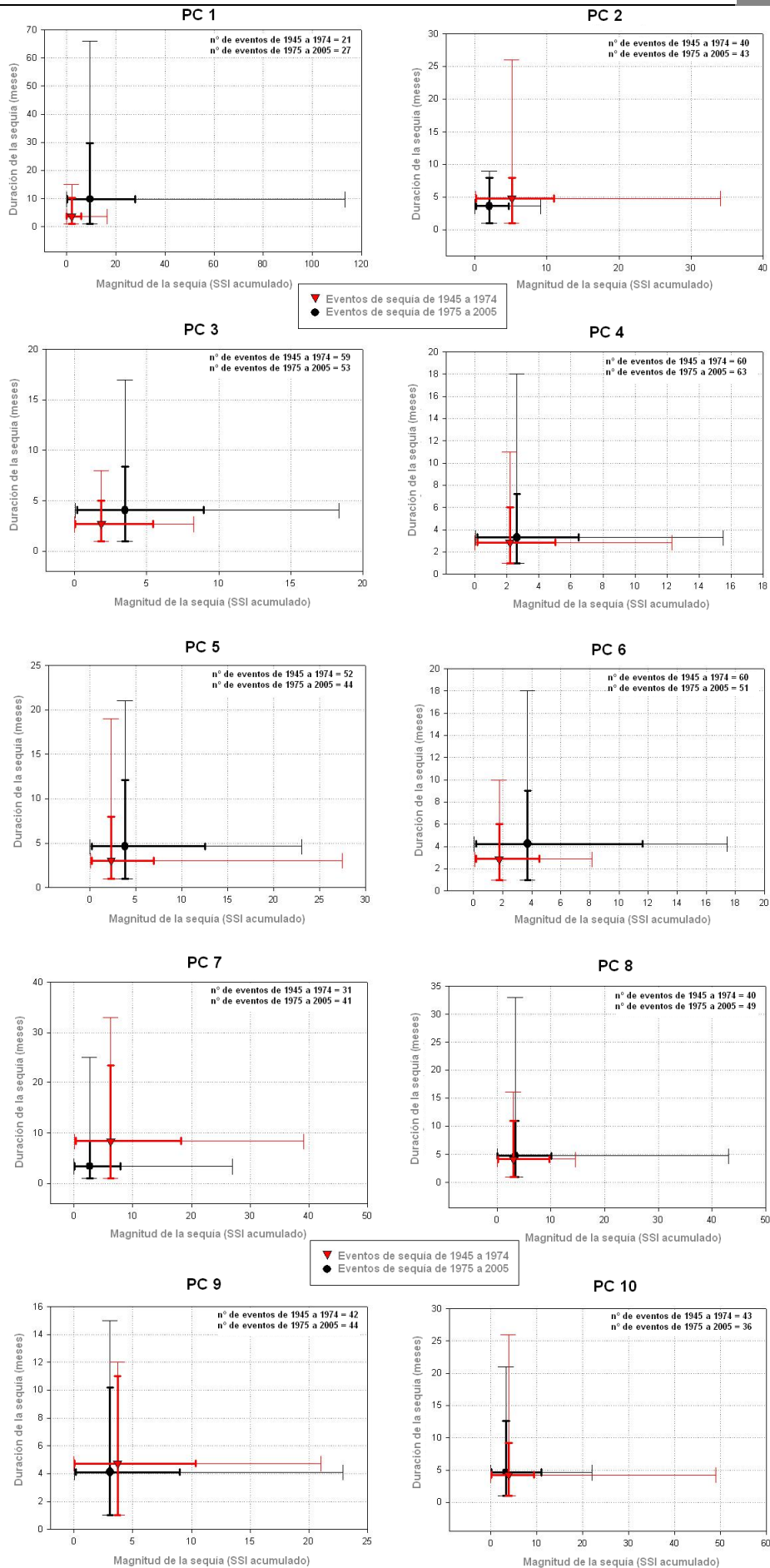


Figura 6.6. Duración y déficits acumulados de las sequías en dos periodos diferentes (1945-1974 y 1975-2005) para cada uno de los diez Componentes Principales seleccionados. Los triángulos y los círculos representan la duración y la magnitud media para cada uno de los dos periodos. Las líneas gruesas indican los percentiles 10 y 90, mientras que las líneas finas indican las duraciones y magnitudes mínimas y máximas.

El segundo componente registró un ligero incremento del número de episodios entre 1975 y 2005; sin embargo en ese mismo periodo la duración y magnitud media de las sequías descendió. Los patrones que muestran el tercer, cuarto, quinto y sexto componentes son muy similares: todos ellos muestran un moderado incremento de la duración y magnitud media de los eventos de sequía en la segunda parte del periodo analizado. Sin embargo, a excepción del quinto componente, tanto las duraciones máximas como las magnitudes máximas aumentaron entre 1975 y 2005. En el caso del séptimo componente se registró un aumento del número de episodios de sequía, a pesar de que se observó un sustancial descenso en la duración y magnitud media durante el segundo periodo. El patrón observado para el octavo componente es muy similar en los dos periodos en cuanto al número de episodios registrados. A pesar de ello, tanto la duración como el máximo déficit acumulado aumentaron considerablemente durante la segunda parte del periodo de estudio. El noveno componente experimentó un ligero descenso de la duración y magnitud medias desde 1975; por el contrario, tanto la duración máxima como el máximo déficit acumulado se incrementaron. El décimo patrón muestra unas características similares entre los dos periodos, sin embargo, la duración y magnitud máximas descendieron moderadamente en la segunda parte del periodo de estudio.

6.6. Extensión y propagación espacial de las sequías

La evolución temporal del porcentaje de las áreas afectadas por una sequía moderada ($SSI < -0.84$) y extrema ($SSI < -1.65$) durante el periodo de estudio se muestra en la figura 6.7, observándose tres etapas principales en su evolución. La primera, durante las décadas de 1940 y 1950, fue un periodo donde el área afectada por las sequías a menudo superaba el 40% de la Península. Adicionalmente, alrededor del 25% de las sub-cuencas analizadas sufrieron condiciones de sequía extrema durante los eventos de 1945, 1949, 1950 y 1954. En la segunda etapa, que comprende las décadas de 1960 y 1970, el área afectada por sequías moderadas fue inferior (habitualmente por debajo del 20%). La ocurrencia de los eventos secos de 1965 y 1976, cuando el área afectada superó el 40% del total peninsular, fue la excepción. La tercera etapa fue la más larga y se extendió desde 1980 a 2005. Durante esta fase temporal el área afectada por sequías hidrológicas superó habitualmente el 50% de la Península; además se registraron picos por encima del 70% en 1981, 1992, 1993, 1995 y 2000. El área afectada por sequías extremas durante esta etapa

siguió un patrón similar al de la primera; se registraron valores por encima del 30% del área total bajo condiciones de sequía extrema en 1992, 1993, 1995 y 2000.

La evolución temporal de las áreas bajo condiciones de sequía moderada y sequía extrema sigue un patrón similar. Sin embargo, las pendientes de las rectas muestran un comportamiento estacionario en términos de porcentaje del área afectada en el caso de la sequía extrema, mientras que el área ocupada por sequías moderadas muestra un incremento durante el periodo analizado, particularmente en los últimos años.

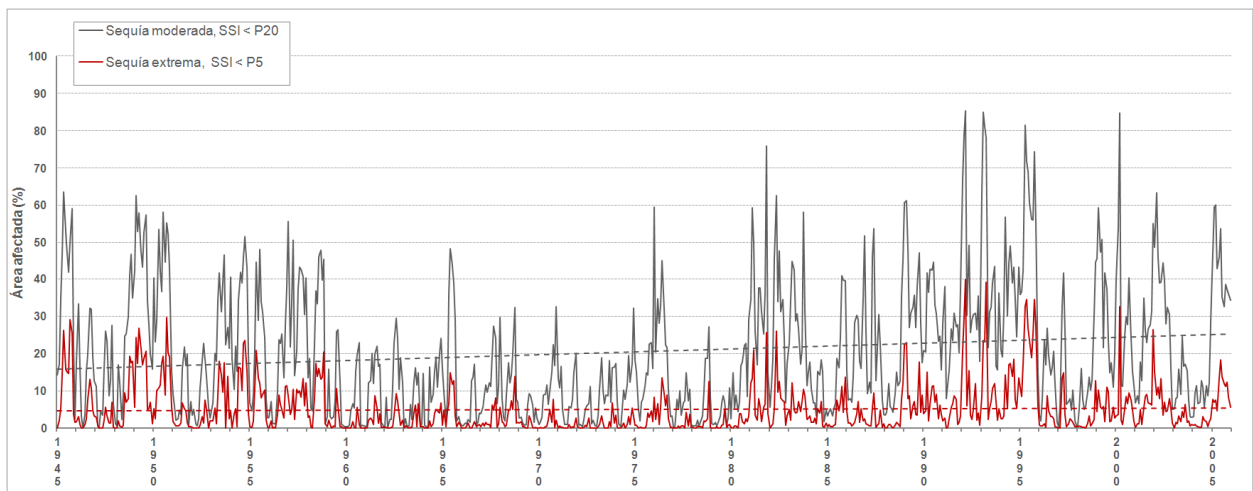


Figura 6.7. Evolución temporal del área afectada por sequías. La línea gris indica valores de SSI por debajo de -0.84 ($P20$, sequía moderada), y la línea roja valores de SSI por debajo de -1.65 ($P5$, sequía extrema).

Así pues, el análisis realizado resalta la gran complejidad espacial de las sequías fluviales en la Península Ibérica. De hecho, los episodios de sequía individuales pueden tener patrones muy diferentes en su génesis, intensidad, propagación espacial y área afectada. Las figuras 6.8 y 6.9 ilustran esta complejidad mediante dos ejemplos en los que se muestra la diferente evolución espacio-temporal de las áreas afectadas por dos eventos de sequía concretos. En la figura 6.8 se presenta la extensión espacial del episodio seco que tuvo lugar durante 1948 y 1949. El origen de esta sequía se produjo en Abril de 1948 en el sector septentrional de la Península y en la cabecera del Guadalquivir. Dos meses más tarde, se registraban condiciones de sequía hidrológica en las cabeceras del Ebro y el Guadalquivir. En Agosto de 1948 las condiciones secas se habían extendido por la mayor parte de las cuencas del Ebro y del Júcar, y en sub-cuencas concretas del Duero, Tajo y Guadiana. En los meses siguientes (de Octubre de 1948 a Abril de 1949) el desarrollo de este episodio se caracterizó por el establecimiento de condiciones de sequía extrema en la

mayor parte de la Cuenca del Ebro. Ésta se extendió también por el sector oeste de la Península, afectando seriamente a las cuencas del Duero, Tago y Guadiana entre Febrero y Junio de 1949. Tras alcanzar un segundo pico de máxima extensión en Agosto de 1949, la sequía se debilitó durante el otoño, y en Diciembre de 1949 su influencia había desaparecido prácticamente.

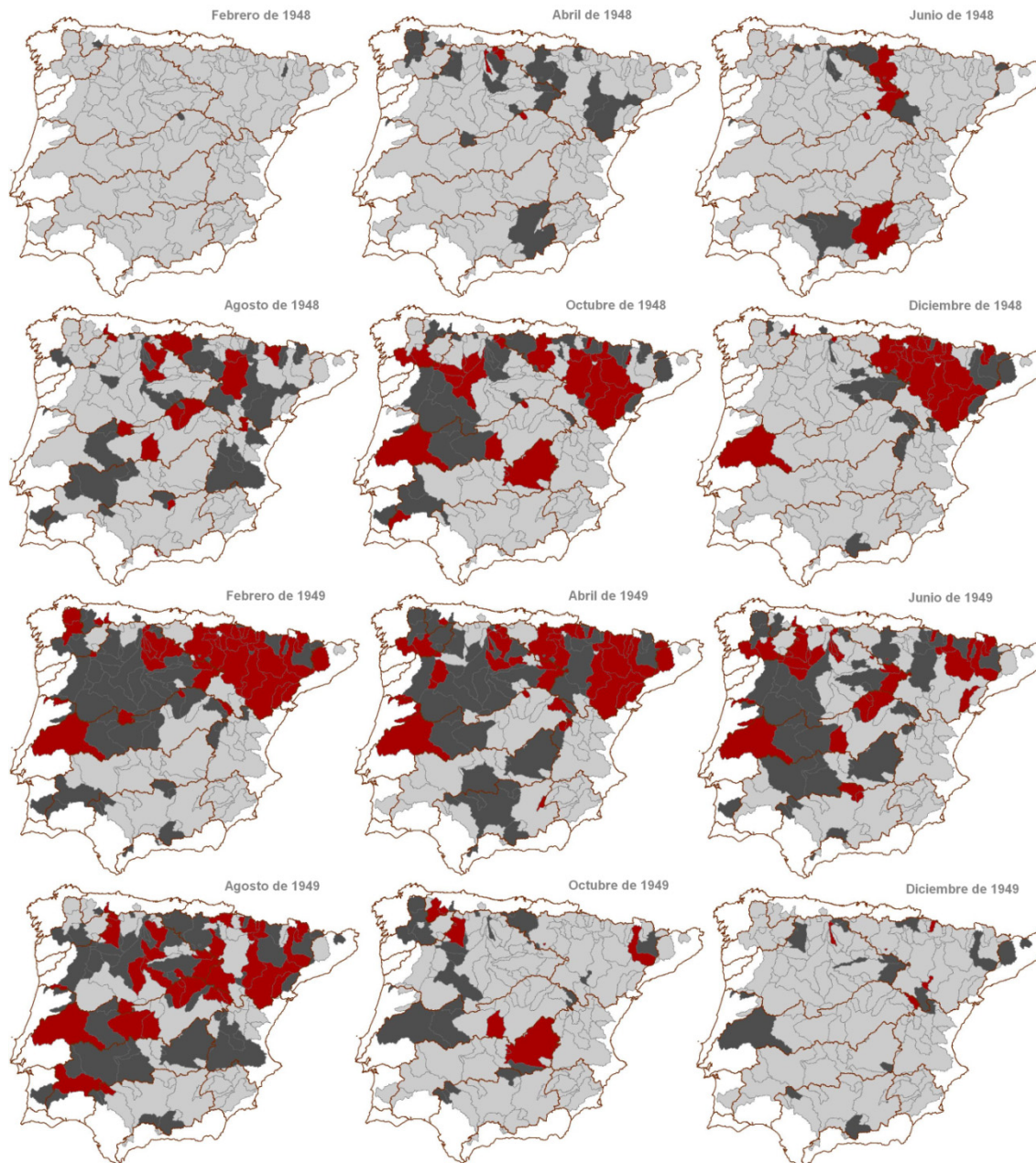


Figura 6.8. Extensión espacial y propagación de las áreas afectadas por sequía moderada y sequía extrema durante el episodio de 1948 y 1949.

La Figura 6.9 muestra la propagación espacial del episodio de sequía que afectó a la Península durante 1992 y 1993, enmarcada dentro de la gran sequía de principios de los noventa. El núcleo de esta sequía fueron los sectores del tramo medio y bajo de las cuencas meridionales peninsulares (Júcar, Guadiana y Guadalquivir). La génesis de la misma tuvo lugar durante el otoño de 1991, y el área afectada por los bajos caudales se expandió rápidamente hacia el norte, incluyendo ya, en Diciembre de 1991, los sectores medios de las cuencas del Duero, Tajo y Ebro.

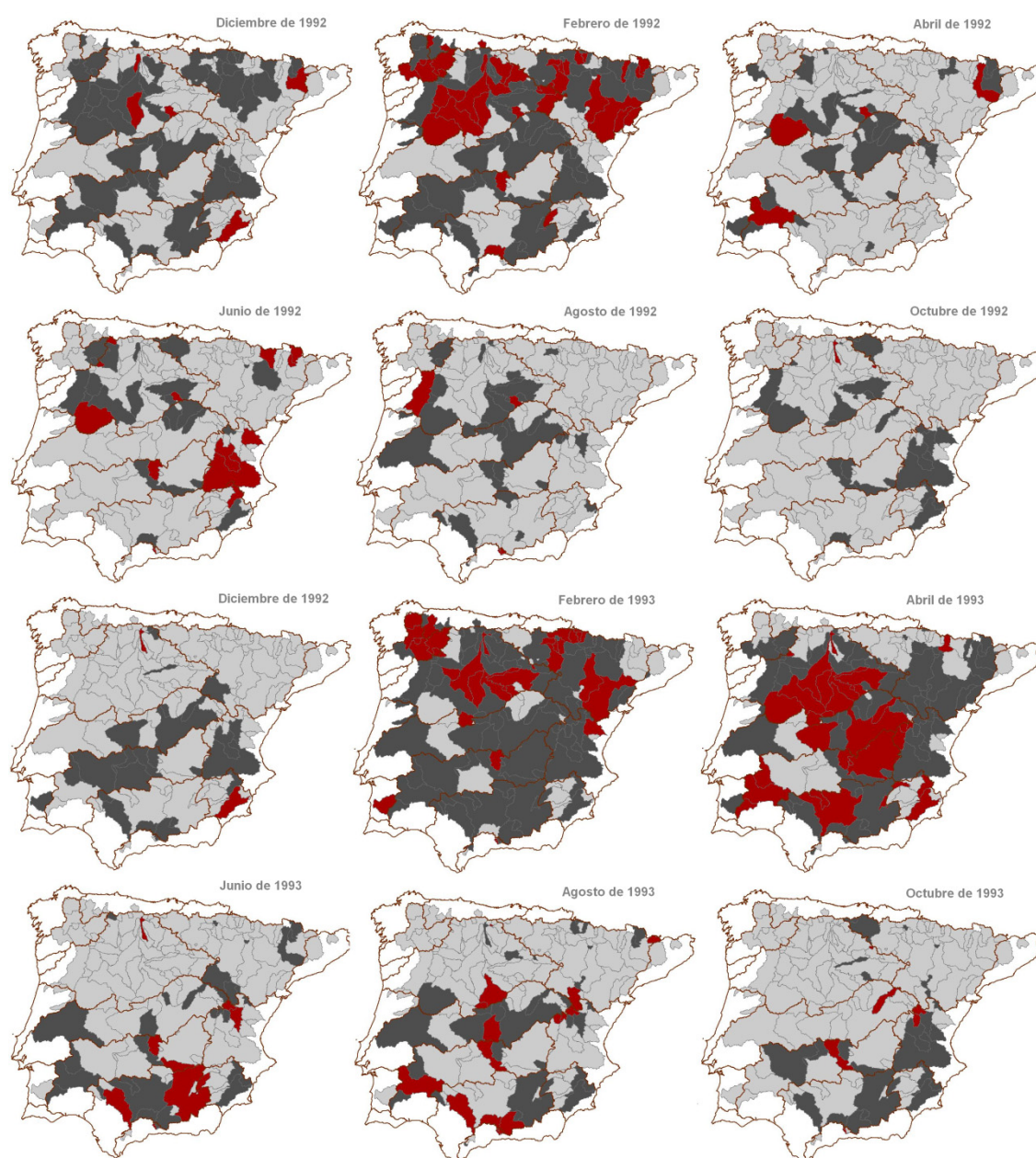


Figura 6.9. Extensión espacial y propagación de las áreas afectadas por sequía moderada y sequía extrema durante el episodio de 1992 y 1993.

En Febrero de 1992 las condiciones de sequía extrema se habían establecido en gran parte de las grandes cuencas del norte (Miño, Duero y Ebro). Durante los meses siguientes tuvo lugar un descenso en el área afectada a pesar de que en la cuenca del Júcar se registraron condiciones de sequía extrema durante el verano de 1992. La falta de precipitaciones durante el otoño y el invierno provocaron la reintensificación de la sequía y su propagación por las cuencas meridionales en Diciembre, hasta alcanzar un segundo pico de máxima extensión al final del invierno y comienzo de la primavera de 1993, cuando más del 80% del área de estudio se encontraba bajo condiciones de sequía. A partir de Abril el fenómeno se debilita en el sector septentrional y va desapareciendo progresivamente durante el verano y el otoño de 1993.

Así pues, los resultados han revelado dos patrones diferenciados en la evolución temporal de la extensión superficial de las sequías hidrológicas en la Península Ibérica. En relación a las sequías moderadas se ha observado un incremento de su extensión espacial, que estaría relacionado con la tendencia negativa de la precipitación durante meses específicos a lo largo del periodo de estudio (Xoplaki et al., 2004; Mourato et al., 2010; González-Hidalgo et al., 2011), las estrategias de gestión y el incremento de la demanda hídrica (Rico-Amorós, 2004). Contrastando con esta situación, el área afectada por sequías extremas (caudales por debajo del percentil 5) ha permanecido relativamente estable durante los últimos 60 años. La propagación de este tipo de sequía se ha visto moderada por las estrategias de gestión que han tratado de preservar los caudales ecológicos mínimos necesarios para el mantenimiento de los ecosistemas de ribera, a pesar de que no se han podido evitar alteraciones en su composición y estructura (Boix et al., 2010).

La heterogeneidad observada en la génesis y propagación espacial de las sequías a lo largo del tiempo confirma la idea de que no hay dos sequías idénticas y que éstas no son estáticas (Wilhite, 2005). Se ha observado cómo el núcleo de la sequía puede cambiar, y su amplitud espacial expandirse y contraerse varias veces hasta su desaparición. Por consiguiente, la monitorización y evaluación de los episodios de sequía y sus diferentes características presenta una gran relevancia para la implantación de sistemas de alerta temprana que ayuden en la mitigación de los impactos de las sequías (Wilhite et al., 2007).

6.7. Recapitulación.

En este capítulo se ha llevado a cabo un análisis de la naturaleza espacio-temporal de las sequías fluviales en la Península Ibérica durante la segunda mitad del siglo XX. El uso de una base de datos tan amplia en este contexto espacial representa una contribución novedosa, pues hasta la fecha no se había llevado a cabo un estudio de estas características en la Península y podría representar una información útil para los gestores del agua.

La regionalización basada en el Análisis de Componentes Principales se ha mostrado efectiva, revelando unos patrones espaciales muy consistentes. La metodología basada en umbrales ha sido capaz de identificar y delimitar los episodios de sequía y las características asociadas a los mismos, permitiendo la definición de varias tipologías relativas a su magnitud y duración. Los resultados han mostrado que la situación con respecto a la magnitud y duración de las sequías ha empeorado en los últimos años, pues estos dos parámetros se han visto incrementados en la mayoría de regiones delimitadas. El área afectada por sequías también ha aumentado, amenazando el mantenimiento de los actuales usos consuntivos del agua en la Península. Por último, se ha mostrado la sustancial heterogeneidad espacial en la génesis y evolución de las sequías, poniendo de manifiesto la gran complejidad del fenómeno. Esta complejidad se ve amplificada por la elevada variabilidad del clima, la compleja orografía peninsular, la intensiva regulación de los caudales y las demandas contrastadas entre unas regiones y otras.

Capítulo 7

La respuesta multi-escalar de las sequías hidrológicas a las sequías climáticas y el efecto de la gestión hidrológica

En este capítulo se estudia el impacto acumulado de las sequías climáticas, usando el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI), sobre la respuesta de las 187 cuencas hidrológicas incluidas en el estudio. Se analiza, considerando los distintos tipos de regulación, el impacto de la gestión hidrológica en la modificación de las respuestas, la intensidad de los cambios que producen los distintos aprovechamientos de los embalses y el papel de la litología de las cuencas para explicar las inercias temporales observadas.

El análisis de la evolución temporal de los recursos hídricos en el área Mediterránea es complejo, dada la alta variabilidad natural del clima (Mariotti y Struglia, 2002; Iglesias et al., 2007; García-Ruiz et al., 2011), los procesos de cambio de usos del suelo en las cabeceras de los ríos (Vicente-Serrano et al., 2004; Lasanta et al., 2005; Sluiter y De Jong, 2007) y la intensiva regulación hidrológica, necesaria para cubrir la alta demanda urbana y agrícola (Batalla et al., 2004; López-Moreno et al., 2009). Para entender las posibles consecuencias de los procesos de cambio climático en la futura disponibilidad de recursos hídricos es necesario determinar las relaciones entre la variabilidad climática y la ocurrencia de sequías hidrológicas en los diferentes sistemas hidrológicos de la Península Ibérica.

Existen varias fuentes de incertidumbre en la estimación de los impactos vinculados a procesos de cambio global (Raisanen, 2007), y estas dificultades están asociadas al establecimiento de relaciones directas entre la variabilidad climática y los recursos hídricos, que como ya vimos en capítulos anteriores, son consecuencia de la influencia de la cubierta de suelo en las distintas cuencas (Llorens et al., 1995; Beguería et al., 2003; García-Ruiz et al., 2008) y las estrategias de gestión hídrica (López-Moreno et al., 2007) en la modificación de los caudales. Además, existen otros factores que introducen alteraciones en esa respuesta. Se ha observado que en cuencas dominadas por procesos de escorrentía subsuperficial y de recarga de acuíferos se generan tiempos de tránsito muy largos dentro de una cuenca, lo que produce que las cuencas respondan más lentamente en términos de generación de escorrentía superficial, y que la llegada del agua procedente de la precipitación a los cursos fluviales sufra grandes retardos temporales (Soulsby et al., 2010). Otro factor son los procesos de acumulación y fusión nival que dominan en las cuencas montañosas y que producen otra serie de retardos entre la precipitación registrada en invierno y los caudales de primavera y verano, resultando críticos para la disponibilidad de recursos hídricos durante la estación seca (Adam et al., 2009).

No obstante, esta evaluación de la disponibilidad de los recursos hídricos y del potencial estrés hídrico derivado de ella sólo puede ser realizada teniendo en cuenta las alteraciones antrópicas en el ciclo hidrológico como consecuencia de la regulación. El

efecto combinado de la gestión de embalses y las extracciones para riego han generado un descenso de las descargas medias globales del 2.1% anual durante la segunda mitad del siglo XX (Biemans et al., 2011). Estas perturbaciones hacen que aislar la influencia del clima sea difícil, debido a que la respuesta hidrológica a la precipitación puede variar marcadamente en función del tiempo (Changnon y Easterling, 1989; Elfatih et al., 1999; Pandey y Ramasastri, 2001; Vicente-Serrano et al., 2011c; López-Moreno et al., 2012), como resultado de las diferentes frecuencias de las variables hidrológicas y climáticas (Skøien et al., 2003). En un estudio en la cuenca del río Aragón, Vicente-Serrano y López-Moreno (2005) mostraron que la respuesta de los caudales a la precipitación acumulada se produce a escalas temporales cortas, mientras que las reservas en el embalse de Yesa se producen a escalas temporales más largas. Szalai et al. (2000) mostraron un patrón similar en Hungría. En Grecia, Vasiliades y Loukas (2009) observaron diferentes tiempos de respuesta de la humedad del suelo y los caudales de los ríos a dos Índices de Palmer. En el caso del nivel de los acuíferos, éstos responden a la precipitación considerando una acumulación a largo plazo (Khan et al., 2008), por lo que el efecto de las sequías climáticas sobre los acuíferos muestra una inercia temporal mucho más larga (Peters et al., 2005).

Por otra parte, y como se ha indicado en el capítulo introductorio, está comúnmente aceptado que la sequía es un fenómeno multi-escalar (McKee et al., 1995), es decir, que los efectos de los déficits de precipitación (sequía climática) se manifiestan en distintos sistemas (hidrología superficial y subterránea, agricultura, etc.) y a distintas escalas temporales. Este hecho es muy importante para la cuantificación y monitorización de las sequías, ya que la escala temporal a la que los déficits de precipitación se acumulan, separa los diferentes tipos de sequía, y permite la cuantificación de los retardos entre la sequía climática y las sequías hidrológicas, que pueden ser muy distintos entre diferentes cuencas fluviales (Vicente-Serrano et al., 2012). En este capítulo se analiza la respuesta temporal que muestran las 187 cuencas de drenaje incluidas en este estudio ante los déficits acumulados de precipitación, expresados mediante índices de sequía computados a diferentes escalas temporales. Con ello se analizan las escalas temporales de las sequías climáticas que determinan la ocurrencia de sequías hidrológicas, y cómo las estrategias de gestión y uso de los embalses, y las características litológicas de cada cuenca determinan la escala temporal en la respuesta hidrológica.

7.1. Base de datos y metodología.

7.1.1. Base de datos de precipitación MOPREDASP (Monthly Precipitation Database of Spain and Portugal): control de calidad, homogeneización y relleno.

Para el análisis del impacto de las sequías climáticas en las sequías hidrológicas se ha calculado la correlación entre las series de SSI y SPI a distintas escalas temporales en cada cuenca. Para ello ha resultado necesario utilizar una base de datos de precipitación de calidad. Se ha utilizado la base de datos de precipitación mensual MOPREDAS (MOntly PREcipitation DAtabase of Spain; González-Hidalgo et al., 2011), compuesta por 2670 series de precipitación libres de inhomogeneidades y datos anómalos distribuidas uniformemente en toda España. En el contexto de esta tesis, y para disponer de información pluviométrica en el conjunto de la Península Ibérica, a esta base se le añadieron 386 series de precipitación correspondientes al territorio portugués. Se obtuvo un total de 780 series de precipitación mensual en Portugal que fueron proporcionadas por el Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos (<http://snirh.pt/>). El protocolo seguido para su control de calidad, homogeneización y relleno de lagunas fue el mismo que el utilizado por González-Hidalgo et al. (2011), con el fin de obtener la máxima coherencia posible al unir ambas bases de datos. A continuación se detalla el proceso seguido, basado en la homogeneización relativa de las series utilizando series de referencia de calidad contrastada.

La evaluación de la homogeneidad de una serie de precipitación requiere conocer la variabilidad natural del clima en ese punto. Para ello, y con el fin de evitar posibles problemas derivados de los cambios de posición o de cambios en las condiciones de observación de las estaciones meteorológicas, se siguió un enfoque de homogeneización relativa de los datos de precipitación, basado en el cálculo de la mejor serie de referencia posible para cada estación, obtenida a partir de las series de precipitación más correlacionadas pertenecientes a las estaciones meteorológicas cercanas. El objetivo de las series de referencia es obtener una señal climática análoga y representativa de la serie a evaluar, de cara, no sólo al proceso de homogeneización, sino también a la detección de datos anómalos y al relleno de lagunas en las series incompletas. (Mitchell y Jones, 2005).

7.1.1.1. Control de calidad.

El control de calidad realizado incluye la detección de datos sospechosos o anómalos, para lo cual es necesaria la creación de series de referencia. Con el fin de producir una serie de referencia para cada serie candidata en la que se testa su calidad, se calculó una matriz de correlaciones mensual entre la serie candidata y todas las demás series de precipitación, y se seleccionaron aquellas series vecinas con la mayor correlación y un umbral de distancia límite de 50 km. El periodo de solape mínimo entre las series para el cálculo de las correlaciones debía ser de al menos 10 años. Finalmente, cada estación involucrada en el cálculo de la serie de referencia debía satisfacer la condición de mostrar únicamente correlaciones positivas en cada mes y una correlación promedio mayor de $r = 0.5$ (Julio y Agosto se excluyeron de estas evaluaciones debido al efecto de los valores de precipitación 0, muy comunes en el sur e interior de España). Usando las estaciones vecinas seleccionadas para cada serie candidata según los criterios antes expuestos, se calculó una serie promedio ponderada (usando el cuadrado del inverso de la distancia en kilómetros como factor de ponderación) para cada una de ellas (Ramos-Calzado et al., 2008).

La detección de datos anómalos es un requisito preliminar fundamental en el control de calidad de los datos climáticos, particularmente en el caso de los falsos *ceros* (Peterson et al., 1998). La búsqueda de datos sospechosos se realizó comparando cada serie original con su serie de referencia, usando métodos inter-cuartílicos, y aplicando ratios directos e inversos para evitar el efecto de los *ceros* (se pueden consultar más detalles sobre la detección de datos sospechosos en González-Hidalgo et al., 2009). Este procedimiento se realizó de manera iterativa hasta que aparentemente no se detectó ningún dato sospechoso, y tras cada iteración se calculó un nuevo conjunto de series de referencia para prevenir que los datos descartados pudiesen influir en la calidad de las nuevas series de referencia creadas. Estas series de referencia finales se consideraron la mejor base de datos disponible libre de datos sospechosos, por lo que se compararon con la base de datos original para la detección final y eliminación de cualquier dato sospechoso no detectado previamente.

7.1.1.2. Análisis de inhomogeneidad.

Con las series libres de datos anómalos, se recalculó una nueva matriz de correlaciones y, de nuevo, se calculó un nuevo conjunto de series de referencia para determinar la posible existencia de inhomogeneidades en las series. La detección de las mismas se basó en el Test de Homogeneidad Normal Estandar (SNHT; Alexanderson, 1986). Como no se disponía de metadatos en cada estación, la corrección de las inhomogeneidades se realizó usando ventanas móviles y umbrales de detección, comparando las series candidatas a ser homogeneizadas con las series de referencia (González-Hidalgo et al., 2009). Este proceso se realizó con los softwares ProClim y Anclim (Stepanek, 2008). El resultado de estos dos procesos fue un conjunto de 780 series de precipitación de Portugal homogéneas y libres de datos sospechosos. Sin embargo, estos datos no eran utilizables para el análisis, debido a las muy diferentes coberturas temporales y a las lagunas de las series, por lo que posteriormente se siguió un proceso de reconstrucción de las mismas.

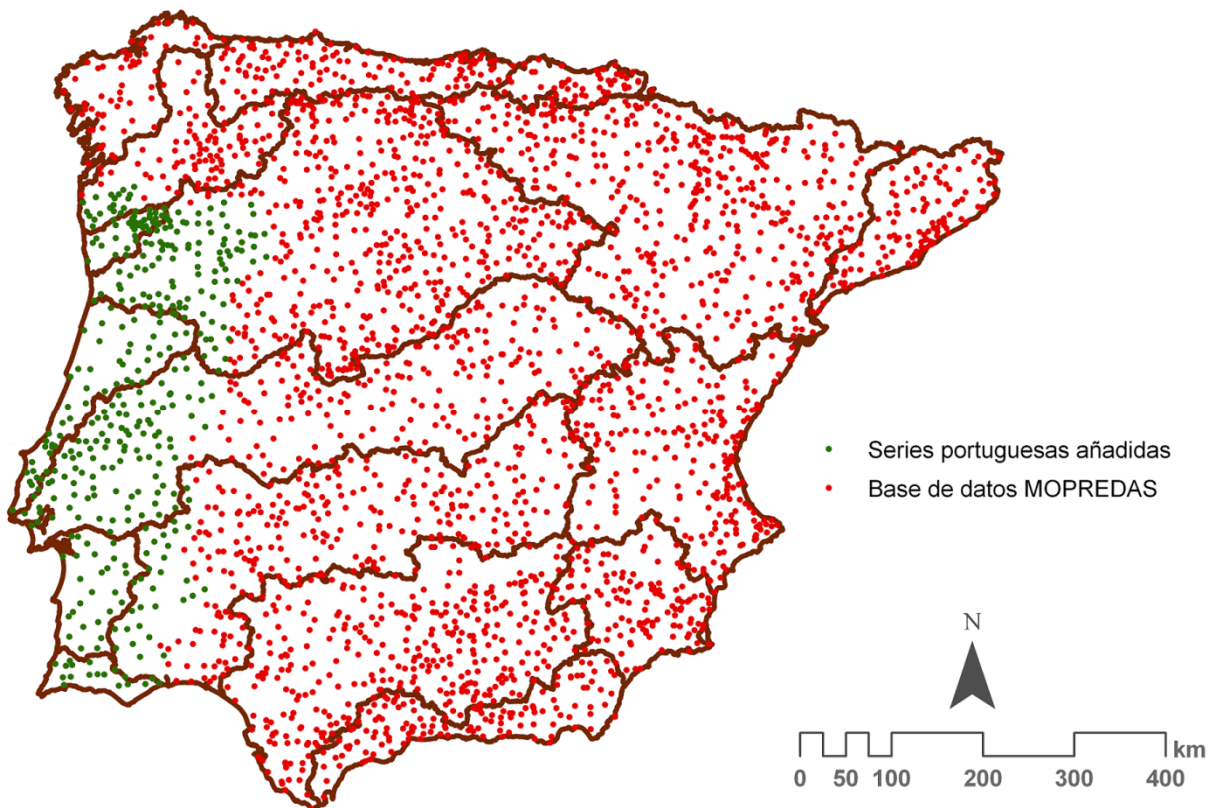


Figura 7.1. Distribución espacial de las estaciones meteorológicas cuyas series de precipitación se incluyen en la base de datos MOPREDASP. En rojo aparecen las series españolas (MOPREDAS) y en verde las series portuguesas que se han añadido en el marco de esta investigación.

7.1.1.3. Reconstrucción.

Durante el proceso de reconstrucción de las series se tuvo que hacer frente a dos problemas principales: la variabilidad espacial de la precipitación y el no solapamiento temporal entre series vecinas. Teniendo en cuenta estos dos factores, el enfoque para la reconstrucción de las series puede resumirse en: 1) Cálculo de una serie de referencia basada en la base de datos anteriormente homogeneizada siguiendo el procedimiento previo. 2) Con estas series de referencia se realizó una “pseudo-reconstrucción” de las series originales. El propósito de este procedimiento era crear series “pseudo-originales” cubriendo el mayor tiempo posible para crear periodos de solape entre las series a rellenar y sus vecinas. 3) Estas series “pseudo-originales” se utilizaron para evaluar la correlación entre las series a rellenar y sus vecinas, con el objetivo de calcular series de referencia final robustas usando todas las estaciones vecinas situadas a menos de 10 y 25 kilómetros de la serie a reconstruir. 4) Finalmente, se calculó un nuevo conjunto de series de referencia con las que realizar el relleno definitivo de las series candidatas.

El resultado de este proceso fue una base de datos de precipitación mensual para Portugal para el periodo 1945-2005, compuesta por 386 series de calidad contrastada, y en la que los datos originales representan el 62.6% del total de la base de datos. Por otra parte, la contribución a la base de datos final de la reconstrucción realizada con estaciones situadas a menos de 10 y 25 kilómetros supone el 20.9% y el 16% del total de la base de datos respectivamente. Estas 386 series de precipitación portuguesa se unieron a las 2670 de la base de datos española MOPREDAS para conformar la base de datos de precipitación MOPREDASP (MOntlyly PREcipitation DATabase of Spain and Portugal) utilizada en este estudio.

7.1.2. Interpolación espacial y obtención de las series de precipitación para cada cuenca hidrológica.

Dado que la densidad espacial de las estaciones cuyas series se incluyen en el trabajo disminuye en algunas zonas concretas, como el sector occidental de la cuenca del Mondego, la zona de Sierra Morena en la cuenca del Guadalquivir o el sur de la cuenca del

Júcar (ver figura 7.1), se decidió generar una serie de datos en rejilla para asegurar la calidad de las series de precipitación de cada cuenca de drenaje que se calcularían a posteriori. La rejilla de precipitación mensual de la Península fue desarrollada usando las 3056 series de precipitación mensual de 1945 a 2005 pertenecientes a la base de datos MOPREDASP. El método de interpolación geoestadística elegido fue el Kriging Ordinario, utilizando una interpolación local que incluía 15 estaciones para cada predicción basada en un variograma esférico (Isaaks and Srivastava, 1989). Las bondades de esta técnica han sido probadas en la Península Ibérica (Peña-Angulo, 2010; Moral, 2010) y sus inconvenientes, relacionados con una baja densidad espacial de las muestras, no lo son en este caso, dada la gran densidad de la base de datos MOPREDASP. De esta forma se obtuvieron 732 capas de rejilla de precipitación (una por cada mes incluido en el análisis) con una resolución espacial de 10 kilómetros de lado. Una vez generada la rejilla, se obtuvieron las series de precipitación de cada cuenca de drenaje, desde la estación de aforo hasta la cabecera, mediante el promedio de los valores de todas las celdas de 10 kilómetros contenidos en cada cuenca. Así se obtuvieron 187 series mensuales de precipitación (una por cada cuenca de drenaje) que cubrían la totalidad del periodo de estudio (1945-2005). Finalmente, se calculó, a partir de cada serie de precipitación, el SPI a las escalas temporales de 1 a 48 meses.

7.1.3. Análisis estadístico.

Para obtener una medida del impacto de los déficits de precipitación sobre los caudales de los ríos, se calculó la correlación entre los índices de sequía climáticos (SPI) e hidrológicos (SSI) en cada cuenca. Ello permitió obtener 187 curvas de correlación (correlaciones continuas de 1 a 48 meses) sobre las que basar la ejecución de un Análisis de Componentes Principales para la extracción de los patrones generales que indican la diferente respuesta de las sequías hidrológicas a diferentes escalas temporales de las sequías climáticas en la Península. En la figura 7.2 se presenta un esquema explicativo del análisis realizado, dónde se muestra un ejemplo de una curva de correlaciones continuas entre el SSI y el SPI (calculado a las escalas de 1 a 48 meses). La curva sintetiza la relación (correlaciones de Pearson) entre los caudales estandarizados (SSI) y las anomalías de precipitación acumuladas (SPI) a escalas entre 1 y 48 meses. Como ejemplos ilustrativos se muestra la evolución del SSI y el SPI a la escala de 3 meses para el periodo de estudio, que

coincide con el punto de mayor correlación de la curva ($r = 0.71$), y la evolución del SSI y el SPI a la escala de 48 meses, que coincide con el punto de menor correlación de la misma ($r = 0.16$). Estas curvas de correlación vienen expresadas en los valores de correlación originales (r de Pearson) y no como puntuaciones factoriales de los componentes. Dicha transformación se llevó a cabo multiplicando cada puntuación factorial por el factor de transformación de cada componente en cada una de las escalas analizadas (de 1 a 48 meses), y sumando posteriormente los valores de las 187 variables (estaciones de aforo) en cada escala analizada para obtener el valor de correlación (en unidades r de Pearson) de cada uno de los componentes principales.

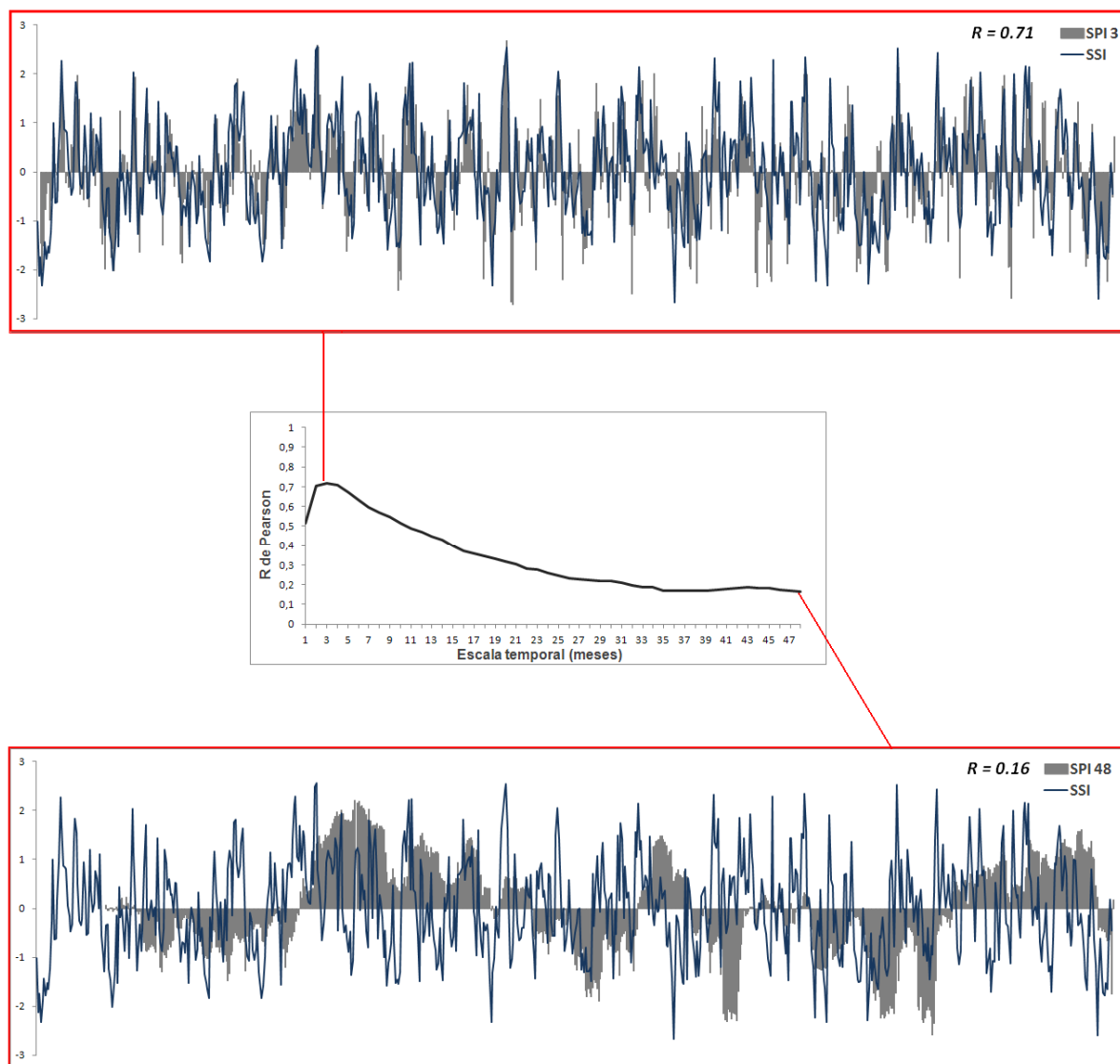


Figura 7.2. Arriba: Evolución temporal del SSI y del SPI calculado a la escala de 3 meses de la cuenca del río Sabor. Centro: curva de correlaciones continuas entre el SSI y el SPI a las escalas de 1 a 48 meses. Abajo: Evolución temporal del SSI y del SPI calculado a la escala de 48 meses de la cuenca del río Sabor.

Este análisis se realizó de manera conjunta para todas las series y además, se diferenció entre ríos no regulados, regulados durante el periodo de estudio (1945-2005) y regulados antes de 1945, con el fin de obtener evidencias sobre las alteraciones que produce el embalsado de los cursos fluviales en la respuesta de los caudales a la sequía climática. Existen 3 métodos para determinar los cambios hidrológicos inducidos por el represamiento de los ríos: la simulación de caudales naturales para su comparación con los caudales alterados medidos en una estación de aforo (Maheshwari et al., 1995; Peters y Prowse, 2001); el método de la estación de control, que compara las descargas medidas aguas arriba y aguas abajo de las presas (Assani et al., 2002); y la monitorización de los caudales en una misma estación de aforo antes y después de la construcción de la presa (Ritcher et al., 1997; Erskine et al., 1999; Batalla et al., 2004). En este estudio se usó éste último método. Con ello se calcularon las correlaciones entre el SPI y el SSI en dos periodos diferentes, obteniendo dos valores de correlación (en el caso de los ríos cuya regulación se produjo durante el periodo de estudio), antes y después del represamiento. Para cada caso se tuvo en cuenta el año de construcción del embalse inmediatamente aguas arriba de cada estación de aforo.

7.2. Patrones generales de la respuesta hidrológica ante condiciones de sequía climática.

La figura 7.3 presenta los resultados obtenidos al realizar un ACP sobre las curvas de correlación calculadas entre el SSI y el SPI (a escalas de 1 a 48 meses) en cada una de las 187 estaciones de aforo, independientemente de la regulación de las cuencas. El mapa muestra la distribución de las cuencas y su clasificación de acuerdo a la pertenencia a uno u otro componente principal, de acuerdo a la *regla de carga factorial máxima*. Bajo el mapa, la gráfica muestra las curvas con los valores de correlación entre el SSI y el SPI a escalas temporales de 1 a 48 meses, que sintetizan la respuesta en las condiciones de sequía hidrológica ante las condiciones de sequía climática. Los dos componentes extraídos explican el 91.12% de la varianza total, tras aplicarse una rotación Varimax. En concreto, se trata de los dos componentes principales extraídos a partir de las curvas de todas las correlaciones de aforo analizadas que indican las principales formas de respuesta en el conjunto del área de estudio.

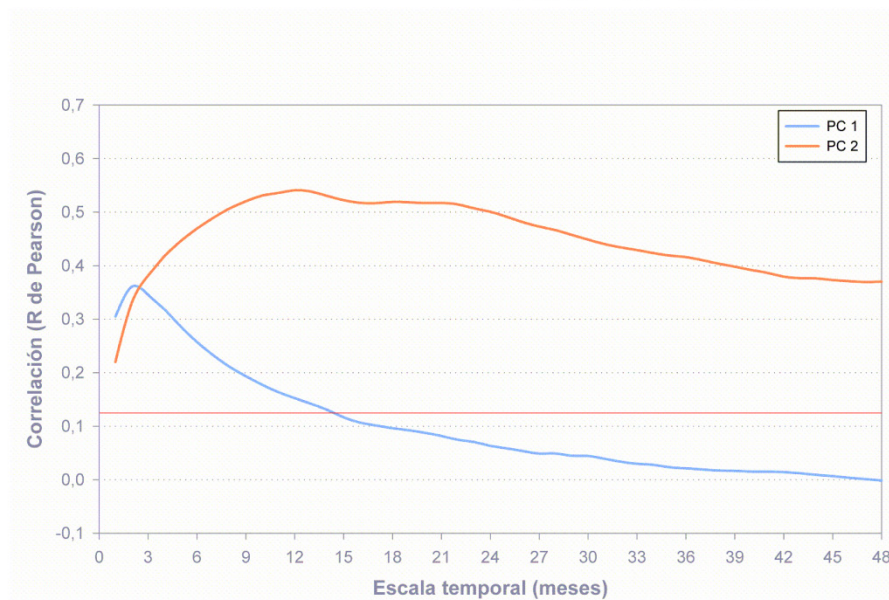
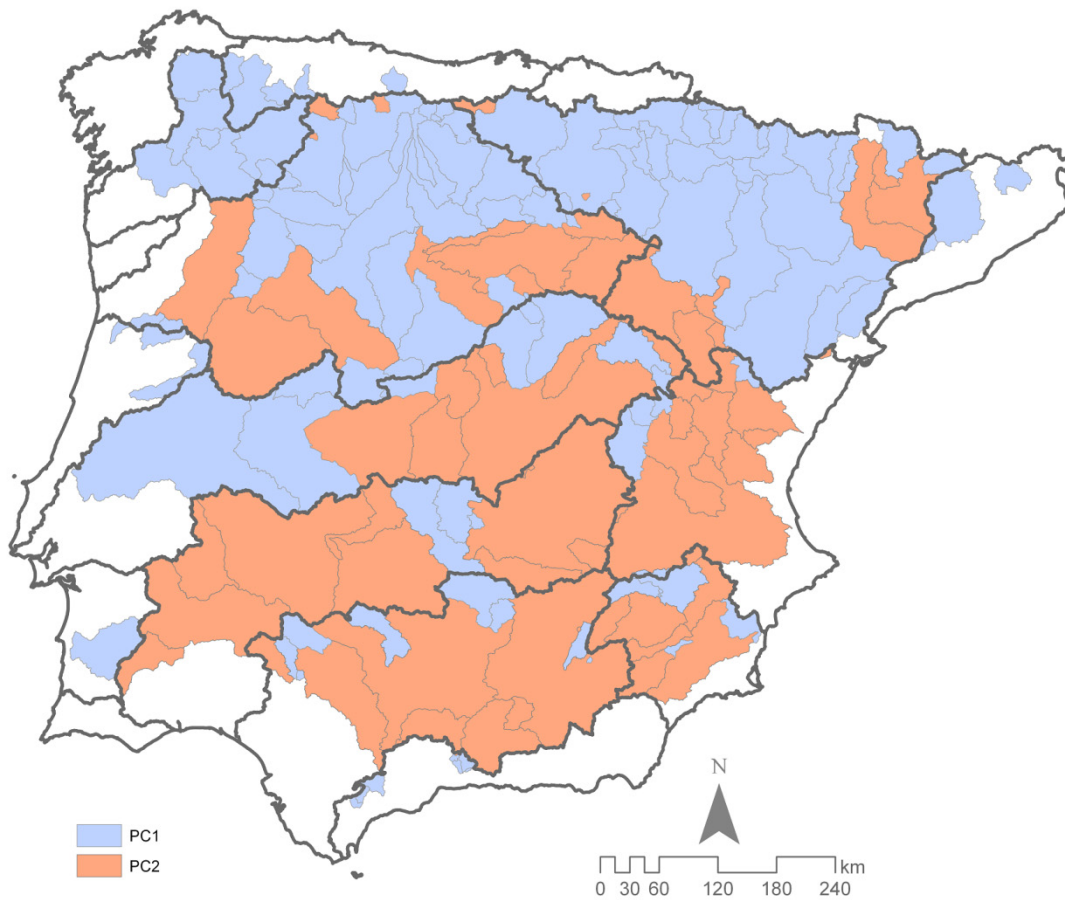


Figura 7.3. Arriba: Clasificación de las cuencas hidrológicas de acuerdo a la “regla de la máxima carga factorial” según su pertenencia al primer o al segundo Componente Principal. Abajo: Puntuaciones factoriales (transformadas en las unidades originales, R de Pearson) de los dos componentes seleccionados. La línea roja denota el umbral de significación estadística ($\alpha < 0.01$).

El primer componente Principal resume el 65.17% de la varianza y está caracterizado por una respuesta hidrológica a las condiciones climáticas durante escalas temporales cortas. Las correlaciones obtenidas son positivas para todas las escalas temporales, siendo especialmente altas considerando el SPI a escalas temporales entre 1 y 4 meses, aunque la mayor correlación se registra a la escala de 2 meses ($r=0.37$). A partir de esa escala temporal las correlaciones descienden acusadamente y dejan de ser significativas a partir de la escala de 6 meses. Este tipo de respuesta revela que los valores de SSI dependen en mayor medida de la precipitación acumulada durante los dos meses anteriores. Espacialmente, este patrón se distribuye a lo largo de la cuenca del Miño, las cuencas Cantábricas, los afluentes de la margen izquierda del río Duero, gran parte de la cuenca del Ebro, el curso bajo del río Tajo y sectores fluviales concretos y de pequeño tamaño en las cuencas del Guadiana, Guadalquivir y Segura. El segundo componente Principal explica el 26% de la varianza total. Las correlaciones son positivas en todos los casos. Sin embargo, aunque la respuesta del segundo componente es baja a escalas temporales cortas, ésta aumenta considerablemente a partir de la escala de 6 meses. La máxima correlación se registra a la escala temporal de 12 meses ($r=0.55$), si bien la correlación es significativa durante las escalas temporales más largas. En este caso los valores de SSI están especialmente relacionados con la cantidad de precipitación registrada durante los doce meses previos, aunque el papel de la precipitación de los años anteriores no es ni mucho menos despreciable. Este tipo de respuesta caracteriza la mayor parte de las las cuencas del Júcar, Guadiana, Guadalquivir y Segura, así como sub-cuencas concretas del Tajo medio, Duero y Ebro.

El tipo de respuesta a escalas temporales cortas que caracteriza el comportamiento del primer componente Principal coincide con los resultados de Slazai et al. (2000), que encontraron la máxima correlación entre el SPI y los caudales de varias cuencas de pequeño tamaño en Hungría considerando la escala de 2 meses. En la Península Ibérica, Vicente-Serrano y López Moreno (2005) observaron un patrón similar al analizar la respuesta de la cuenca del río Aragón en los Pirineos centrales. Este tipo de respuesta rápida se asocia con cuencas de intensa generación de escorrentía, favorecida por pendientes pronunciadas, un área de drenaje relativamente pequeña y sustratos rocosos de escasa permeabilidad (López-Moreno et al., 2012). Por su parte, el patrón revelado por el segundo componente Principal introduce un tipo de respuesta totalmente distinto. La acumulación de los impactos de los déficits de precipitación sobre la generación de

caudales se produce durante largos periodos de tiempo. Este hecho estaría relacionado con las características de las sequías hidrológicas (de extrema duración) de gran parte de esta zona analizadas en el capítulo anterior; lo que a su vez hace intuir que otros factores distintos de los fisiográficos, que explicaban el comportamiento del primer componente, entre los que destacarían la regulación y las prácticas de gestión hídrica, están influyendo en la modificación de esa respuesta y en la agregación temporal de los impactos de la sequía climática en la generación de caudales. Por este motivo, en las siguientes secciones se realiza este mismo análisis, aunque esta vez aplicado a las cuencas no reguladas, a las reguladas durante el periodo de estudio y las que fueron reguladas antes del año 1945. El objetivo es evaluar la modificación que la gestión hidrológica introduce en los sistemas hidrológicos y discernir, gracias a la discriminación de las cuencas no reguladas, el posible papel que las litologías permeables tendrían en los procesos de recarga/descarga de acuíferos, y como éstos influyen en la agregación temporal de los impactos de la sequía climática en la respuesta hidrológica, ya que estudios previos relacionaron los tipos de respuesta durante escalas temporales cortas con litologías poco permeables.

7.3. La respuesta de los ríos no regulados a la sequía climática y la importancia de la litología de las diferentes cuencas.

La figura 7.4 muestra los resultados del ACP realizado sobre las curvas con los valores de correlación calculadas entre el SSI y el SPI a las escalas temporales de 1 a 48 meses en las 58 estaciones de aforo no reguladas. El mapa presenta la distribución de las cuencas, y su clasificación de acuerdo a su pertenencia a uno u otro componente principal de acuerdo a la *regla de carga factorial máxima*. La gráfica bajo el mapa muestra las curvas de correlación (puntuaciones factoriales transformadas en las unidades de correlación originales) que resumen la respuesta de los dos patrones obtenidos (87% de la varianza total). El primer componente agrupa el 67.5% de la varianza total y se caracteriza por una fuerte respuesta hidrológica ante condiciones de sequía climática a escalas temporales cortas. Las correlaciones son positivas entre las escalas temporales de 1 a 30 meses, y la máxima ($r=0.4$) se vuelve a alcanzar a la escala temporal de 2 meses. La correlación descende bruscamente a partir de los 2 meses y deja de ser significativa a partir de la escala temporal de 10 meses. Las cuencas representadas por este patrón son cuencas montañosas septentrionales de pequeño tamaño drenando desde la cordillera Cantábrica y

los Montes de León, los Pirineos y los Sistemas Central e Ibérico. También aparecen algunos ejemplos en el sur, como algunos afluentes de la margen derecha del Guadalquivir y las cuencas Mediterráneas Andaluzas.

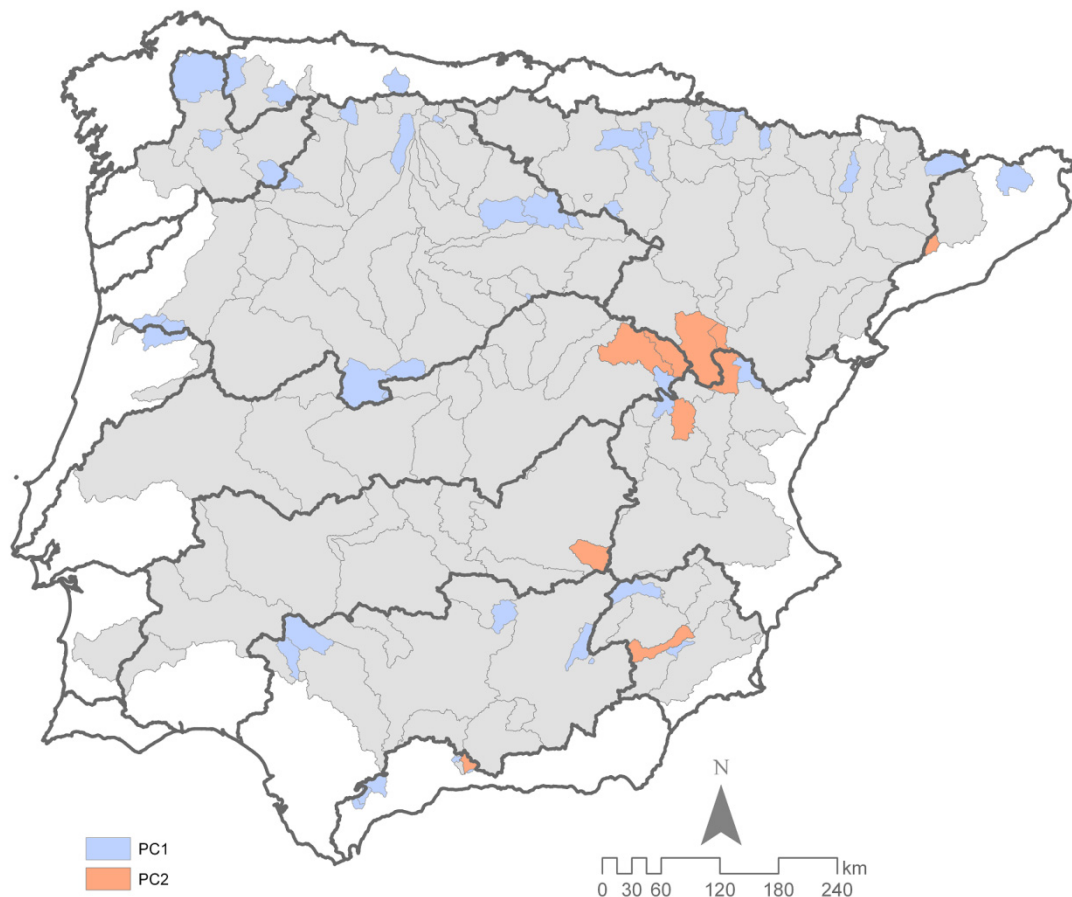


Figura 7.4. Arriba: Clasificación de las cuencas hidrológicas no reguladas de acuerdo a la “regla de la máxima carga factorial” según su pertenencia al primero o al segundo Componente Principal. Abajo: Puntuaciones factoriales (transformadas en las unidades originales, R de Pearson) de los dos componentes seleccionados. La línea rojo denota el umbral de significación estadística ($\alpha < 0.01$).

El segundo componente principal explica el 19.29% de la varianza total. De nuevo se observa una curva con unos valores de correlación entre el SPI y el SSI bajos considerando escalas temporales cortas, que se incrementan a partir de la escala temporal de 6 meses para alcanzar el máximo ($r=0.59$) a la escala temporal de 12 meses. En este caso se vuelve a poner de manifiesto la dependencia de los valores de SSI de las precipitaciones de los 2 años previos. Este patrón representa el comportamiento en varias cuencas situadas en el sur de la cordillera Ibérica (cabeceras de los ríos Tajo, Gallo, Júcar y Alfambra) y las cabeceras del Guadina y del Quípar (cuenca del Segura).

En la sección anterior se mostraba la configuración espacial de las respuestas hidrológicas a las condiciones de sequía climática en las cuencas peninsulares, que fueron agrupadas en 2 patrones generales que de nuevo se hacen patentes al analizar de forma particular las cuencas no reguladas. El primer componente, representativo de cuencas en las cabeceras de los ríos, muestra una correlación entre el SSI y el SPI a escalas temporales cortas. Este comportamiento puede estar ligado a elevados coeficientes de escurrimiento en zonas con un predominio de litologías poco permeables. En el caso del segundo componente, vuelve a observarse un patrón de respuesta hidrológica ante condiciones de sequía climática durante escalas temporales largas. Sin embargo, en este caso, al tratarse de cuencas sin regular, se comprueba que la fuerte inercia temporal que caracteriza la respuesta hidrológica de estas cuencas no se debe a la gestión hidrológica. Como ya se apuntaba en Lorenzo-Lacruz et al. (2010), el papel de las litologías permeables es relevante en estas zonas, lo que unido a la configuración del relieve en parameras de escasas pendientes permite el establecimiento de procesos de recarga de acuíferos. La figura 7.5 muestra un gráfico de cajas en el que se muestra el porcentaje de superficie de litología caliza, obtenido a partir del mapa geológico del Instituto Geológico y Minero, de las cuencas no reguladas agrupadas en el primer y segundo componente. Las litologías calizas se consideran por lo general una de las formaciones más favorables para la localización de agua: la porosidad desarrollada por fracturas y alteración de la roca le proporciona unas características muy favorables para la infiltración, almacenamiento y circulación de agua (Aragonés y Sahuquillo, 1976). Además, la presencia de litologías calizas en parte de las cabeceras de cuencas no reguladas justifica su puesta en relación con procesos de recarga y

descarga de acuíferos en dichas cuencas, que pueden ser responsables de la agregación temporal de la respuesta hidrológica ante condiciones de sequía climática.

Las cuencas representadas por el primer componente, salvo alguna excepción, presentan porcentajes de superficie caliza muy bajos, con una media inferior al 10%. Este hecho reafirma la idea de que las cuencas con respuestas rápidas están asociadas a litologías poco permeables. Por su parte, las cuencas representadas por el segundo componente presentan importantes porcentajes de cubrimiento calizo en sus cuencas, con un valor medio por encima del 30%. De acuerdo con Soulsby et al. (2010), las cuencas dominadas por sustratos de drenaje libre, como es el caso de las litologías calcáreas, facilitan la recarga de los acuíferos, generando tiempos de tránsito largos (el tiempo durante el cual el agua permanece en un determinado cuerpo de agua antes de continuar su periplo a través del ciclo hidrológico), lo que provoca que este tipo de cuencas respondan más debilmente en términos de generación de escorrentía a la precipitación y que la respuesta de los caudales ante los déficits de precipitación se produzca a escalas temporales más largas. En cuencas no reguladas como éstas, los procesos de recarga y descarga de acuíferos generan, como veremos en las siguientes secciones, impactos similares a los que producen los embalses de gran capacidad, actuando en cierto modo como reservorios naturales.

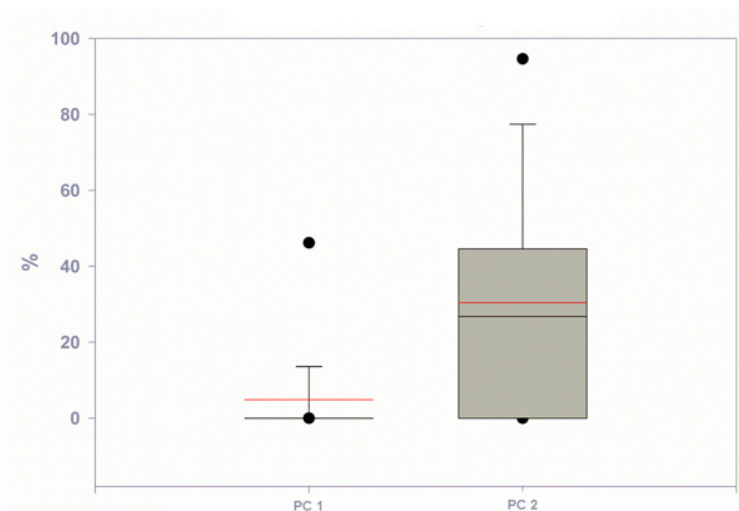


Figura 7.5. Área (en porcentaje) de litología caliza en las cuencas representadas por el primer y segundo Componentes. La línea negra representa la mediana, la línea roja la media y los puntos los percentiles 5 y 95.

Los tres efectos de la propagación de las sequías a través de la parte subterránea del ciclo hidrológico observados por Peters et al. (2003) se vislumbran en las cuencas analizadas en esta sección y en su respuesta: 1) la *atenuación* de los déficits generados por las sequías climáticas en los caudales durante el periodo de recarga de los acuíferos (bajas correlaciones entre el SSI y el SPI durante escalas temporales cortas); 2) un mayor *retardo* en la respuesta de los caudales a los déficits de precipitación que generaron una menor recarga de los acuíferos en los meses precedentes (altas correlaciones entre el SSI y el SPI durante escalas temporales medias); y 3) el *efecto sinérgico* que producen los dos anteriores y que generan largas sequías de carácter supra-anual (altas correlaciones entre el SSI y el SPI durante escalas temporales largas), como mostraron también en el sur de Italia Fiorillo y Guadagno (2010).

7.4. Modificaciones introducidas por la gestión hidrológica en la respuesta de los ríos ibéricos a las sequías climáticas.

En esta sección se analiza la respuesta hidrológica de las cuencas reguladas ante condiciones de sequía climática. En primer lugar, se presenta el análisis de las respuestas de aquellas cuencas que fueron reguladas antes del comienzo de periodo de estudio (1945). Posteriormente se analiza la modificación creada por la regulación hidrológica en la respuesta ante condiciones de sequía climática en aquellas cuencas que fueron reguladas durante el periodo de estudio (1945-2005). La figura 7.6 presenta las puntuaciones factoriales transformadas de los dos primeros componentes principales extraídos del análisis de las curvas de correlación entre las series de SSI y SPI a diferentes escalas temporales en 58 cuencas reguladas antes del año 1945. El mismo patrón que se venía observando hasta ahora se repite, siendo el primer componente (70.2% de la varianza total) representativo de altas correlaciones a escalas temporales cortas y el segundo (21.7% de la varianza total) englobando aquellos sistemas cuya respuesta está marcada por largas inercias temporales.

La máxima correlación ($r = 0.4$) se registra nuevamente a la escala de 2 meses en el caso del primer componente, mientras que el segundo componente muestra una respuesta muy sostenida, con correlaciones superiores a $r > 0.5$ desde la escala de 6 hasta los 30 meses. El primer componente engloba numerosas cuencas de la parte media de la cuenca

del río Duero y sus afluentes por la margen derecha, el curso alto y medio del río Ebro y el curso bajo del río Tago. El segundo componente representa la respuesta de las cabeceras del Duero, los sistemas Jalón, Huerva y Segre en la cuenca del Ebro y sub cuencas aisladas del Júcar y del Tago.

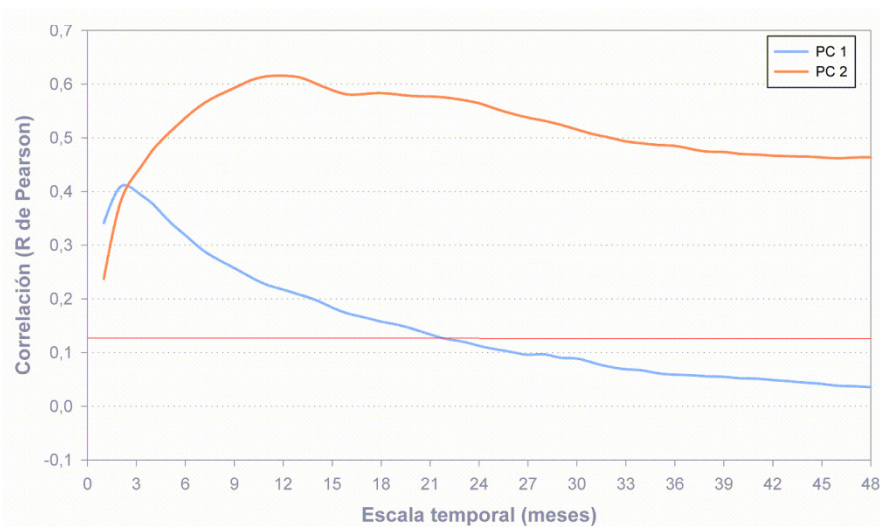
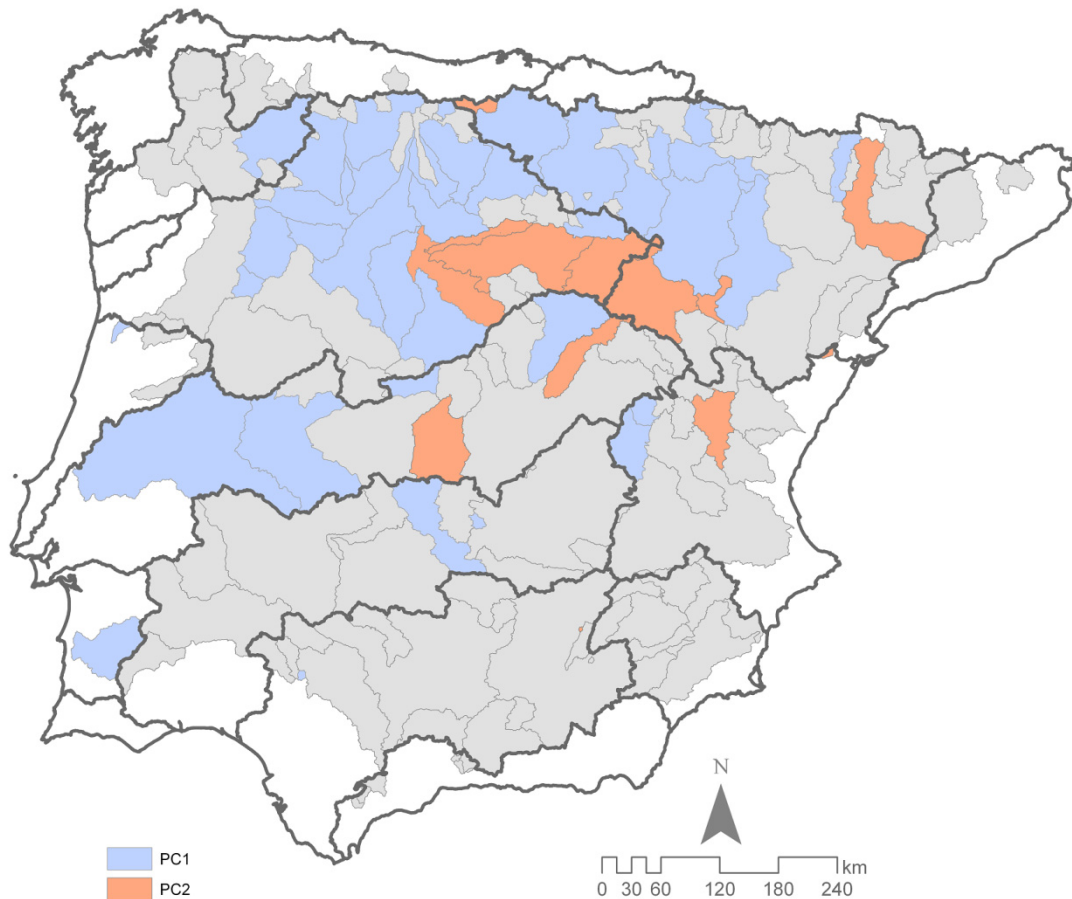


Figura 7.6. Arriba: Clasificación de las cuencas hidrológicas reguladas antes del periodo de estudio de acuerdo a la “regla de la máxima carga factorial” según su pertenencia al primero o segundo Componente Principal. Abajo: Puntuaciones factoriales (transformadas en las unidades originales, R de Pearson) de los dos componentes seleccionados. La línea rojo denota el umbral de significación estadística ($\alpha < 0.01$)

La Figura 7.7 muestra las curvas de correlación, dos por componente, obtenidas del análisis de las 71 cuencas que fueron reguladas durante el periodo de estudio (1945-2005). En cada caso se obtuvieron dos curvas de correlación distintas entre el SSI y el SPI (a las escalas temporales de 1 a 48 meses), una que expresa las correlaciones desde 1945 hasta el año en que se reguló cada una de las cuencas, y otra con las correlaciones desde el año en que se produjo la regulación hasta 2005. La curva de color más oscuro representa las correlaciones antes del represamiento y la línea de color más claro la respuesta tras éste. El primer componente resume el 32.9% de la varianza, y muestra una modificación del patrón de respuesta a escalas temporales cortas observado hasta ahora. Antes de la regulación, éstas cuencas muestran una respuesta alta ($r > 0.5$) a escalas temporales de 2 y 3 meses. Tras el represamiento, si bien la curva de correlación mantiene el mismo patrón, estas cuencas experimentan un descenso de su sensibilidad a las precipitaciones precedentes: en este caso, aunque la máxima correlación ($r = 0.38$) también se registra a una escala temporal de 2 meses, sólo se registran correlaciones mayores de $R > 0.3$ entre las escalas de 2 y 9 meses. De entre las 23 cuencas representadas por este componente, tan sólo 5 muestran un incremento de la magnitud de las correlaciones entre el SSI y el SPI tras la regulación aguas arriba. Este primer componente representa a la cuenca del Miño, numerosos afluentes pirenaicos y el tramo bajo del Ebro, el sistema del Tormes en la cuenca del Duero, el sector septentrional de la cuenca del Segura y el tramo medio del Guadalquivir. Las curvas de correlación del segundo componente (31.1% de la varianza) muestran una inversión total en su configuración entre los dos periodos analizados. Antes de la regulación muestran una mayor sensibilidad ($r = 0.34$) durante la escala acumulada de 2 meses, mientras que las correlaciones descienden bruscamente en los meses siguientes como sucede en los sistemas englobados en el primer componente; tras el represamiento, los caudales pasaron a responder a escalas temporales mucho más largas, con correlaciones superiores a $r > 0.3$ entre los 8 y 38 meses, adquiriendo la configuración del segundo gran patrón general observado, caracterizado por largas inercias temporales en la respuesta hidrológica ante condiciones de sequía climática.

Este segundo componente resume las modificaciones en la respuesta de las sequías hidrológicas a distintas escalas temporales del SPI, ligadas a la gestión hidrológica de la práctica totalidad de la cuenca del Guadiana, el sector norte de la cuenca del Júcar, el río

Ebro aguas abajo del sistema de embalses Ribarroja-Mequinena-Flix, y cuencas aisladas que drenan desde las cordilleras más septentrionales de la Península, incluyendo el sistema del río Aragón en la cuenca del Ebro. El tercer componente identificado explica el 19.6% de la varianza y está ligado a cuencas que antes de ser reguladas mostraban una correlación alta con el SPI a escalas temporales medias y largas ($r > 0.5$ entre los 7 y los 28 meses), y que tras la regulación aguas arriba experimentaron una reducción de la magnitud de las correlaciones a la vez que una homogeneización de la inercia temporal, con correlaciones en torno a $r=0.4$ a lo largo de todas las escalas temporales analizadas.

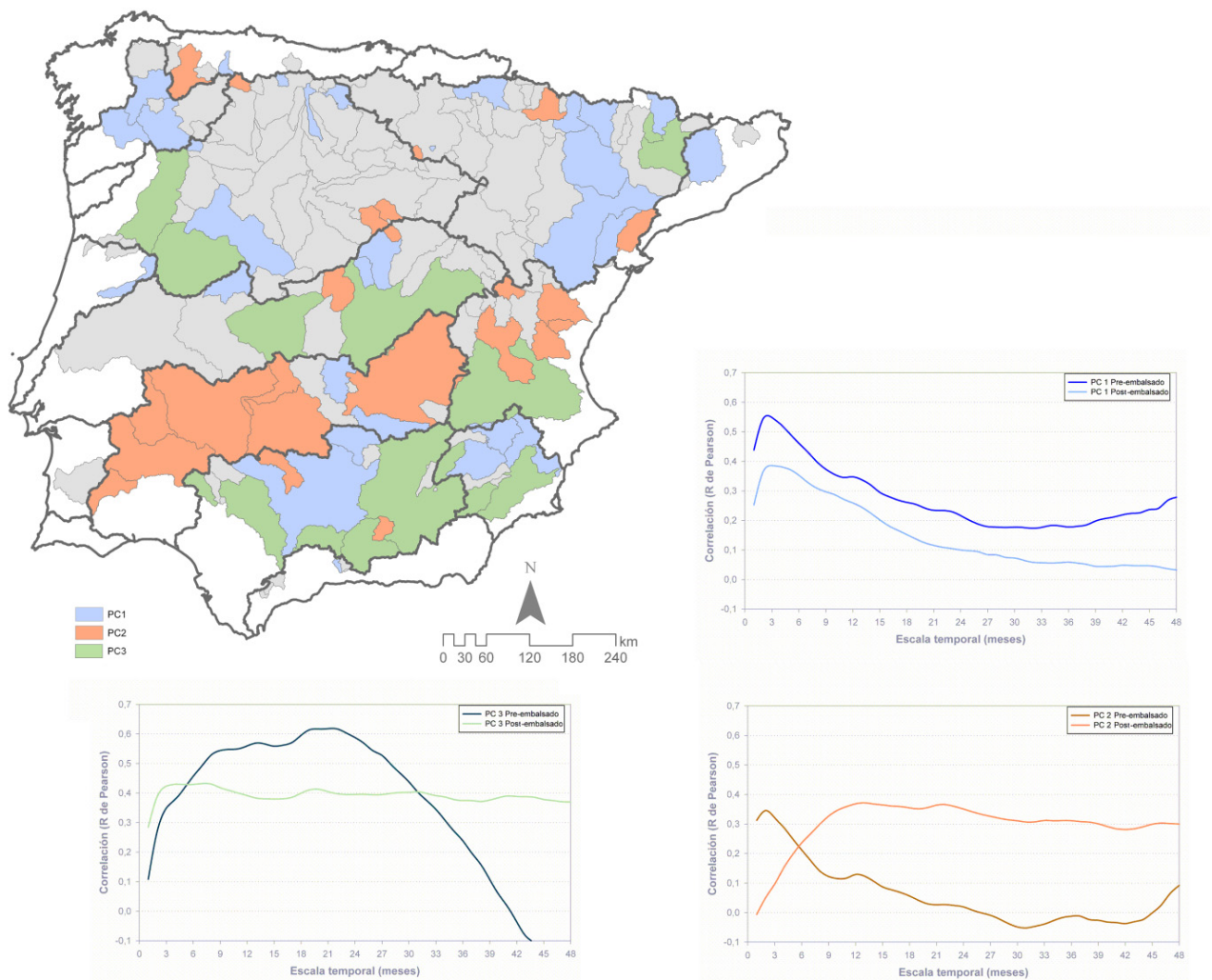


Figura 7.7. Arriba: Clasificación de las cuencas hidrológicas reguladas durante el periodo de estudio (1945-2005) de acuerdo a la “regla de la máxima carga factorial” según su pertenencia al primer, segundo o tercer Componente Principal. Abajo: Puntuaciones factoriales (transformadas en las unidades originales, R de Pearson) de los tres componentes seleccionados.

El análisis de los impactos de la sequía climática en los sistemas hidrológicos regulados antes del año 1945 reveló los dos grandes patrones de respuesta que ya fueron observados en las secciones anteriores. Esta coherencia también se refleja en la distribución espacial de las cuencas asociadas a un tipo de respuesta u otro, y en la coincidencia con los resultados obtenidos por López-Moreno et al. (2012) para la cuenca del Ebro. Además, se ha encontrado una relación significativa (tau de Kendall=0.24; $\alpha < 0.05$) entre la ratio de retención (IR) y la escala temporal a la que se alcanza la máxima correlación, por lo que la capacidad de almacenamiento presenta una cierta importancia al explicar las inercias temporales observadas en el caso de sistemas regulados (ver Figura 7.8). Esta asociación podría soportar la idea de que los distintos aprovechamientos de los embalses (los de menor capacidad, generalmente ligados a la producción hidroeléctrica y los de mayor capacidad al riego y al abastecimiento urbano) tendrían un papel relevante en la modificación del impacto de las sequías y en la adición o no de inercias temporales en la respuesta de los caudales. Sin embargo, al tratarse de sistemas hidrológicos regulados antes de 1945 no se pudo evaluar la modificación directa que los embalses crearon en los mismos, algo que sí reveló el análisis realizado en las cuencas reguladas entre 1945 y 2005. En este caso la relación entre la ratio de retención y la escala temporal del SPI a la que se alcanza la máxima correlación vuelve a ser significativa (tau de Kendall = 0.25; $\alpha < 0.05$).

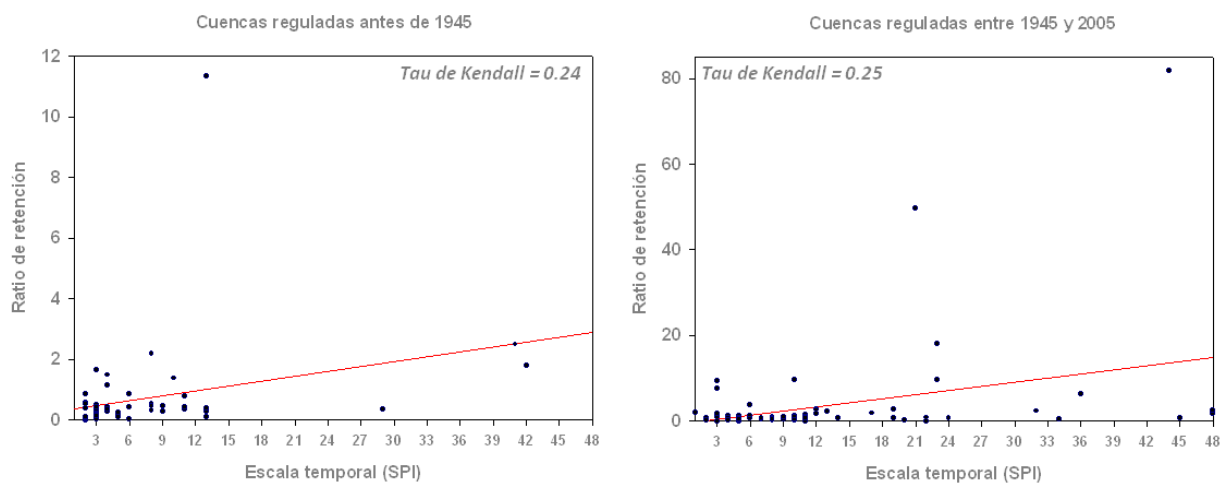


Figura 7.8. Relación entre la escala temporal a la que se alcanza la máxima correlación entre el SSI y el SPI, y la Ratio de retención en cuencas reguladas antes del 1945 (izquierda) y en cuencas reguladas durante el periodo de estudio (derecha).

El primer patrón de cambio en la respuesta se caracteriza por un descenso de la sensibilidad de los caudales ante la variabilidad pluviométrica, aunque no representa una alteración en la inercia temporal, que sigue marcada por una mayor respuesta a escalas temporales cortas. El segundo componente principal presentaba un cambio drástico en las respuestas, cambiando de escalas temporales cortas hasta otras mucho más largas. Los resultados obtenidos para este segundo componente incluyen la cuenca del río Aragón, coincidiendo con los resultados obtenidos por Vicente-Serrano y López-Moreno (2005), que mostraron que las descargas del río respondían a escalas temporales cortas, mientras que las salidas del embalse de Yesa lo hacían a escalas temporales más largas, lo que demostraría claramente que la regulación modifica los tiempos de respuesta de los caudales y tiende a amortiguar el efecto de las sequías climáticas, alargando las escalas temporales a las que éstas producen afecciones sobre los caudales. El tercer componente identificado se caracteriza por paliar los picos de respuesta hidrológica ante condiciones de sequía climática que se dan durante escalas temporales medias para distribuir la sensibilidad a lo largo de todas las escalas temporales, con el objetivo de mantener unas tasas de almacenamiento regulares. Los diferentes patrones de cambio en la respuesta de los caudales a las sequías climáticas observados en esta sección plantean la hipótesis sobre como el tipo de uso o aprovechamiento que se hace del agua de un determinado embalse puede influir de manera importante en la respuesta de los caudales aguas abajo. Por este motivo, a continuación se analizan los cambios en la escala temporal del SPI a la que están respondiendo los caudales en función de la regulación y el tipo de aprovechamientos que se dan en los embalses aguas arriba de las estaciones de aforo.

La Figura 7.9 muestra un diagrama de cajas donde se indica la escala temporal del SPI a la que se ha observado la máxima correlación con el SSI, antes y después de la regulación, en las 71 cuencas hidrológicas reguladas entre 1945 y 2005, clasificadas según el aprovechamiento que se hace del embalse que las regula. En el caso de los embalses de uso hidroeléctrico (Figura 7.9a) la regulación no altera en gran manera la respuesta hidrológica a las sequías climáticas. Antes del represamiento, estas cuencas muestran una correlación mayor considerando escalas temporales cortas y no superiores a los 6-7 meses. Tras la entrada en funcionamiento de las presas se produce un leve aumento de la escala temporal a la que se produce la máxima correlación. Este tipo de aprovechamiento de los

embalses resulta representativo de aquellas cuencas representadas por el primer componente principal (el 70% de las cuencas de uso exclusivo hidroeléctrico están representadas por el primer componente), en el que se comprobaba un pequeño descenso en los valores de correlación a las diferentes escalas temporales del SPI, sin que se modificara notablemente la escala temporal a la que se produce la respuesta más alta.

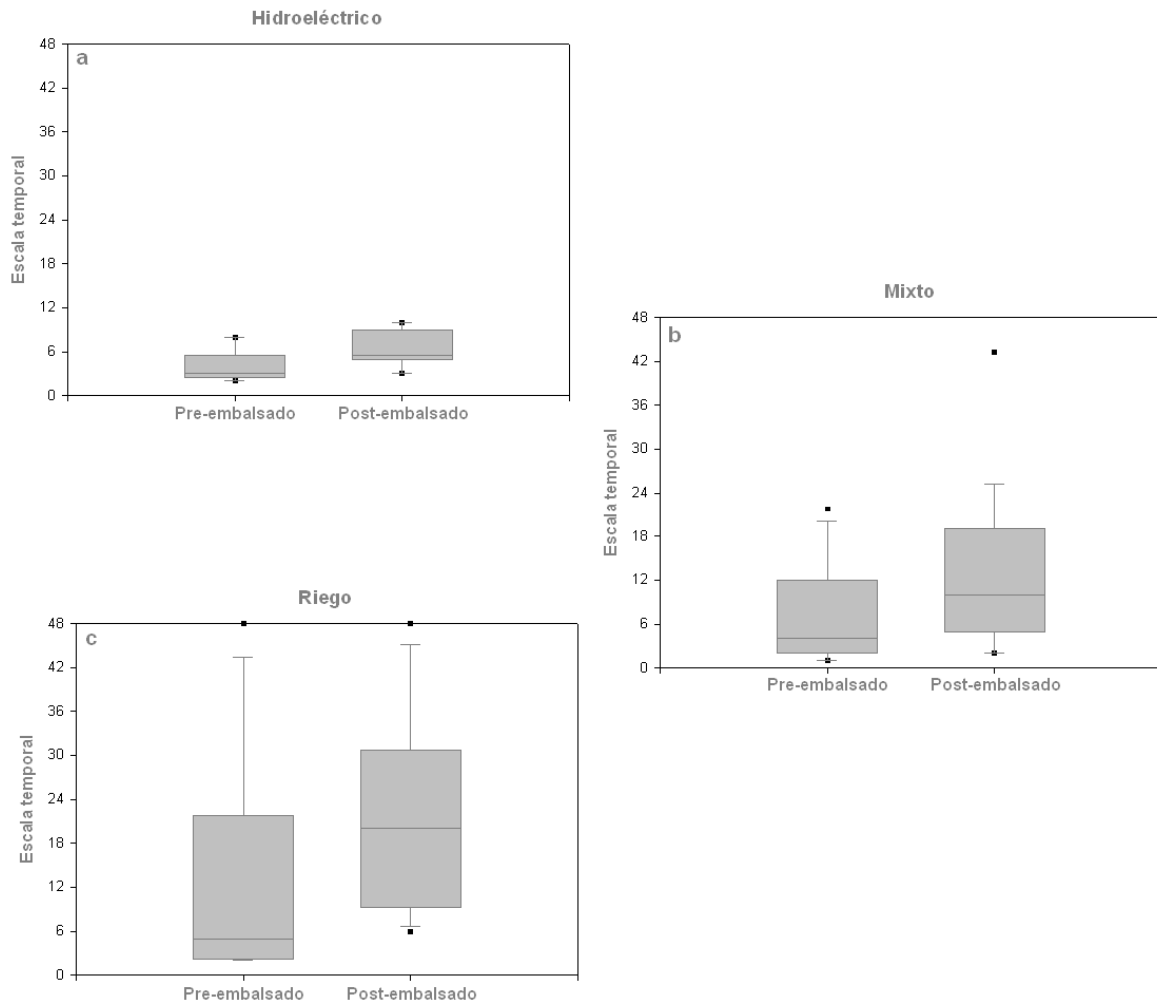


Figura 7.9. Escala temporal del SPI a la que se obtiene la máxima correlación entre el SSI y el SPI en las distintas cuencas reguladas entre 1945 y 2005, clasificadas según el aprovechamiento del embalse que regula sus caudales aguas arriba en embalses de uso hidroeléctrico (a), embalses de uso mixto (b) y embalses para riego (c). La línea negra representa la mediana y los puntos los percentiles 5 y 95.

A pesar de que el aprovechamiento hidroeléctrico de los ríos ha sido históricamente considerado como un uso no-consuntivo del agua, se ha demostrado que las pérdidas generadas por evapotranspiración, también en este tipo de embalses, no son despreciables (Mekonnen y Hoekstra, 2012). Estas pérdidas relacionadas con la evapotranspiración podrían explicar la pérdida de influencia de la precipitación para explicar el

comportamiento de los caudales, algo que se deduce de la reducción de las correlaciones obtenidas entre el SSI y el SPI en el primer patrón de modificación de la respuesta hidrológica destacado. Dado que el SPI no contempla las pérdidas asociadas a procesos evapotranspirativos, su capacidad para monitorizar los impactos de la variabilidad climática en la generación de caudales desciende. Por ello, en el capítulo siguiente, el uso del Índice de Precipitación Evapotranspiración Estandarizado (SPEI, Vicente Serrano et al., 2010) permitirá una evaluación más refinada de los impactos de la sequía climática en sistemas hidrológicos regulados, ya que para su cálculo incluye tanto las entradas (precipitación) como la demanda atmosférica mediante evapotranspiración.

Sin embargo, cuando el aprovechamiento de tipo hidroeléctrico se combina con otros como el abastecimiento urbano o el riego en embalses de uso mixto (Figura 7.9b), las correlaciones más altas entre los caudales y el SPI pasan de producirse a escalas temporales del SPI de entre 2 y 12 meses a escalas temporales de entre 5 y 20 meses. En este tipo de embalses se produce un almacenamiento de agua más sostenido en el tiempo que en los embalses de aprovechamiento hidroeléctrico para hacer frente a la demanda de diferentes usos, lo que introduce importantes retrasos en la sensibilidad de los caudales ante la variabilidad pluviométrica, hecho que como se mostró anteriormente, está ligado a la mayor capacidad de embalsado.

Por su parte, en el caso de los embalses de uso exclusivo para riego, se ha comprobado que introducen un mayor retardo temporal en la respuesta de los caudales al SPI. Antes de su represamiento, los caudales mostraban una máxima correlación a escalas temporales de SPI cortas y medias (la mediana corresponde a la escala temporal de 4 meses), mientras que tras ser regulados, la mediana de las máximas correlaciones corresponde a una escala temporal de 9 meses. La regulación de carácter supra-anual ligada a sistemas con una alta capacidad de embalsado y al aprovechamiento para riego, como el que se analiza en el capítulo siguiente, es la responsable de amplios retardos temporales entre la época en la que se producen déficits de precipitación y cuando éstos se hacen patentes en los caudales aguas abajo de los embalses. El efecto atenuador que producen los embalses en la respuesta hidrológica ante las condiciones de sequía climática durante escalas temporales cortas genera, sin embargo, el retardo y sostenimiento de dicha respuesta durante escalas temporales largas. Este hecho estaría relacionado con la gran cantidad de precipitación necesaria para restablecer las tasas de almacenamiento

operativas de los embalses tras un episodio de sequía prolongado. En el siguiente capítulo se evalúa, de manera más pormenorizada, el impacto de la sequía en distintos sistemas hidrológicos de la cabecera del Tajo y las modificaciones introducidas por la regulación del sistema de embalses Entrepeñas-Buendía.

7.6. Recapitulación.

En este capítulo se ha analizado el impacto de las sequías climáticas y la regulación hidrológica en las 187 cuencas de drenaje incluidas en el estudio, mediante la puesta en relación del SSI y el SPI calculado a escalas temporales de 1 a 48 meses. Los análisis han revelado dos grandes patrones de respuesta de las sequías hidrológicas a los déficits de precipitación acumulados a diferentes escalas temporales: un patrón de respuesta breve pero intensa a escalas temporales cortas, con la máxima correlación a la escala temporal de 2 meses, y que representa, principalmente, a las cuencas septentrionales de la Península; y otro patrón de respuesta muy diferente, caracterizado por una baja respuesta a escalas temporales cortas, que resulta superior a escalas temporales medias y largas, y que representa la mayor parte de las cuencas de la mitad meridional de la Península.

El análisis individualizado llevado a cabo con las cuencas reguladas antes de 1945 y con las cuencas no reguladas, desveló nuevamente los 2 patrones observados con anterioridad, si bien en el caso de las cuencas no reguladas, las grandes inercias temporales observadas en algunas de ellas se relacionaron con el alto porcentaje de litología caliza presente en las mismas, y no con la regulación de tipo supra-anual característico de muchas de las cuencas que mostraron largas inercias temporales.

Finalmente, las cuencas reguladas durante el periodo de estudio mostraron tres patrones distintos de modificación en la respuesta del SSI a diferentes escalas temporales del SPI: un primer patrón que representa un descenso de la respuesta de los caudales a las sequías pluviométricas pero que no altera significativamente las inercias temporales en la respuesta (altas correlaciones a escalas temporales del SPI cortas) y que se relaciona a embalses cuyo aprovechamiento principal es la generación de energía hidroeléctrica; un segundo patrón de cambio muy notable en la respuesta de los caudales, que pasan de producirse a escalas temporales cortas a otras más largas y que se relaciona con aquellos embalses cuyo uso principal es el abastecimiento de los núcleos urbanos y del regadío; y un

tercer patrón de cambio de la respuesta de los caudales a la variabilidad pluviométrica, que de estar localizada a escalas temporales medias, es homogeneizada a lo largo de todas las escalas temporales analizadas, y que corresponde, principalmente, con embalses de uso mixto.

Capítulo 8

Análisis detallado de los impactos de la sequía y la regulación en varios sub-sistemas hidrológicos en la cabecera del río Tajo

En este capítulo se analiza el impacto de las sequías en diferentes sub-sistemas hidrológicos de la cabecera del río Tajo mediante el uso de dos índices de sequía distintos: el SPI y el SPEI. Se evalúa la manera en que los embalses modifican la respuesta hidrológica ante las condiciones de sequía acumuladas a diferentes escalas temporales, aumentando la escala temporal a las que son sensibles los caudales e incrementando el lapso de tiempo entre el momento en que se producen los déficits de precipitación y cuando éstos se evidencian en el resto de variables hidrológicas superficiales. Se incluye además un análisis de los cambios experimentados en la configuración de esa respuesta temporal y el papel que los procesos de incremento térmico pueden estar teniendo en la disponibilidad de recursos hídricos en la zona.

En capítulos anteriores se destacó la importancia estratégica que representa el sudeste de la Cordillera Ibérica para la disponibilidad y gestión de los recursos hídricos en amplias zonas de la Península. La importancia que cobra la cabecera del río Tajo se debe a la dependencia que tienen de esta zona cuencas como la del Segura y el Guadiana por el trasvase. Además presenta unas características singulares, como la ser una cuenca transfronteriza (70% en territorio español y 30% en portugués) y soportar la presión demográfica de más de 11 millones de personas.

En el capítulo 7 se observó un patrón destacado relativo a la modificación de la respuesta hidrológica a los déficits de precipitación introducida por la construcción de presas y que se resume en un cambio de la respuesta a las sequías pluviométricas a escalas temporales cortas antes de los represamientos, para posteriormente, registrarse a escalas temporales más largas. Este tipo de impacto se relacionó con presas de una alta capacidad de embalsado destinada fundamentalmente a satisfacer la demanda del regadío, como es el caso que se va a analizar en este capítulo: el sistema de embalses Entrepeñas-Buendía, que regula la red hidrográfica en la cabecera del río Tajo. Estas características, unidas a la dependencia observada que ha creado el Trasvase en la cuenca del Segura y los conflictos sociales y políticos derivados del mismo (Garrote et al., 2007), sugieren esta zona como el sistema más idóneo para analizar detalladamente el impacto de las sequías y la gestión del agua en los sistemas hidrológicos de la Península.

Las profundas disrupciones introducidas por la regulación hidrológica en la relación clima-hidrología superficial distorsionan el efecto de los déficits de precipitación y dificultan significativamente la determinación del papel que juega la precipitación en la disponibilidad de recursos hídricos. A este fenómeno de carácter antrópico hay que añadirle los recientes aumentos de temperatura observados (Jones y Moberg, 2003), los cuales podrían estar influyendo negativamente en la disponibilidad de recursos hídricos como consecuencia de las pérdidas inducidas por evapotranspiración (Nichols, 2004; Cai y Cowan, 2008; Gerten et al., 2008). En este capítulo se introduce en el análisis un nuevo índice de sequía, capaz de monitorizar no sólo los déficits de precipitación sino también las pérdidas generadas por la evapotranspiración, el Índice de Precipitación y

Evapotranspiración Estandarizado (SPEI; Vicente-Serrano et al., 2010a). Siguiendo el enfoque empleado en el capítulo anterior, en este capítulo se analiza la relación establecida entre el SPEI y el SPI calculados a las escalas de 1 a 48 meses, y tres variables hidrológicas diferentes: las descargas fluviales, las reservas en los embalses y las salidas de los mismos. Se muestran, además de las correlaciones totales como ya se hizo en el capítulo 7, las correlaciones obtenidas mes a mes a las 48 escalas temporales a las que se acumulan ambos índices y un análisis de los cambios registrados en la respuesta a las condiciones de sequía climática durante el periodo de estudio. El objetivo es identificar el mejor índice de sequía y la escala temporal más adecuada para monitorizar los impactos de la sequía en esta zona clave de la Península Ibérica, y además evaluar la influencia de la gestión hidrológica y los procesos de calentamiento en la disponibilidad de recursos hídricos.

8.1. La cabecera del Tajo.

El Alto Tajo está localizado en el sector meridional de la Cordillera Ibérica y su transición hacia la Meseta. Las altitudes de la cuenca delimitada varían desde los 600 metros en el Embalse de Bolarque a los 1925 metros en los Montes Universales, en el extremo oriental. El relieve está dominado por calizas en las Sierras de Orihuela y Albarracín. Por debajo de los 1000 metros el sustrato margoso se hace evidente y el valle se abre propiciando la construcción del sistema de embalses Entrepeñas-Buendía (Figura 8.1).

La distribución espacial de la precipitación sigue un patrón topográfico: la precipitación media anual desciende desde más de 1000 milímetros en la Sierra de Albarracín al este, a alrededor de 500 milímetros en las áreas de menor altitud en el sector sudoccidental. La distribución temporal de las precipitaciones muestra una alta estacionalidad, con dos picos en Mayo y Noviembre, y un mínimo en verano, como en la mayor parte de la Península Ibérica. La temperatura media anual es inferior a 10°C en gran parte de la cuenca, y durante el invierno la temperatura media cae por debajo de los 3°C, convirtiéndola en una de las regiones más frías de la Península. En el mes más cálido (Julio) la temperatura media es de 22°C.

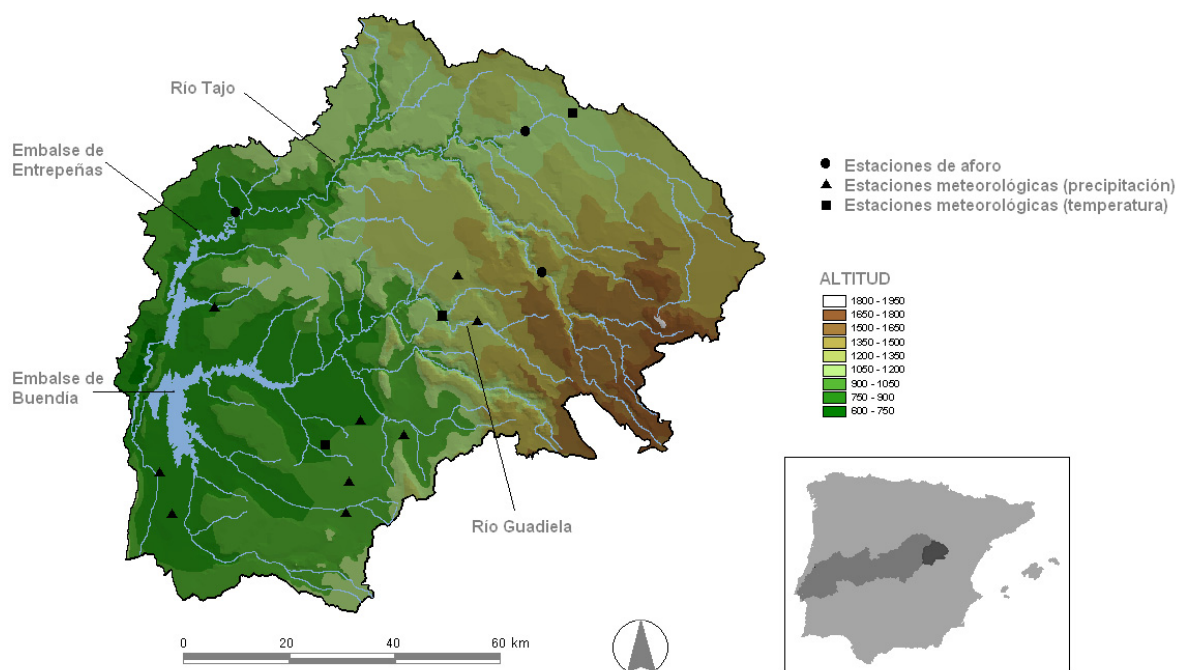


Figura 8.1. Localización y topografía de la cabecera del río Tajo y distribución espacial de las estaciones, meteorológicas y foronómicas, empleadas en el análisis.

El área posee una densa red hidrológica dividida en dos ramales principales, los del río Tajo y el río Guadiela, cuyas aguas son almacenadas y reguladas aguas abajo por los embalses de Entrepeñas y Buendía (Figura 8.1). Entrepeñas fue construido para almacenar las aguas del Tajo en el año 1956, con una capacidad de 802 hm³ y una altura de la presa de 87 metros. Por su parte, la presa de Buendía regula las aguas del Guadiela, Mayor y Guadamejud. Fue construida en 1957, con una capacidad de 1638 hm³ y una altura de 78 metros. Ambos embalses actúan como una única unidad de almacenamiento debido a que están conectados por un túnel. La presa de Bolarque está localizada aguas abajo de las dos grandes presas, en la convergencia del Tajo y el Guadiela. Construido en 1910, fue objeto de numerosas modificaciones y no entró en servicio hasta 1951. La principal finalidad del embalse de Bolarque es distribuir el agua almacenada en Entrepeñas-Buendía: parte es derivada para el trasvase Tajo-Segura y el sistema de regadío Bolarque-Jarama, mientras que el resto es descargado en el cauce principal del Tajo en el embalse de Zorita, construido en 1947 para la producción hidroeléctrica.

Los usos del suelo principales de la cuenca son dos: por encima de los 1000 metros de altitud la cubierta dominante es el bosque, principalmente de coníferas, ocupando un 42.5% del área de estudio, mientras que los cultivos de secano se extienden por las parameras, representando el 43.9% del área de estudio. Otras dos cubiertas importantes de la cuenca son el matorral (10%) y las praderas (2.3%). Las zonas regadas y los núcleos de población representan menos de un 1% del área de estudio.

8.2. Base de datos y metodología específica.

Dado que este capítulo representa una excepción dentro de la tesis, pues en él se emplea una escala de análisis mucho más local, tanto la metodología como los datos empleados (hidrológicos y climáticos) están seleccionados y tratados de una manera más específica, tal y como se describe a continuación. Por otra parte, y debido a la menor cobertura temporal de las series mensuales relativas a los embalses (lógicamente sólo se dispone de datos desde la construcción de los mismos), el análisis se limitó al periodo comprendido entre los años 1961 y 2006.

8.2.1. Datos climáticos.

Se trabajó con 64 series mensuales de temperatura máxima y mínima y 147 series mensuales de precipitación pertenecientes al área de estudio o a zonas adyacentes proporcionadas por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). La disponibilidad y calidad de los datos no era la mejor, ya que tanto las series de temperatura como las de precipitación contenían numerosas discontinuidades, y apenas se dispuso de series con secuencias largas e ininterrumpidas de datos. Por este motivo, se volvieron a seleccionar aquellas series con menos de un 10% de datos perdidos (9 series de precipitación y 3 series de temperatura; ver Figura 8.1). Las lagunas en las series de datos se rellenaron usando modelos de regresión múltiple, basados en una correlación mínima de $r=0.9$ entre las series incluidas en los mismos y la serie candidata a ser rellenada.

De entre las diferentes técnicas existentes para detectar y ajustar las inhomogeneidades temporales de las series climáticas (ver reviews en Peterson et al., 1998; Beaulieu et al., 2007), en este estudio se utilizó de nuevo el Test de Homogeneidad Normal Estándar (SNHT, Alexandersson, 1986), empleado para este fin con series de temperatura y precipitación en diferentes regiones (Alexanderson y Moberg, 1997; Begert y Schlegel, 2005). Siguiendo a Peterson y Easterling (1994), se aplicó un procedimiento de homogeneización relativa usando series de referencia, las cuales estaban creadas en base a las 3 series de precipitación y a las 2 series de temperatura más correlacionadas con la serie objeto del control de calidad. Para la aplicación del proceso de homogeneización se empleó el software AnClim (Stepánek, 2008a), de la misma manera que se hizo en el capítulo anterior con todas las series peninsulares. Una vez libres de cambios bruscos y anomalías, las series climáticas fueron integradas en sendas series regionales de precipitación y temperatura mensual, usando la media ponderada de cada serie en cada estación de aforo (Vicente-Serrano y López-Moreno, 2005). El peso de cada serie fue determinado por la superficie representada por cada estación calculada mediante el uso de polígonos de Thiessen (Jones y Hulme, 1996).

8.2.2. Datos hidrológicos.

Los datos hidrológicos utilizados en este capítulo fueron proporcionados por la Confederación Hidrográfica del Tajo. Su utilización está orientada hacia un análisis a nivel más operativo que sirva para evaluar los impactos en la interacción clima-hidrología introducidos por la regulación hidrológica, y de esta forma, evaluar de que manera la respuesta ante condiciones de sequía climática de los regímenes hidrológicos naturales es alterada por los embalses aguas abajo de los mismos. Para ellos se utilizaron 4 parámetros distintos:

- 1) Caudales mensuales en las 3 estaciones de aforo sin datos perdidos para el periodo 1961-2006 (ver Figura 8.1).
- 2) Entradas en el sistema interconectado de embalses Entrepeñas-buendía.
- 3) Reservas totales registradas en ambos embalses.

- 4) Las salidas netas drenadas en el Tajo aguas abajo del Embalse de Bolarque.

La idea es que el uso de estos 4 parámetros diferentes permita la evaluación detallada de cómo la gestión hidrológica altera la respuesta y la dependencia hidrológica a las condiciones de sequía climática precedentes. Todo ello para lograr una comprensión de cómo las prácticas de gestión modifican el régimen natural (representado por las variables de las descargas fluviales en las 3 estaciones de aforo y las entradas combinadas en ambos embalses), tratándolo de adaptar a la creciente demanda generada por los usos agrícolas, tanto dentro como fuera de la cuenca del Tajo, que resulta en la distorsión de la interacción clima-hidrología superficial representada por las dos variables restantes (reservas y salidas del sistema). La introducción en el análisis de la conexión entre la variabilidad climática y las interferencias antrópicas cobra un gran interés, ya que como se mostró en el capítulo anterior, las alteraciones en los regímenes son un fenómeno ampliamente extendido en la Península, que además de modificar la respuesta de los sistemas fluviales, en muchos casos extiende su dependencia y la persistencia de los impactos de los déficits de precipitación durante largos periodos de tiempo, lo que repercute directamente tanto en el abastecimiento urbano como en el del regadío.

8.2.3. Estandarización de las variables hidrológicas.

Para la obtención de los distintos índices hidrológicos estandarizados necesarios para la ejecución de los análisis, se siguió el mismo enfoque ya utilizado para calcular el SSI. Se comparó la bondad del ajuste de las series mensuales de descargas fluviales, entradas, reservas y salidas en el sistema de embalses con distintas distribuciones de probabilidad, utilizando el método de los L-momentos (Hosking, 1990), seleccionando en cada caso la distribución que mejor se adaptaba a las características de cada variable resumidas en los coeficientes de los L-momentos de sesgo y curtosis.

La Figura 8.2 muestra la evolución de los tres índices de sequía hidrológica obtenidos: las entradas de caudal combinadas (de los ríos Tajo y Guadiela) en el sistema de embalses Entrepeñas-Buendía, las reservas totales registradas en ambos embalses y las salidas netas devueltas al curso principal del río Tajo aguas abajo del

embalse de Bolarque. Se observan diferencias evidentes entre las 3 variables hidrológicas consideradas. Las entradas en el sistema Entrepeñas-Buendía muestran una mayor variabilidad temporal en la alternancia entre periodos secos y húmedos comparada con la de las reservas de agua en el sistema de embalses. Por su parte, las salidas del sistema se comportaron de forma muy distinta antes y después de 1980, con una predominancia de los periodos húmedos sobre los periodos secos en la primera mitad del periodo de estudio, y viceversa. La predominancia de periodos secos desde 1980 coincide con el tiempo durante el cual el trasvase Tajo-Segura se ha venido practicando.

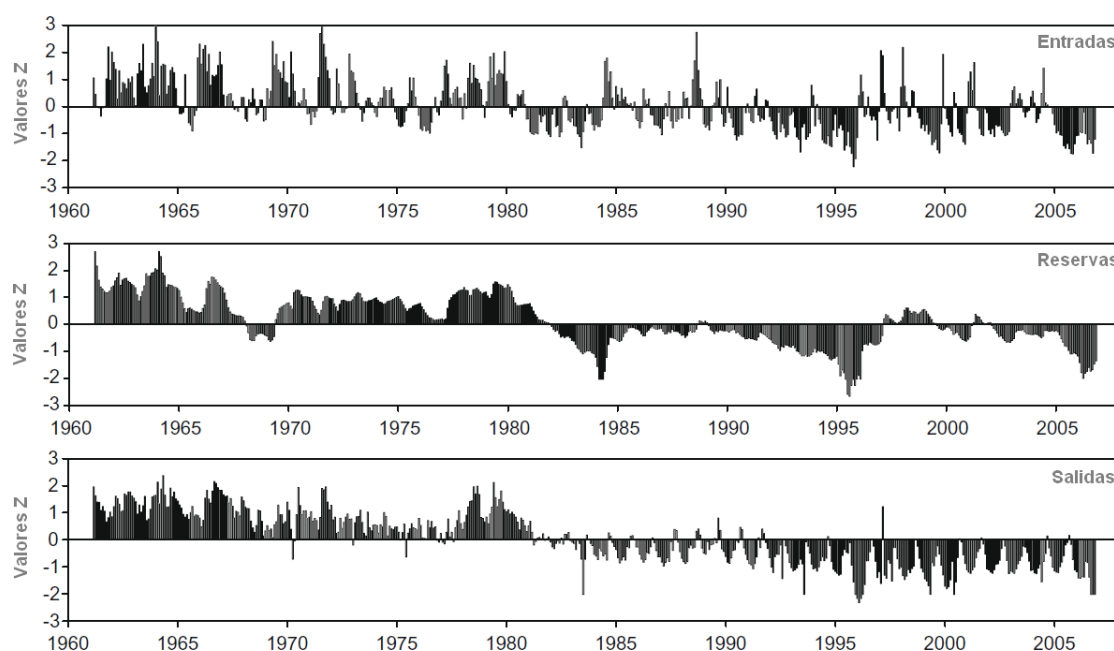


Figura 8.2. Evolución temporal de los índices hidrológicos (en z-scores) calculados para las entradas, reservas y salidas del sistema de embalses Entrepeñas-Buendía.

8.2.4. Los índices de sequía climática: SPI y SPEI.

Se obtuvieron dos índices de sequía calculados a diferentes escalas temporales, el SPI (McKee tal., 1993) y el SPEI (Vicente-Serrano et al., 2010a), de las series regionales de precipitación y temperatura descritas en la sección 8.2.1. La justificación del uso de dos índices diferentes radica en el hecho de que el SPI sólo contempla los efectos de la precipitación, mientras que el SPEI evalúa las entradas

(precipitación) y salidas del sistema (evapotranspiración). De este modo, en un área más restringida que el conjunto peninsular, y donde sí que se disponía de información sobre las temperaturas, se planteó incluir también un índice de sequía termopluviométrico para analizar la hipótesis de que las temperaturas pueden jugar un papel importante en la explicación de la variabilidad de los caudales en la Península Ibérica. Aunque la precipitación es la variable principal para explicar la frecuencia, duración y severidad de las sequías (Chang y Cleopa, 1991; Heim, 2002), diferentes estudios han mostrado que el efecto de la temperatura (a través de la evapotranspiración) en la severidad de las sequías es significativo (Hu y Willson, 2000), particularmente bajo escenarios de cambio global (Dubrovsky et al., 2008). Abramopoulos et al. (1988) mostraron que la evaporación y la transpiración pueden llegar a consumir más del 80% de la precipitación total; por su parte Syed et al. (2008) observaron que la precipitación domina la variabilidad temporal de las reservas de agua en el suelo en los trópicos, mientras que la evapotranspiración también las condiciona en gran medida en latitudes medias. Además, diferentes estudios han relacionado el proceso de calentamiento global con un aumento de la severidad de las sequías climáticas y un mayor impacto sobre la disponibilidad de recursos hídricos (Nicholls, 2004; Cai y Cowan, 2008).

El SPEI está basado en un balance hídrico mensual (precipitación menos evapotranspiración potencial), que se ajusta a una distribución log-logística de 3 parámetros, capaz de tener en cuenta los habituales valores negativos que adopta la variable en la región en verano. La evapotranspiración potencial fue calculada siguiendo el enfoque de Thornwaite (1948), un método muy simple que sólo necesita como dato de entrada la temperatura media mensual, y que, sin embargo, obtiene unos resultados similares a los de otros métodos más complejos (Penman-Monteith) cuando se calculan índices de sequía (Mavromatis, 2007; Dai, 2010). Los valores son acumulados a diferentes escalas temporales (de 1 a 48 meses), siguiendo un enfoque similar al utilizado para el cálculo del SPI, y convertidos en desviaciones estándar respecto a la media. La metodología completa para su cálculo aparece descrita en Vicente-Serrano et al. (2010a).

8.2.5. Análisis Estadístico.

Los índices de sequía hidrológica y climática se relacionaron entre sí utilizando el coeficiente de correlación paramétrico de Pearson, midiendo el grado de asociación entre las sequías hidrológicas y las climáticas de igual modo que en el capítulo anterior. Se calcularon correlaciones de las series continuas (1961-2006), pero también se incluyeron los análisis relativos a las 12 series mensuales estandarizadas de las entradas, reservas y salidas del sistema de embalses, obteniendo las correlaciones entre cada serie mensual y las series de SPI y SPEI a las diferentes escalas temporales.

Para determinar cambios potenciales en las relación entre las sequías climáticas y las hidrológicas, se llevaron a cabo los mismos análisis pero usando esta vez correlaciones móviles con una ventana de 15 años. Este procedimiento permitió evaluar si las relaciones entre los índices climáticos y los índices hidrológicos resultan estables o no en el tiempo, además de identificar posibles factores que explican esto cambios en términos de gestión de los recursos hídricos. Por otra parte, el coeficiente de correlación no paramétrico Rho de Spearman (Siegel y Castelan, 1988) fue aplicado a las series de correlaciones móviles para detectar tendencias significativas en la relación entre las sequías climáticas y las hidrológicas en los distintos meses del año. El uso de la Rho de Spearman se justifica aquí por reflejar mejor el grado de concordancias y discordancias que la Tau de Kendall, y por lo tanto muestra una mayor capacidad para detectar la asociación en muestras pequeñas, como es el caso de las correlaciones con ventanas móviles aplicadas en este análisis (Chok, 2010).

8.3. Evolución de las sequías climáticas en el Alto Tajo.

La Figura 8.3 muestra la evolución del SPI y el SPEI a las escalas temporales de 3, 12, 24 y 48 meses desde 1961 a 2006. Las escalas temporales cortas muestran una alta frecuencia temporal en la alternancia entre periodos secos y húmedos, mientras que al aumentar la longitud de las escalas temporales, la duración se incrementa disminuyendo así la frecuencia. Son evidentes dos periodos contrastados en la evolución temporal del SPI y del SPEI. Las condiciones húmedas dominaron durante las década de 1960 y 1970,

mientras que desde 1980 hasta 2006 se establecieron condiciones más persistentes de sequía, particularmente severas entre 1990 y 2005.

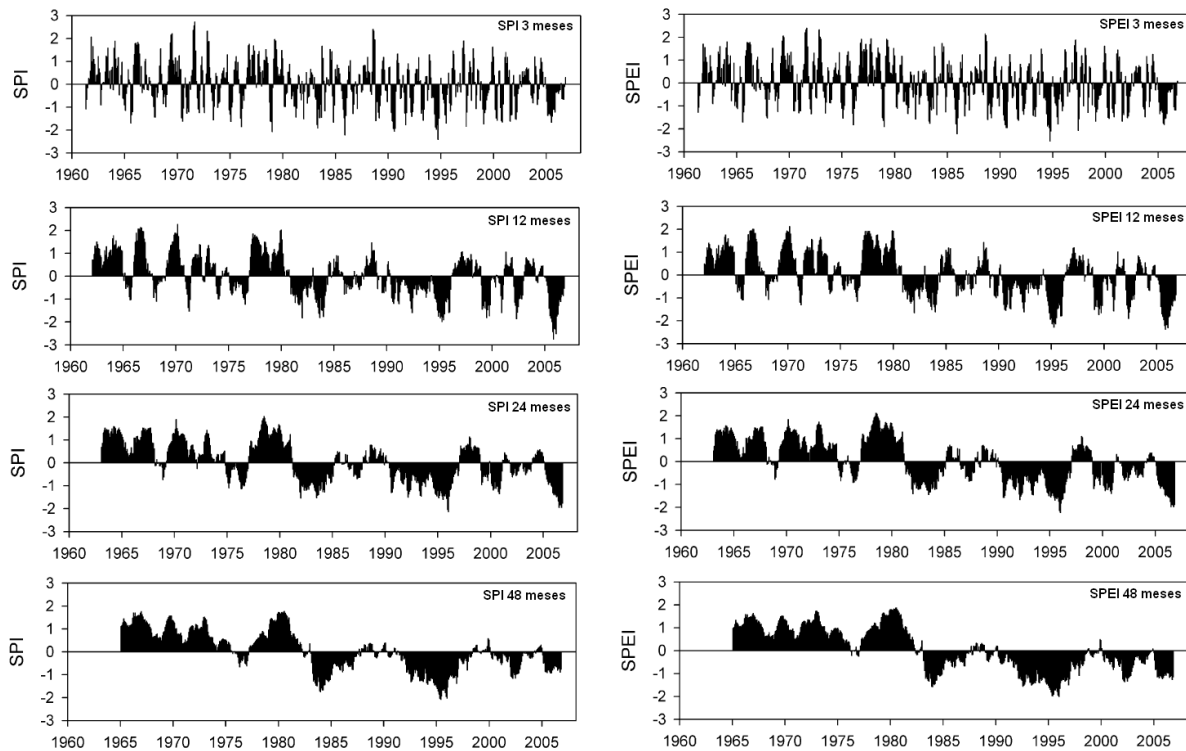


Figura 8.3. Evolución temporal entre 1961 y 2006 del SPI (columna izquierda) y del SPEI (columna derecha) calculados a las escalas temporales de 3, 12, 24 y 48 meses.

Ambos índices mostraron una evolución temporal similar, sin diferencias notables. Por ejemplo, a la escala de 24 meses, tanto el SPI como el SPEI revelaron 4 grandes periodos secos: el bienio 1975-1976, los cinco primeros años de la década de 1980, gran parte de la década de 1990 y desde 2005 hasta el final del periodo de análisis. Sin embargo, la duración media de las sequías climáticas determinadas por el SPEI fue mayor que las identificadas por el SPI. Este fenómeno se produjo a lo largo de todas las escalas temporales consideradas: a la escala de 3 meses la duración media de los periodos secos fue 3.8 meses con el SPI, mientras que el SPEI indicó una duración media de 4.1 meses; a la escala de 12 meses, la duración promedio fue de 10.7 y 13 meses para el SPI y el SPEI, respectivamente; a la escala temporal de 24 meses, la duración media fue de 17.4 meses para el SPI y 17.6 meses para el SPEI. El SPEI también identificó una mayor severidad de las sequías durante las décadas de 1990 y 2000. Este hecho está probablemente relacionado con las más altas temperaturas registradas durante esas décadas (Brunet et

al., 2006; Hertig et al., 2010), dado que la evolución del SPEI está ligada tanto a cambios observados en la precipitación como en la temperatura, de la que se obtienen los valores de evapotranspiración potencial. La temperatura muestra una tendencia positiva (0.23°C/década entre 1961 y 2006), mientras que la tendencia observada para la precipitación es negativa (-71 milímetros/década entre 1961 y 2006). Ambas tendencias son significativas estadísticamente (test de la Rho de Spearman, $\rho < 0.05$).

Los dos índices de sequía climática han identificado de forma efectiva los déficits hídricos a distintas escalas temporales. Independientemente del índice de sequía y de la escala temporal considerados, los resultados indican que las condiciones de sequía han aumentado en la cabecera del río Tajo desde la década de 1970, lo que está en consonancia con los resultados obtenidos en los capítulos 4 y 6. Además, las décadas de 1980, 1990 y 2000 estuvieron dominadas por condiciones secas, coincidiendo con otros estudios realizados en la región Mediterránea (Van der Schrier et al., 2006; López-Moreno y Vicente-Serrano, 2008) y la Península Ibérica (Esteban-Parra et al., 1998; Vicente-Serrano y Cuadrat-Prats, 2007; De Luis et al., 2009), donde se registró un descenso generalizado de la precipitación y un marcado incremento de las temperaturas durante la segunda mitad del siglo pasado (Brunet et al., 2006). Estas condiciones han podido tener alguna influencia en la disponibilidad de recursos hídricos, al incrementar las tasas de evapotranspiración, los déficits hídricos y la severidad de las sequías climáticas (Hu y Willson, 2000; Dubrovsky et al., 2008). Consecuentemente, el reciente aumento de la temperatura explicaría que las sequías climáticas de las décadas de 1990 y 2000 fueron más severas al ser analizadas con el SPEI que con el SPI.

8.4. La respuesta de los distintos sistemas hidrológicos a las sequías climáticas.

La figura 8.4 muestra las correlaciones (r de Pearson) entre las series hidrológicas estandarizadas (entradas, reservas y salidas) y las series del SPI y el SPEI a diferentes escalas temporales (1-48 meses). Las correlaciones son positivas para todas las escalas temporales contempladas y las curvas se configuran de forma similar considerando uno u otro índice de sequía. En general, la variabilidad climática explica una gran parte de la variabilidad hidrológica. Sin embargo, y como cabía esperar, las respuestas identificadas para las entradas, reservas y salidas de los embalses son muy diferentes. Las correlaciones

más altas entre las entradas en el sistema se obtuvieron a las escalas temporales entre 4 y 12 meses, tanto para el SPI como para el SPEI. Un comportamiento similar se observó en los análisis de las tres estaciones de aforo aguas arriba del sistema Entrepeñas-Buendía. La correlación máxima se registró considerando el SPEI a la escala temporal de 8 meses ($r = 0.76$). Por su parte, las reservas y las salidas del sistema mostraron un comportamiento muy diferente: las mayores correlaciones se obtuvieron, en el caso de las reservas embalsadas, a escalas temporales largas (máxima correlación $r=0.87$ a la escala temporal de 33 meses mediante el SPEI), como consecuencia de las características de regulación supra-anual propias del sistema de embalses. Esto indica que incluso las condiciones climáticas de los 3 o 4 años previos pueden llegar a determinar el agua almacenada en este sistema de embalses.

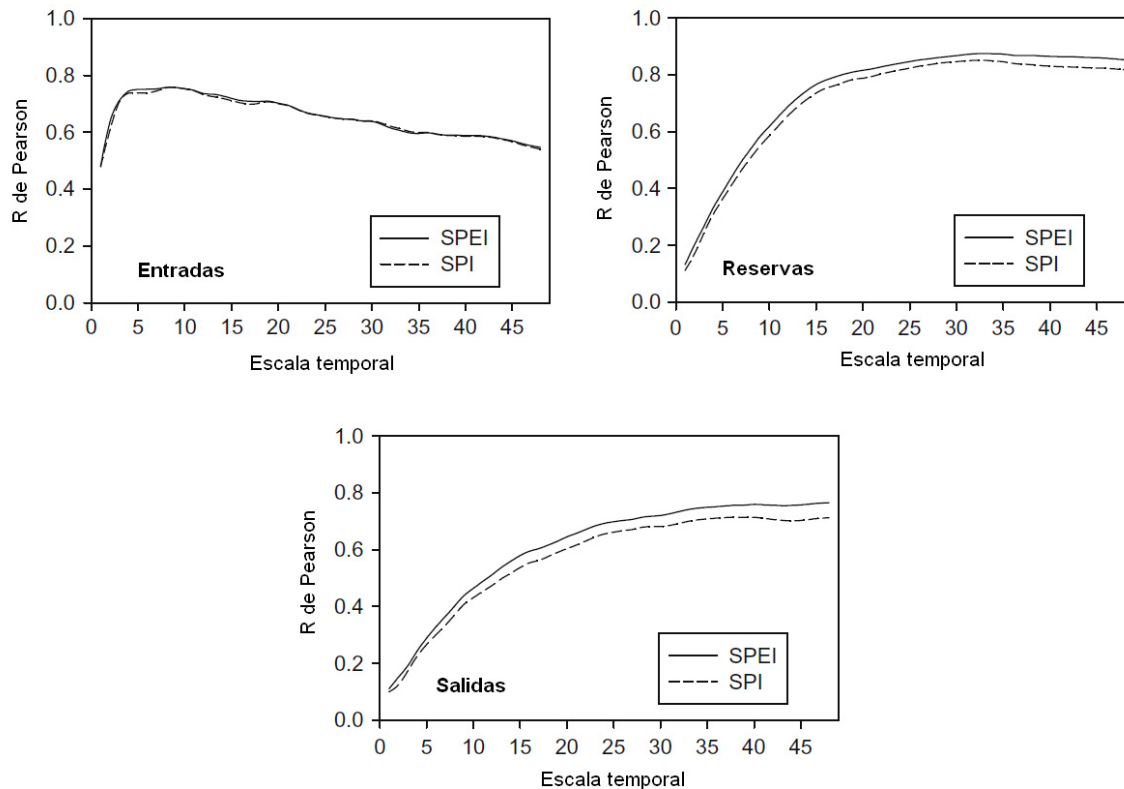


Figura 8.4. Correlaciones (r de Pearson) entre el SPI y el SPEI calculados a las escalas de 1 a 48 meses, y las entradas, reservas y salidas del sistema de embalses Entrepeñas-Buendía.

Las correlaciones considerando las salidas de los embalses son ligeramente menores, con una inercia temporal incluso mayor (máxima correlación $r=0.76$ a la escala de 48 meses). Así pues, este análisis muestra que el sistema de embalses Entrepeñas-Buendía ha cambiado drásticamente el régimen hidrológico en la región. Mientras que las entradas al

sistema se comportan como una variable de alta frecuencia temporal, con una alternancia entre periodos secos y húmedos cuasi anual, éstas terminan saliendo del sistema caracterizadas por largas frecuencias temporales, lo que corrobora a una escala de mayor detalle los resultados obtenidos en el capítulo anterior. Resulta muy interesante que tanto en el caso de las reservas como en el de las salidas del sistema de embalses, las correlaciones son ligeramente superiores considerando el SPEI que el SPI, poniendo de manifiesto el efecto sinérgico de la precipitación y la evapotranspiración para explicar de manera más precisa la variabilidad hidrológica, mostrando como la variabilidad de las temperaturas también puede tener una cierta influencia sobre la disponibilidad de recursos hídricos en la región.

La Figura 8.5 muestra la evolución de los índices de sequía hidrológica y climática, considerando en cada caso el índice y la escala temporal a la que se alcanza la correlación más alta. En el caso de las entradas de agua al sistema de embalses, existe una fuerte correlación con el SPEI calculado a la escala de 8 meses. Entre 1960 y 1980 predominaron las condiciones climáticas húmedas, lo que explica las anomalías positivas observadas de las entradas en el sistema. Sin embargo, entre 1980 y 2006 los periodos de sequía climática fueron más frecuentes y produjeron una significativa reducción en las entradas de agua en el sistema, con la excepción de algunos picos localizados en 1988, 1997 y 1998. En general, se observa una elevada relación entre ambos índices de sequía: climático (SPEI a la escala de 8 meses) e hidrológico (entradas en el sistema estandarizadas).

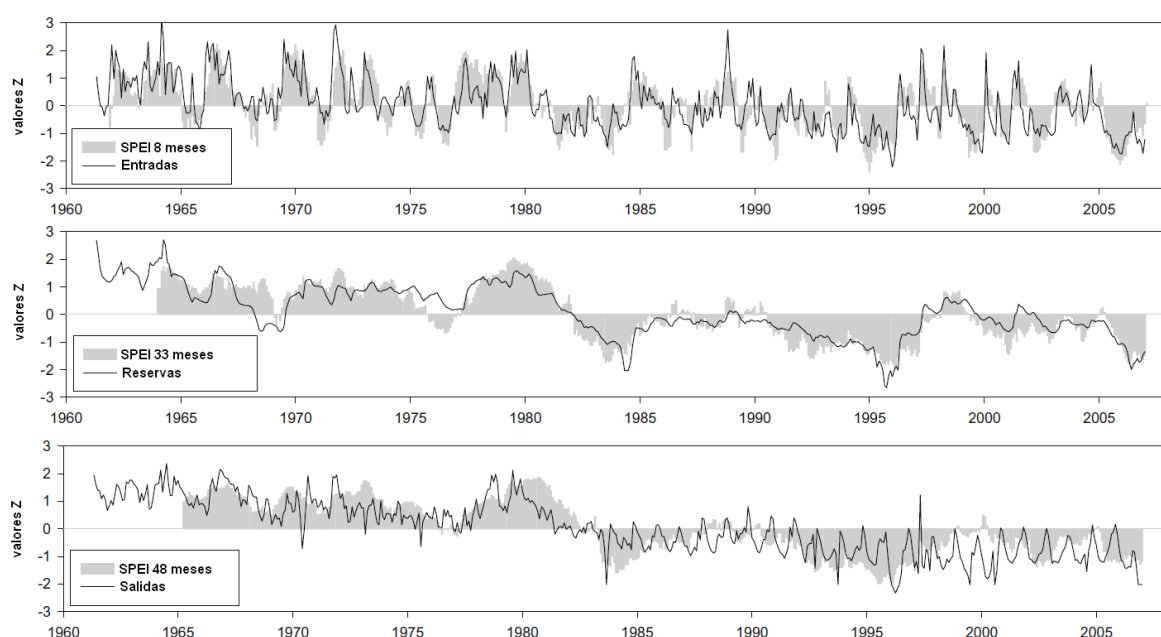


Figura 8.5. Evolución de los índices de sequía hidrológica (entradas, reservas y salidas) y climática. Se muestra la escala temporal del SPEI más correlacionada con cada una de las variables hidrológicas.

Por su parte, las reservas de agua almacenadas en el sistema de embalses también muestran una variación temporal estrechamente relacionada con la evolución de las condiciones de sequía climática. Se registraron anomalías positivas durante el periodo húmedo de 1961 a 1980, mientras que éstas fueron predominantemente negativas después de esta fecha, coincidiendo con valores negativos del SPEI. Finalmente, las salidas de agua del sistema muestran una relación menos estrecha con la evolución de las sequías climáticas, algo que era de esperar, ya que la gestión hidrológica altera notablemente las descargas aguas abajo de las presas. Además, la puesta en marcha del Trasvase Tajo-Segura a inicios de la década de 1980 provocó una drástica caída en la influencia del control climático sobre las aportaciones del río Tajo aguas abajo del sistema Entrepeñas-Buendía.

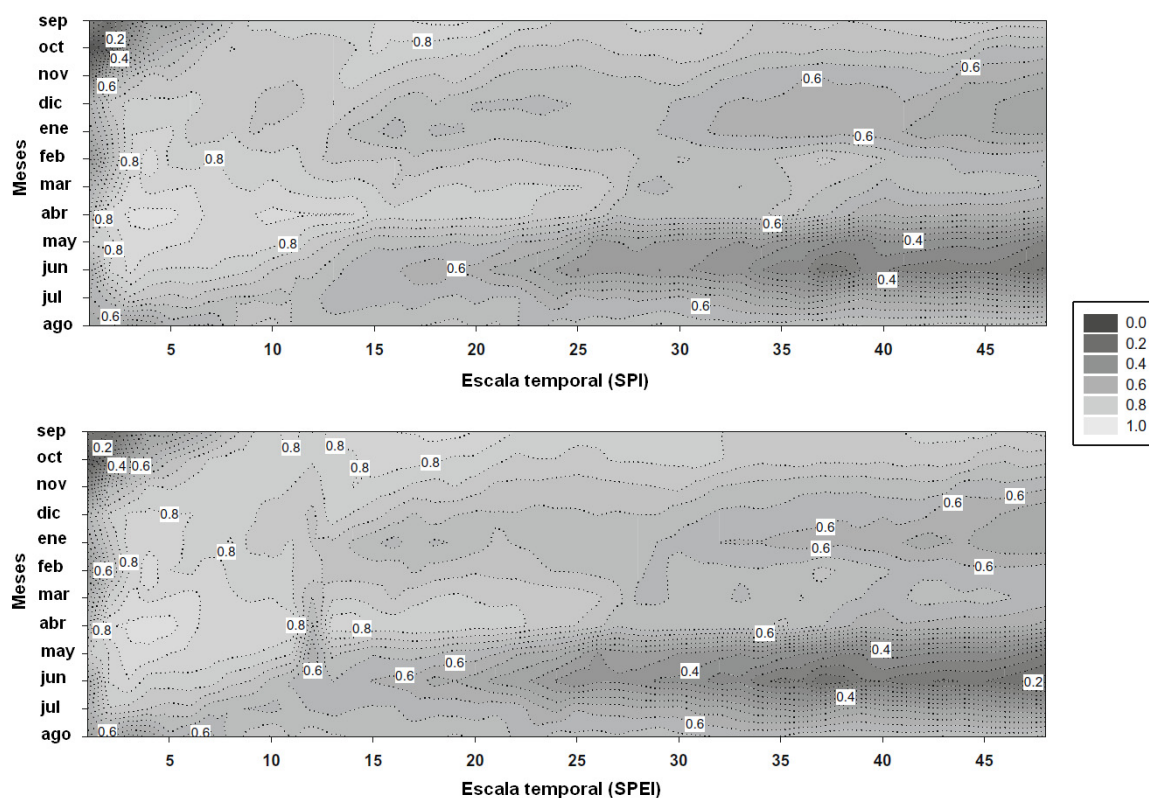


Figura 8.6. Coeficientes de correlación (r de Pearson) entre la serie de entradas de agua en el sistema de embalses estandarizada y los valores mensuales de SPI y SPEI a escalas de 1 a 48 meses. Las correlaciones significativas corresponden con valores de R mayores de 0.26 ($\alpha < 0.05$)

Como cabía esperar, la relación entre las sequías climáticas y las hidrológicas cambia sustancialmente cuando se analiza su evolución mensual y estacional. La Figura 8.6 muestra las correlaciones (r de Pearson), entre las entradas de agua en el sistema y los dos índices de sequía climática (SPI y SPEI), calculadas a diferentes escalas temporales

para cada mes del año. Los patrones obtenidos son muy similares, tanto para el SPI como para el SPEI: se observan correlaciones muy altas ($r > 0.9$) entre las sequías climáticas y las hidrológicas desde Febrero a Mayo a escalas temporales entre 2 y 5 meses. En contraste, las correlaciones durante los meses de verano son muy bajas considerando escalas temporales cortas, comprobando que las entradas están asociadas a escalas temporales más largas (15-30 meses).

La Figura 8.7 presenta las correlaciones mensuales entre la serie de reservas en embalses y los índices de sequía climática. La capacidad de regulación supra-anual del sistema de embalses genera pocas diferencias mensuales en relación con lo observado en las entradas, cuya respuesta estaba concentrada en primavera, cuando se producen las mayores aportaciones en forma de precipitación. Sin embargo, en este caso el SPEI muestra mejores correlaciones que el SPI en la mayoría de los meses, que son más altas a escalas temporales entre 25 y 45 meses. Las salidas del sistema también mostraron mayores correlaciones al considerar el SPEI, mostrando un patrón muy similar al de las reservas de agua en el sistema de embalses (Figura 8.8).

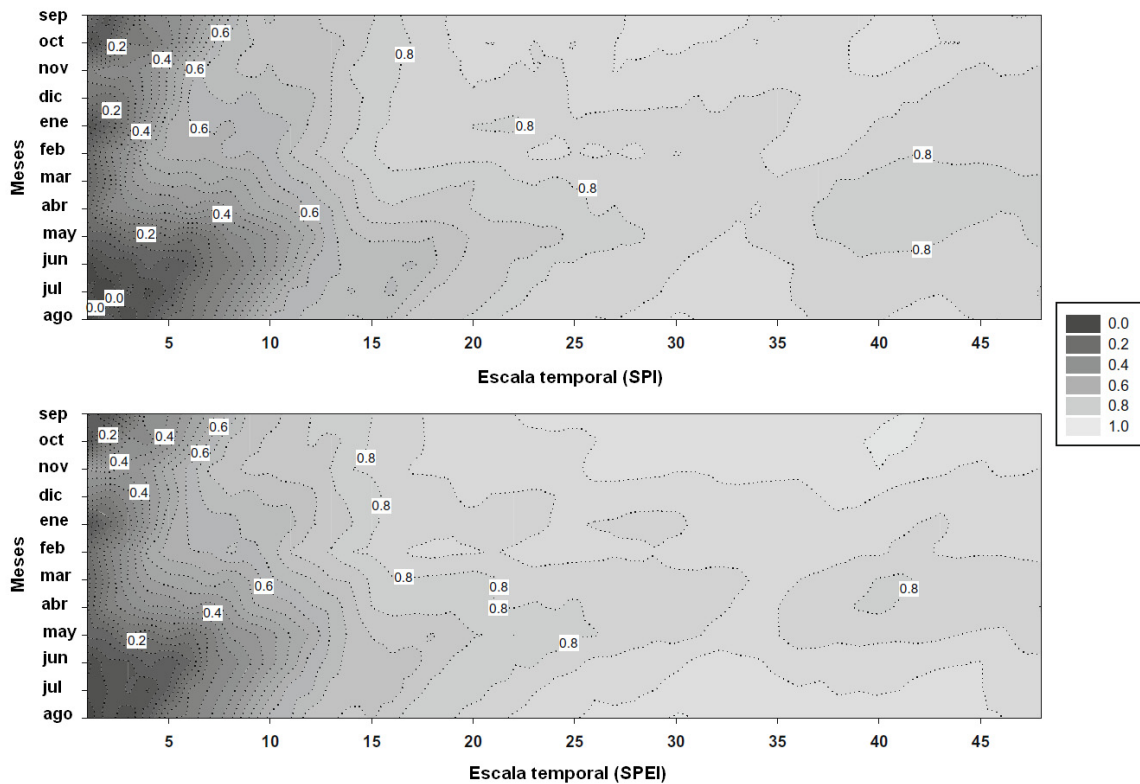


Figura 8.7. Coeficientes de correlación (r de Pearson) entre la serie de reservas de agua en el sistema de embalses estandarizada y los valores mensuales de SPI y SPEI a escalas de 1 a 48 meses. Las correlaciones significativas corresponden con valores de R mayores de 0.26 ($\alpha < 0.05$)

Se ha mostrado que la respuesta de los caudales en el Alto Tajo es similar considerando los dos índices de sequía climática, lo que ocurre por la gran sensibilidad que demuestran las descargas fluviales a la variabilidad climática durante escalas temporales cortas, y resalta la dificultad que entraña la discriminación del rol que tiene la variabilidad de la temperatura sobre la variabilidad de los caudales no reguladas. Este patrón de respuesta a cortas escalas temporales coincide con los resultados obtenidos en el capítulo anterior, si bien en este caso, las entradas llegan a responder durante escalas medias (máxima a los 8 meses), confirmando el efecto de los procesos de fusión nival, infiltración y recarga de acuíferos en el retardo de la sensibilidad hidrológica de los ríos no regulados a la variabilidad climática. Por el contrario, se encontró una mayor diferencia entre el SPI y el SPEI al analizar las reservas del sistema. Éstas responden durante escalas temporales largas, si bien las correlaciones sensiblemente más altas obtenidas con el SPEI ponen de manifiesto el papel acumulativo que tiene la temperatura sobre los caudales regulados.

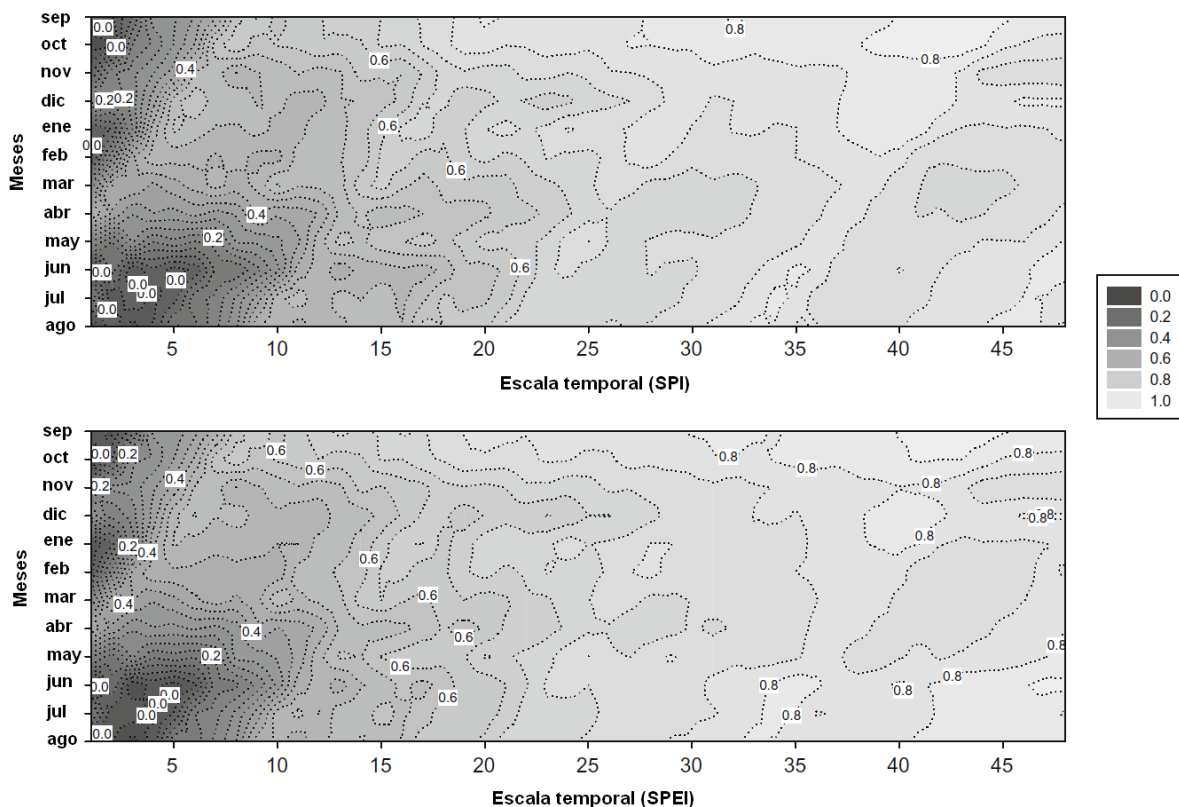


Figura 8.8. Coeficientes de correlación (r de Pearson) entre la serie de salidas de agua del sistema de embalses estandarizada y los valores mensuales de SPI y SPEI a escalas de 1 a 48 meses. Las correlaciones significativas corresponden con valores de R mayores de 0.26 ($\alpha < 0.05$)

Varios estudios han observado que los embalses presentan altas tasas de evaporación directa (Maingi y Marsh, 2002; Montaseri y Adeloje, 2004; Martínez-Granados et al., 2011), y este hecho podría explicar que un índice que combina la precipitación y la evapotranspiración en su cálculo, como es el SPEI, resulte más apropiado para el análisis de la respuesta del agua almacenada en embalses que otros índices, como el SPI, que únicamente considera la precipitación. Adicionalmente, la demanda de agua para los cultivos es altamente dependiente de la temperatura, por lo que condiciones más cálidas podrían acentuar el consumo de agua en las áreas de regadío que alimenta el sistema de embalses Entrepañas-Buendía. Dado que las salidas de agua del sistema dependen en gran medida del agua almacenada en el mismo, el impacto de la evapotranspiración potencial también se propaga aguas abajo, lo que explicaría que en este caso también se obtuvieran correlaciones más altas considerando el SPEI.

La respuesta sostenida de los caudales a escalas temporales largas (24-48) vuelve a resaltar el papel de la litología permeable, que favorece el establecimiento de una relación indirecta entre la precipitación y las descargas. La cuenca es predominantemente calcárea, lo que favorece la ocurrencia de procesos de recarga de los acuíferos durante los episodios de precipitación, y la progresiva y lenta incorporación del agua al curso fluvial durante largos intervalos temporales. Los índices de sequía climática no muestran una relación con las reservas de agua en el sistema de embalses a escalas temporales cortas, pero se observó que la respuesta de los embalses se intensifica y perdura a escalas temporales largas (de 3 a 4 años). Este fenómeno se explica por la relativamente larga inercia de las entradas en el sistema y el carácter supra-anual de la estrategia de gestión hidrológica de los embalses.

No existen notables diferencias en las correlaciones mensuales observadas en la respuesta de las reservas de agua en los embalses y las salidas de agua del sistema a las sequías climáticas debido a la baja respuesta encontrada a escalas cortas. Sin embargo, los índices mostraron diferencias mensuales en la respuesta de las entradas, con correlaciones especialmente altas en invierno y primavera a escalas temporales cortas. Como se mostró en el capítulo 5 los caudales de esta zona están muy influidos por la Oscilación del Atlántico Norte, cuyo mayor impacto se produce durante el invierno. Por este motivo las mayores correlaciones encontradas entre los caudales y los índices de sequía climática se registran a escalas temporales cortas (entre 2 y 5 meses) entre Febrero y Mayo. Igualmente, la recarga principal de los acuíferos también se produce durante la primavera, lo que explica la recarga anual o bi-anual observada y la mayor influencia de la

variabilidad del SPI y el SPEI en las descargas de verano durante largas escalas temporales. Los niveles basales de los acuíferos se ven afectados principalmente en verano, mostrando una inercia temporal más lenta y una relación con la precipitación acumulada más intensa durante largos periodos de tiempo (Peters et al., 2005), lo que se traduce en la respuesta a los índices de sequía climática cuantificados a escalas temporales largas (Khan et al., 2008; Fiorillo y Guadagno, 2010).

También se ha mostrado que la respuesta de las sequías hidrológicas en un sistema altamente regulado es ligeramente mayor considerando el SPEI, lo que de nuevo sugiere que el papel de la precipitación al explicar la variabilidad temporal de las variables hidrológicas analizadas, a pesar de ser fundamental, puede estar perdiendo importancia a favor de otras variables como la gestión hidrológica y la regulación de los embalses (resultados del capítulo 4 y 7) o el proceso de incremento térmico. En esta sección del capítulo se ha mostrado que la influencia de la temperatura (mediante su influencia en la evapotranspiración) es relevante, sobre todo en el caso de las reservas de agua y las salidas de agua del sistema. De acuerdo con numerosos estudios, el proceso de incremento de las temperaturas va a continuar (Labat et al., 2004; Nicholls, 2004; Bhutivani et al, 2008; Polemio y Casarano, 2008), resaltando el papel cada vez más importante que puede tener la temperatura en relación con la disponibilidad de recursos hídricos en sistemas hidrológicos regulados como este.

8.5. Cambios temporales en la respuesta hidrológica a las sequías climáticas.

La figura 8.9 muestra las correlaciones por ventana móvil (15 años) entre el SPI y el SPEI a varias escalas temporales, y el SSI que corresponde a las entradas de agua en el sistema de embalses Entrepeñas-Buendía. El resultado del cálculo de la primera correlación (correlaciones entre el SPI/SPEI y el SSI entre 1961 y 1975) se asignó al año central del intervalo (1968). El resultado de la segunda correlación, basada en las correlaciones de los años 1962-1976, se asignó al año 1969. Este proceso se repitió hasta correlacionar el intervalo 1992-2006 y asignar el valor de correlación móvil al año 1999. Se aprecian pocos cambios durante el periodo analizado, a pesar de que después de 1985 las correlaciones han sido menores. Las figuras 8.10 y 8.11 comparan la evolución de las correlaciones entre el SPI y el SPEI y las reservas y las salidas de agua del sistema de

embalses, revelando cambios más importantes que los encontrados en el caso de las entradas de agua al sistema.

En el caso de las reservas de agua en el sistema de embalses, las correlaciones antes de 1975 no fueron significativas considerando la mayoría de escalas temporales de SPI y SPEI. Después de 1975 la relación entre las sequías climáticas y las hidrológicas se incrementó considerablemente. En el caso de las salidas de agua del sistema, el periodo de correlaciones significativas fue muy corto (entre 1975 y 1985), evidenciando que tras la puesta en marcha del Trasvase Tajo-Segura, el papel de las sequías climáticas al explicar las salidas de agua del sistema es prácticamente nulo.

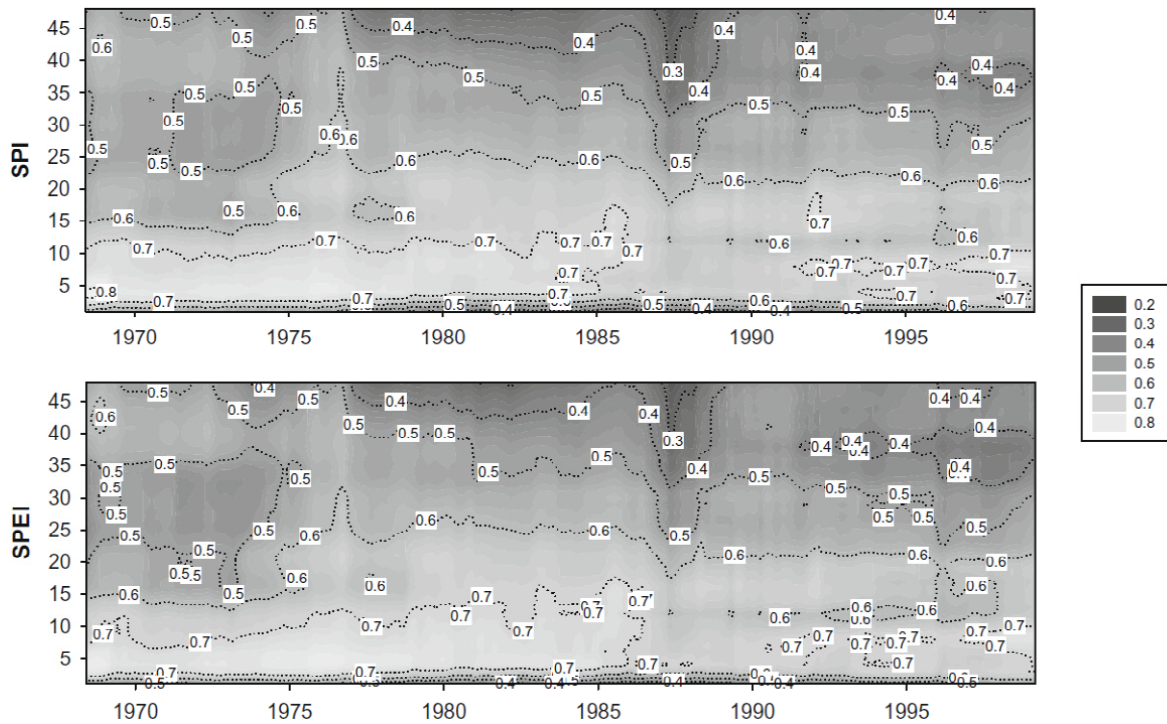


Figura 8.9. Coeficientes de correlación móvil entre los valores estandarizados de las entradas en el sistema de embalses y el SPI y el SPEI a distintas escalas temporales. Las correlaciones significativas ($\alpha < 0.05$) corresponden a valores de r mayores de 0.51.

La figura 8.12a muestra los caudales del río Tajo aguas arriba y aguas abajo del embalse de Zorita. En el gráfico se aprecian dos periodos bien contrastados en la evolución de los caudales, por un lado, de 1961 a 1980 y por otro, de 1980 a 2006. Como consecuencia de la gestión del sistema de embalses, la variabilidad temporal de los caudales en el alto Tajo entre 1961 y 1980, registrada aguas abajo del sistema Entrepeñas-Buendía, fue inferior a la variabilidad natural (Figura 8.12b). Sin embargo, algunos caudales altos ($>200\text{hm}^3$) se mantuvieron aguas abajo y la frecuencia de los caudales bajos se redujo, con

relación a lo observado aguas arriba. Sin embargo, después de 1980 se produjo un cambio drástico en el régimen del río. Entre 1980 y 1995 los periodos de caudales altos se reducen aguas arriba del sistema Entrepeñas-Buendía, lo que explicaría la reducción de periodos de descargas altas aguas abajo. Durante el periodo 1995-2006 se registraron algunos picos altos aguas arriba, que se registraron aguas abajo del embalse de Zorita, donde dominaron caudales bajos muy constantes a lo largo de todas las estaciones del año.

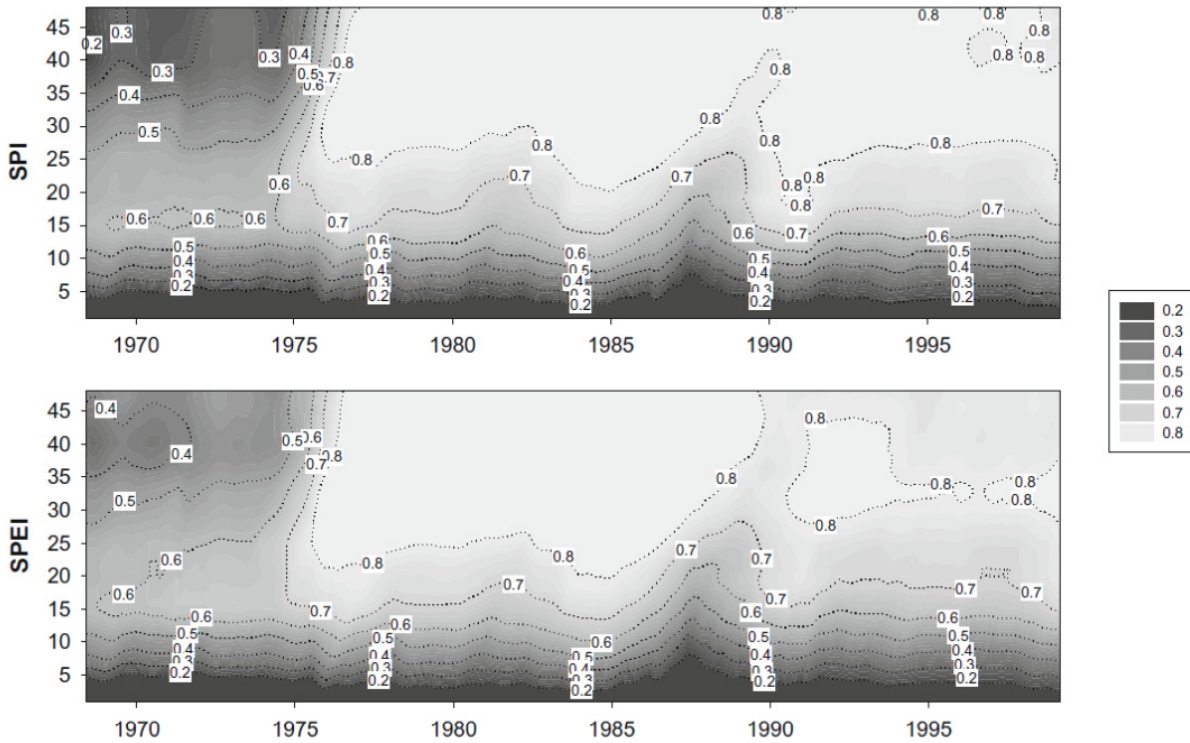


Figura 8.10. Coeficientes de correlación móvil entre los valores estandarizados de las reservas de agua en el sistema de embalses y el SPI y el SPEI a distintas escalas temporales. Las correlaciones significativas ($\alpha < 0.05$) corresponden a valores de r mayores de 0.51.

De este modo, el caudal medio mensual del río Tajo aguas abajo del embalse de Zorita durante el periodo de riego (mayo-noviembre) se redujo notablemente durante el periodo 1995-2006 (promedio de 127 hm^3) respecto al periodo 1985-1995 (188 hm^3). Antes del inicio del Trasvase, el caudal total durante el periodo de riego era mayor que el registrado durante el periodo 1985-1995 (media de 500 hm^3 frente a 406 hm^3). Este hecho pone de manifiesto que a mayores entradas en el sistema, mayores son las salidas del mismo, a pesar de que haya una reducción del caudal del Tajo aguas abajo del punto donde se deriva el agua para el Trasvase; debido al incremento de la demanda de agua tanto en la vertiente Mediterránea como en el sistema de regadío Bolarque-Jarama (Figura 8.12c). De este modo, en los últimos 10 años la derivación de agua para estos usos

ha superado los caudales del Tajo aguas abajo de Zorita (un promedio de 647 hm³/año de agua trasvasada frente a 317 hm³/año de caudal en el río Tajo).

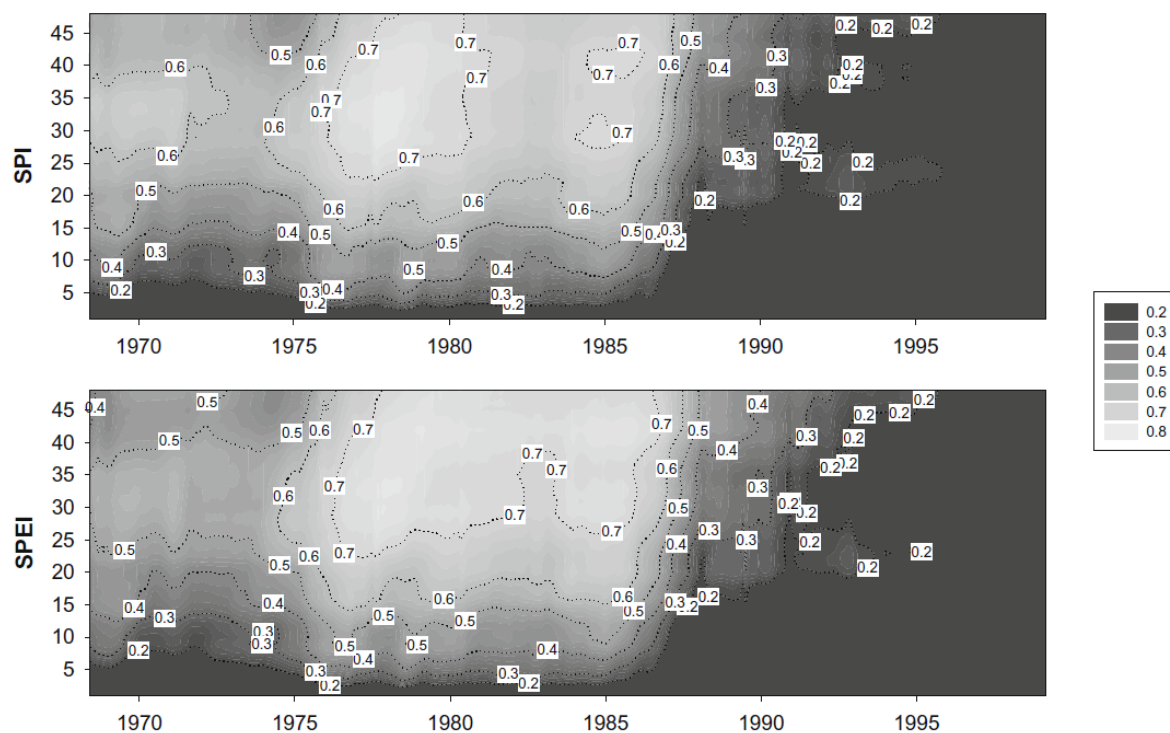


Figura 8.11. Coeficientes de correlación móvil entre los valores estandarizados de las salidas de agua del sistema de embalses y el SPI y el SPEI a distintas escalas temporales. Las correlaciones significativas ($\alpha < 0.05$) corresponden a valores de R mayores de 0.51.

En esta sección del capítulo se ha mostrado que la relación entre las condiciones climáticas e hidrológicas ha permanecido relativamente estable entre 1961 y 2006, considerando el caudal no regulado que entra en el sistema. Sin embargo, se detectaron ligeros descensos de la correlación entre los índices climáticos e hidrológicos de sequía desde la década de los ochenta. Dada la ausencia de interferencias antrópicas aguas arriba del sistema de embalses de Entrepeñas-Buendía, en el caso de los caudales que entran en dicho sistema, este descenso podría estar relacionado con los cambios observados en la cubierta vegetal, dominados por un incremento de la misma. Varios estudios han ilustrado la existencia de procesos dominantes de re-vegetación en zonas montañosas de la Península (Gallart y Llorens, 2002). Por ejemplo, Hill et al. (2008) mostraron (usando imágenes NOAA-AVHRR) que en la cabecera del Tajo el proceso de cambio dominante es una tendencia hacia el recubrimiento de vegetación natural favorecido por el éxodo rural. El proceso de revegetación ha favorecido el incremento del consumo y la intercepción de agua por la vegetación, reduciendo la importancia del papel del clima para explicar la

variabilidad de los caudales, como ha sido observado en diferentes áreas de la Península y como también se indicó en el capítulo 4 de este trabajo (Beguería et al. 2003; García-Ruiz et al., 2008).

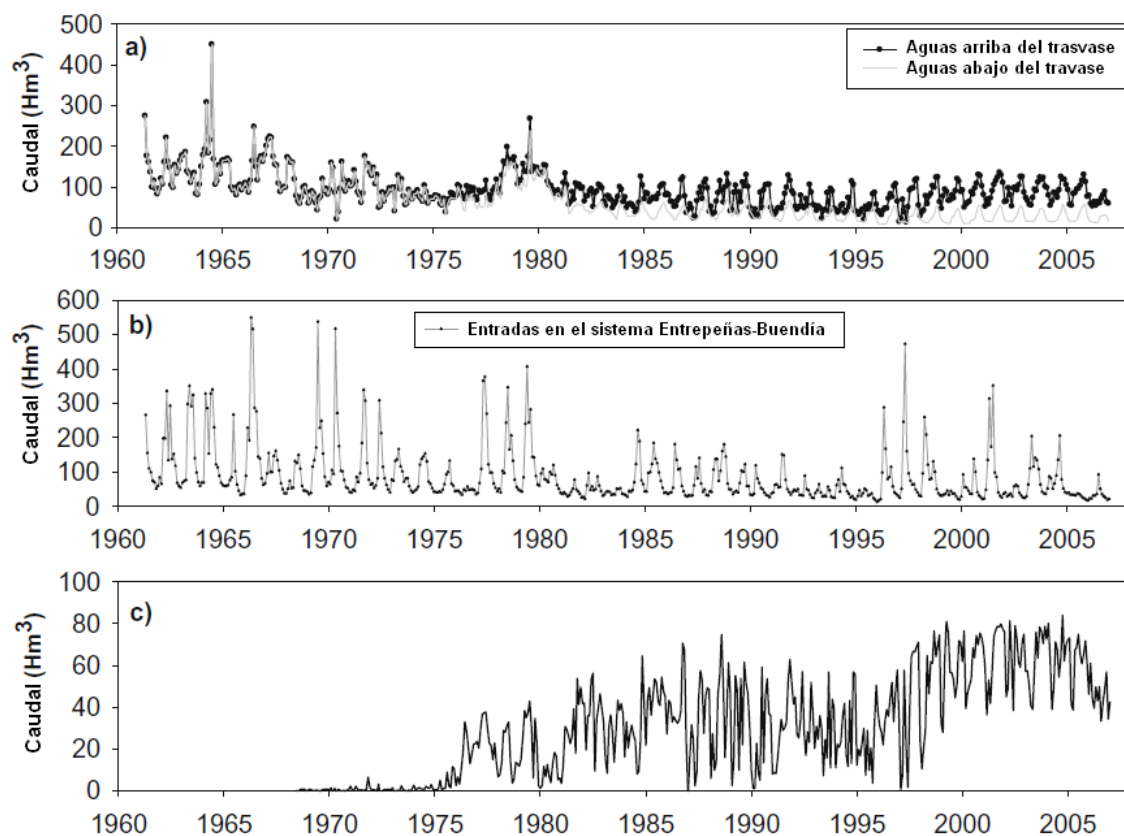


Figura 8.12. a) Caudales del río Tajo aguas arriba y aguas abajo del punto de extracción de agua para el trasvase, b) caudales de entrada en el sistema de embalses Entrepeñas-Buendía, c) caudales destinados al trasvase y a los sistemas de regadío.

No obstante, los mayores cambios en las relaciones observadas entre las condiciones de sequía climática e hidrológica han tenido lugar en los sistemas regulados (reservas y salidas de agua de los embalses). Estas alteraciones están asociadas a los cambios experimentados en la demanda externa con la instauración del Traspase Tajo-Segura en 1979. A pesar de que el almacenamiento en el sistema de embalses está estrechamente ligado a la variabilidad climática, las salidas del mismo dejaron de estar controladas por el clima a partir de la década de 1980. Esta situación implica una gran incertidumbre en lo referente a la disponibilidad de recursos hídricos en el futuro. Por una parte, la demanda de agua para el Traspase se ha incrementado fuertemente en los últimos años; por otra, la creciente severidad y frecuencia de las sequías climáticas en las últimas décadas han

reducido las reservas hídricas en los embalses. Frente a ello, y a pesar de la marcada reducción de la disponibilidad de agua en la cuenca, no se ha producido una reducción proporcional en la cantidad de agua trasvasada; es más, se ha observado una clara tendencia hacia el incremento de la demanda hídrica en la cuenca del Segura. Todo ello indica que a pesar de la reducción en la disponibilidad de agua debida a las cada vez más frecuentes y severas sequías, los gestores del sistema de embalses han dado prioridad al trasvase de agua hacia Levante sobre el mantenimiento del caudal natural del río Tajo, que se ha visto reducido drásticamente. Esta práctica de gestión se ha basado en el carácter supra-anual que le otorga la enorme capacidad de almacenamiento del sistema Entrepeñas-Buendía, capaz de reducir el efecto de las sequías a corto plazo. Sin embargo, bajo unas condiciones de sequía severa y persistente, como las observadas en esta región desde la década de 1990, el sistema de embalses no ha sido capaz de mantener esta estrategia de gestión. Este hecho se hizo evidente durante 2005 y 2006, cuando una sequía persistente causó el colapso operativo del sistema, obligando a los gestores a reducir las descargas, tanto del Tajo como las destinadas al Trasvase, lo que generó a su vez una serie de conflictos sociales con ramificaciones políticas a nivel nacional.

Considerando el contexto de cambio climático en el Mediterráneo, caracterizado por predicciones de mayor severidad y frecuencia de las sequías (Blenkinsop y Fowler, 2007) y el actual proceso de revegetación natural fruto del abandono rural, es de esperar que los recursos hídricos de la cuenca se reduzcan, aspecto que contribuirá a que sea más difícil, cuando no imposible, satisfacer la demanda externa manteniendo la actual estrategia de gestión, resaltando la necesidad de nuevos enfoques para adaptarla a los desafíos que plantea un contexto climático cambiante.

Los resultados obtenidos en el capítulo 6, dónde se mostraba la extrema duración y magnitud de las sequías que caracterizaban a la región central y meridional de la Península, unidos al patrón de retardo en la respuesta temporal de los ríos que induce la regulación observado en el capítulo 7, y los resultados mostrados en este octavo capítulo sugieren la necesidad de analizar en detalle los sistemas hidrológicos peninsulares, dado que la estrategia de gestión está marcada por la gran capacidad de regulación presente en muchos de ellos y la exigente demanda para el riego que soportan. Adicionalmente, es de esperar que los efectos de la evapotranspiración sobre los sistemas regulados, que se ha detectado en este capítulo, sean mayores en las cuencas meridionales de la Península, dónde las tasas de evapotranspiración son mucho más altas que en el Alto Tajo,

especialmente en verano. En cualquier caso haría falta un análisis más detallado del impacto que el incremento de las temperaturas ha producido y puede producir en el resto de sistemas hidrológicos peninsulares, abriendo nuevas vías de investigación para el futuro.

8.6. Recapitulación.

En este capítulo se ha analizado el impacto de las sequías y la regulación hidrológica en diferentes sub-sistemas hidrológicos de la cabecera del Tajo, contemplando no sólo los déficits de precipitación, sino también la demanda evapotranspirativa. Tanto el SPI como el SPEI han sido capaces de monitorizar las sequías climáticas ocurridas en la zona durante el periodo de estudio, si bien el SPEI detectó los episodios más duraderos.

Las respuesta de las entradas en el sistema ante los déficits de precipitación se da a escalas cortas y medias, con un máximo a la escala de 8 meses, fruto de los procesos de recarga de acuíferos. Sin embargo, en el caso de las reservas y las salidas la máxima sensibilidad se da a las escalas de 33 y 48 meses respectivamente. En ambos casos el SPEI obtuvo mayores correlaciones que el SPI, poniendo en relevancia el papel de la temperatura al agravar las condiciones de sequía en sistemas regulados como este. El análisis de la respuesta mensual de las entradas reveló una alta dependencia de la precipitación durante la primavera entre las escalas acumuladas de 3 a 5 meses, lo que se ha relacionado con la influencia de la NAO. En el caso de las reservas y las salidas, la modificación antrópica genera pocas diferencias entre meses dado el carácter supra-anual de la regulación que ejerce, aunque el SPEI vuelve a mostrar las correlaciones más fuertes.

La evolución de la respuesta de las entradas ha mostrado un comportamiento estable, si bien las correlaciones decrecieron en la última parte del periodo de estudio, lo que se ha relacionado con los procesos de revegetación que tuvieron lugar en la zona durante el siglo pasado. En el caso de las reservas las correlaciones eran bajas al comienzo del periodo de estudio y aumentaron a partir de 1975. Lo contrario se ha dado en el caso de las salidas, ya que desde que comenzase el Trasvase Tajo-Segura se ha producido una profunda disrupción entre la variabilidad climática y las salidas del sistema Entrepeñas-Buendía.

Capítulo 9

Discusión y valoración de los resultados

En este capítulo se realiza una discusión de los resultados obtenidos de forma transversal. Se hace una valoración crítica de los resultados y de su trascendencia dentro del marco conceptual de la disciplina, así como de la eficacia y adecuación de los datos, métodos y herramientas empleados en su consecución. Esta valoración está acompañada de propuestas para estudios futuros surgidas de la reflexión en torno a los resultados obtenidos en capítulos anteriores.

Con este trabajo se ha pretendido contribuir a ampliar el conocimiento del fenómeno de las sequías hidrológicas en la Península Ibérica, tratando de completar el vacío existente en la literatura científica, y contribuyendo a la comprensión de los factores que intervienen en su génesis y evolución, además de conocer su comportamiento regional en el conjunto de la Península Ibérica.

Algunos de los análisis presentados en esta tesis, como el capítulo 4 sobre tendencias de caudales, el capítulo 5 sobre el impacto de la NAO en los mismos, o el capítulo 7 sobre la respuesta hidrológica ante la ocurrencia de sequías climáticas, se habían llevado a cabo únicamente en cuencas específicas, como la del Ebro y Duero dentro de este contexto espacial (Trigo et al., 2004; Vicente-Serrano y López-Moreno, 2005; López-Moreno, 2007; López-Moreno et al., 2011; Morán-Tejeda et al., 2010a; Morán-Tejeda et al., 2011). Por ello, una de las aportaciones más significativas del presente trabajo es el desarrollo de una base de datos hidrológica cubriendo la práctica totalidad de los sistemas hidrológicos peninsulares (salvo excepciones como las de los ríos vascos, los del norte de Galicia, el sistema Tinto-Odiel en Andalucía o el del río Ter en Cataluña). La base de datos incluye una gran variedad de regímenes hidrológicos, condiciones climáticas, características fisiográficas, demandas y aprovechamientos hídricos, etc. Además de estas características de tipo espacial, que la hacen representativa de la variabilidad hidrológica peninsular, también se realizó un importante esfuerzo por obtener una base de datos robusta y libre de inhomogeneidades y datos anómalos. El proceso de homogeneización realizado de manera individualizada, adaptando técnicas propias de la homogeneización de datos climáticos, garantiza la fiabilidad de los datos empleados y la pertinencia de su uso en un trabajo de este tipo. A pesar de los estrictos criterios seguidos para la selección de las series de caudal, se consiguió una extensa cobertura temporal, lo que permitió evaluar el impacto de la regulación hidrológica generalizada que ha afectado la Península durante la segunda mitad del siglo XX, y de este modo cumplir con el objetivo planteado de determinar la influencia de la gestión hidrológica y su impacto en los sistemas fluviales, en términos de alteración, propagación y agregación espacial de los impactos de las sequías

climáticas. La inclusión de 58 cuencas hidrológicas no reguladas, 58 cuencas reguladas antes del comienzo del periodo de estudio y de 71 cuencas reguladas entre 1945 y 2005, ha aportado una visión lo suficientemente amplia sobre las distintas estrategias de regulación y gestión hídricas implementadas en las distintas cuencas hidrológicas peninsulares y evaluar de esta manera sus impactos. La elevada cobertura temporal del periodo de análisis (61 años) también ha facilitado la extracción de patrones espacio-temporales claros y robustos, tanto sobre las tendencias en los caudales de los ríos y la ocurrencia de sequías hidrológicas, como en la influencia climática sobre las mismas. Las mismas garantías de fiabilidad se desprenden del uso de la base de datos de precipitación mensual peninsular MOPREDASP utilizada en el capítulo 7, pues la parte española de la misma estaba contrastada antes de su utilización en este estudio (González-Hidalgo et al., 2011), y el añadido de diferentes series de precipitación portuguesas se realizó siguiendo el mismo protocolo y criterios estadísticos para su obtención y validación. Esta es la base de datos de precipitación mensual basada en datos registrados más densa y completa de las que existen actualmente para el conjunto de la Península Ibérica.

Por otra parte, junto con la base de datos hidro-climática utilizada, la realización de esta tesis doctoral se ha cimentado en el uso de índices estandarizados, de precipitación y de caudal, que aseguran la intercomparabilidad de los resultados en el tiempo y en el espacio. Este hecho presenta una gran relevancia en un ámbito como la Península Ibérica, dónde a la gran variabilidad espacio-temporal que experimenta la precipitación, se le unen las todavía más importantes diferencias entre los regímenes hidrológicos de las distintas cuencas según se localicen en unos u otros sectores dentro del área de estudio. El empleo de los algoritmos descritos en López-Moreno y Vicente-Serrano (2008) y Vicente-Serrano et al. (2010a) para ajustar las series de precipitación y de balance hídrico a una distribución de probabilidad y así obtener los índices de sequía climática, SPI (Standardized Precipitation Index) y SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index), asegura la precisión de los mismos, minimizando el efecto de sesgo que introducen los numerosos casos de precipitación igual a cero que se registran con frecuencia en amplios sectores de la Península y los casos de balance hidro-climático negativo propios de la estación estival. Además, la capacidad de los índices multi-escalares de sequía climática para cuantificar los impactos de los déficits climáticos a distintas escalas temporales, ha permitido extraer los distintos patrones de agregación temporal de las inercias creadas en la interacción clima-hidrología superficial, introducidas por los factores fisiográficos de las

propias cuencas y por las prácticas de gestión hidrológicas. El novedoso enfoque utilizado para calcular el índice de caudal estandarizado (Standardized Streamflow Index; Vicente-Serrano et al., 2012), basado en la versatilidad que otorga el uso de seis distribuciones de probabilidad distintas y la estandarización para cada serie mensual, representa una contribución al estado de la cuestión en la literatura científica internacional, y permite una estandarización fiable y precisa de multitud de series de caudal, con unas propiedades estadísticas enormemente diversas. El SSI se ha revelado como una herramienta indispensable considerando la concepción regional del trabajo, ya que en él se incluyen tanto los grandes ríos de la Península, como pequeñas cuencas de drenaje, que en el caso del Levante español presentan regímenes hidrológicos efímeros durante gran parte del año.

La compleja naturaleza de las sequías hidrológicas derivada de la distinta forma en que los impactos de los déficits de precipitación se manifiestan y acumulan según las propiedades de las cuencas de drenaje, ha sido analizada gracias al empleo del SPI y el SPEI calculados a las escalas temporales de 1 a 48 meses. Al correlacionar el SPI y el SPEI (índices de sequía climática) con el SSI (índice de sequía hidrológica) se han podido extraer los patrones de respuesta hidrológica ante condiciones de sequía climática y determinar exactamente la escala temporal de dicha respuesta, algo fundamental en la Península, debido a las persistentes sequías climáticas que sufre, y evaluar además los cambios en dicha respuesta introducidos por la regulación hidrológica. Este es uno de los primeros trabajos a nivel internacional que utiliza este enfoque y metodología para la evaluación de los impactos de las sequías climáticas en distintos sistemas hidrológicos a escala regional.

La Ratio de Retención (IR; Batalla et al., 2004) se ha empleado para caracterizar los distintos grados de regulación hidrológica y relacionarlos de manera puntual con los distintos resultados obtenidos. Esto permitió extraer algunas conclusiones interesantes, como la atribución principal de las tendencias de descenso de los caudales a una señal climática (capítulo 4), ya que se observaron tendencias negativas tanto en ríos no regulados como en ríos altamente regulados, o la relación entre la capacidad de almacenaje de los embalses y la *memoria* temporal de los sistemas hidrológicos ante condiciones de sequía climática (capítulo 7). La eliminación de la autocorrelación de las series de caudal previa al análisis de tendencias llevado a cabo en el capítulo 4 garantiza la fiabilidad de los resultados obtenidos, de lo contrario, esa *memoria* o inercia temporal que caracteriza a los

sistemas hidrológicos y que se observó en los capítulos 7 y 8 podría haber influido en la obtención de tendencias significativas falsas.

La capacidad sintética del Análisis de Componentes Principales (ACP) ha sido intensivamente aprovechada a lo largo del trabajo, adquiriendo un papel muy relevante en los capítulos 5, 6 y 7. Su empleo estaba justificado por lo extenso de la base de datos utilizada, con el fin de resumir el comportamiento de las 187 cuencas de drenaje estudiadas y de esta manera adecuar el tratamiento de los datos a los objetivos planteados al principio del trabajo. Otra aplicación que se le dio fue la de obtener una regionalización hidrológica de la Península basada en la evolución temporal de los caudales mensuales. Esta aportación representa una ventaja de cara a la gestión hidrológica, ya que se trata de una regionalización basada en la variabilidad espacio-temporal real de los caudales y no en criterios puramente fisiográficos inherentes a las cuencas. En la mayoría de los casos el ACP fue capaz de extraer patrones de evolución muy coherentes y robustos, tanto espacialmente (por ejemplo, las anomalías de caudal durante fases NAO positivas y negativas) como temporalmente (los patrones de respuesta de los sistemas hidrológicos ante condiciones de sequía climática a distintas escalas temporales), lo que hizo posible su contextualización dentro de los estudios previos llevados a cabo dentro del ámbito espacial Mediterráneo y confirmar la coherencia de los resultados obtenidos.

La estructuración del trabajo siguiendo una secuencia lógica y acorde con los objetivos planteados, ha permitido el establecimiento de una red de interrelaciones e inferencias entre los distintos capítulos que aportan al conjunto un alto grado de cohesión. El estudio de la evolución y variabilidad estacional de los caudales realizado en el capítulo 4, no sólo detectó un patrón de descenso generalizado en los caudales entre 1945 y 2005, que encaja con estudios previos realizados en el ámbito Mediterráneo (Kahya y Kalayci, 2004; Stahl et al., 2010; López-Moreno et al., 2011); si no que también reveló algunas claves sobre la pérdida de importancia de la precipitación al explicar el comportamiento de los caudales (corroborado en los capítulos 7 y 8), y el papel creciente que otros factores como la regulación hidrológica o los procesos de revegetación están cobrando: la primera modificando la componente estacional de los regímenes fluviales (López-Moreno et al., 2009a; Botter et al., 2010; Lorenzo-Lacruz et al., 2012), y los segundos haciendo descender las tasas de escorrentía e infiltración (Begueria et al., 2003; Gallart y Llorens, 2003; Morán-Tejeda et al., 2010b). Ligados a la regulación y gestión hidrológica se encuentran el

aumento de la superficie de regadío y el aumento de la demanda para el abastecimiento de la población, lo que sin duda, ha contribuido a reforzar las tendencias negativas observadas. Estos resultados revelan la gran incertidumbre que existe en relación a la disponibilidad de recursos hídricos en la Península a corto, medio y largo plazo, e introducen graves implicaciones ecológicas, económicas y sociales que se acentúan cada vez que se producen episodios de sequía de entidad. El aumento de la demanda contrasta con el descenso en la cantidad de recursos hídricos de que se dispone, lo que pone en tela de juicio la adecuación de las políticas y estrategias de gestión hidrológica. Por otra parte, la coincidencia de los descensos más pronunciados en las cuencas centrales y meridionales fue relacionada con situaciones de bloqueo anticiclónico ligadas a fases positivas de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), más frecuentes en las últimas décadas del estudio, lo que llevó al análisis detallado de su impacto en el capítulo siguiente. El notable patrón de descenso de los caudales observado en este capítulo se vio corroborado por los resultados obtenidos en el capítulo 6 sobre la duración y magnitud de las sequías hidrológicas, con una tendencia hacia el aumento de ambas desde la década de 1960.

En el quinto capítulo se evaluó el impacto de la NAO sobre los caudales ibéricos, mostrando una influencia significativa y extendida a lo largo de toda la Península durante el invierno, la estación crítica para la generación de caudales en gran parte del área de estudio. Esta influencia se ve reducida a la vertiente atlántica durante el otoño, reproduciendo el patrón que se establece en la influencia de la NAO sobre la precipitación (Ulbrich et al., 1999; Martín-Vide y Fernández, 2001; Trigo, 2008), lo que puso de manifiesto la importancia de la disposición orográfica de las cordilleras peninsulares en el alcance y extensión de la influencia de la NAO. Estos resultados mostraron un alto grado de coherencia con los obtenidos en otros estudios realizados en la Península Ibérica (Trigo et al., 2004; López-Moreno et al., 2007; Morán-Tejeda et al., 2011) y el sur de Europa (Karabörk et al., 2005; Kalayci y Kahya, 2006). El sector más influenciado por la NAO (cuencas del Tajo, Guadiana, Guadalquivir) coincide con aquellas cuencas con mayor capacidad de regulación, explicando la mayor persistencia de la influencia de la NAO invernal sobre los caudales del resto del año y el sostenimiento de la respuesta durante los meses subsiguientes, como se observaría en los capítulos 7 y 8. En esta región del suroeste de la Península, tanto las notables tendencias negativas detectadas en el capítulo 4, como el incremento de la duración y magnitud de los episodios de sequía hidrológica a las que éstas van ligadas, se explican por la ocurrencia de persistentes fases positivas de la NAO

registradas durante las últimas décadas y que generan condiciones más secas en nuestro ámbito (Goodess y Jones, 2002; Trigo et al., 2002). La relación mostrada entre la ocurrencia de anomalías negativas de caudal y las fases positivas de la NAO corrobora los resultados obtenidos en una multitud de estudios climáticos (Cullen y DeMenocal, 2000; Cullen, 2002; Rambu et al., 2002; Pekarova y Pekar, 2004; Trigo et al., 2004; Karabörk et al., 2005; Kalayci y Kahya, 2006; López-Moreno et al., 2007; Morán-Tejeda et al., 2011). Por último, se observó que la no estacionaridad de la NAO es el patrón general que domina en la evolución de las interacciones NAO-caudales, lo que encaja dentro del patrón revelado recientemente (Vicente-Serrano y López-Moreno, 2008). Sin embargo, los patrones espaciales de la evolución de la influencia de la NAO sobre los caudales ibéricos no son muy claros, hecho que podría estar relacionado con la complejidad introducida por la construcción de embalses y la regulación hidrológica, que altera notablemente la evolución de la influencia de la variabilidad atmosférica sobre el comportamiento hidrológico en sistemas regulados.

En el sexto capítulo se realizó una caracterización espacio-temporal de las sequías hidrológicas en el Península entre 1945 y 2005. Gracias a la utilización de un método de umbrales se pudieron extraer las características básicas que definen las sequías hidrológicas (duración, magnitud y área afectada) y que diferencian unas de otras (Wilhite y Glantz, 2005; Tallaksen et al., 2009). Esta aproximación, junto con la regionalización realizada, permitió la definición de distintas tipologías de sequía hidrológica que caracterizan a las distintas regiones y que pueden resultar útiles para la realización de planes de gestión. En este capítulo se constató que las tendencias negativas generalizadas de caudal están dando lugar a episodios de sequía cada vez duraderos y de mayor magnitud desde la década de 1970 en la mayoría de regiones peninsulares, lo que encaja con el patrón general observado en el ámbito Mediterráneo (Hannaford et al., 2011) y en la Cuenca del Ebro (López-Moreno et al., 2011). También en este capítulo se intuyeron algunos de los patrones de agregación y acumulación temporal de los impactos de las sequías climáticas y los factores que los introducen, que fueron analizados en detalle en los siguientes capítulos (regulación hidrológica y procesos de recarga y descarga de acuíferos). De nuevo se relacionó la influencia de la NAO y de otros patrones de teleconexión como la Oscilación del Mediterráneo Occidental (Martín-Vide y López-Bustins, 2006) en la ocurrencia de sequías hidrológicas en determinadas regiones, como las cuencas del Duero y del Ebro, respectivamente. La dependencia creada en la cuenca del Segura con relación al

agua transferida desde la cabecera del Tajo se vio reflejada en la división de la cuenca en dos regiones, una (el sector que recibe el agua) con tendencias positivas de caudal y la ocurrencia de menos episodios de sequía y, la otra, mostrando los mayores descensos de caudal de toda la Península Ibérica. En el capítulo 8 se mostraría como esta estrategia de gestión ha generado desequilibrios, no sólo en la cuenca receptora del trasvase sino también en la cabecera del río Tajo. Por último, se estimó el área afectada por sequías hidrológicas en la Península durante el periodo de estudio, desvelando un patrón de aumento de las áreas afectadas por sequías moderadas; algo que era esperable dada la mayor duración y magnitud en los episodios de sequía durante la segunda mitad del periodo analizado.

En el séptimo capítulo se realizó un análisis de correlación entre el SPI y el SSI para evaluar a qué escala temporal se muestra la mayor sensibilidad de los caudales de los ríos frente a la ocurrencia de sequías climáticas. Este análisis reveló dos patrones generales de respuesta: una respuesta breve pero intensa a escalas temporales cortas (2 meses), y otro patrón caracterizado por una acumulación de los impactos de la sequía climática a escalas temporales más largas (más de un año). Este último explicaría las sequías multianuales que caracterizan a las cuencas centrales y meridionales definidas en el capítulo 6, ya que espacialmente coinciden con aquellas cuencas que experimentan mayores inercias temporales en la respuesta hidrológica a las sequías climáticas. Ambos patrones ya habían sido observados anteriormente (Szalai et al, 2000; Vicente-Serrano y López-Moreno, 2005; Lorenzo-Lacruz et al., 2010), sin embargo hasta la fecha no se había realizado una evaluación del impacto de la regulación hidrológica sobre la modificación de la respuesta hidrológica ante condiciones de sequía climática a una escala espacial tan amplia. Este análisis reveló que el tipo de aprovechamiento que se hace del embalse que regula aguas arriba las cuencas analizadas está estrechamente relacionado con la modificación del patrón de respuesta de los caudales a la escala temporal a la que se miden las sequías climáticas. Los embalses de uso hidroeléctrico no alteran de forma sustancial la escala temporal a la que se produce la respuesta de los caudales, aunque hacen descender su sensibilidad a la variabilidad en la ocurrencia de sequías. Por su parte, los embalses para regadío han creado un cambio total en el patrón de respuesta, para pasar de escalas temporales cortas a otras mucho más largas, lo que no hace sino extender temporalmente la influencia de los déficits de precipitación.

En el capítulo octavo se ha llevado a cabo un análisis que, sin dejar de estar relacionado con la temática del resto de la tesis, sí presenta unas características singulares. Se trata de un análisis mucho más específico, en una cuenca con una gran trascendencia para la gestión hidrológica en la Península: la cabecera del río Tajo. En el capítulo 6 se observó que esta cuenca integraba la región que sufría las sequías más duraderas y además, que el estado hidrológico en este sector de la cordillera Ibérica condicionaba en gran medida la disponibilidad de agua en buena parte de las cuencas centrales y meridionales de la Península. La evolución temporal de las series de caudal, tanto aquellas correspondientes a las entradas como a las salidas, coinciden con las tendencias negativas de caudal identificadas en el capítulo 4. Además, la duración de los periodos secos obtenida con el SPI y el SPEI es muy similar a la obtenida en el capítulo 6 en las cuencas relacionadas con el primer componente principal, que representa la evolución de las mismas. Esta coincidencia de resultados se refrendó con los obtenidos en el capítulo 7. Los dos grandes patrones de respuesta que caracterizan el comportamiento hidrológico peninsular ante condiciones de sequía climática se volvieron a observar en la cabecera del río Tajo. Sin embargo, el patrón de respuesta a la sequía climática a escalas temporales cortas, habitual en las cuencas no reguladas, no coincide en este caso, ya que las entradas en el sistema de embalses de Entrepeñas y Buendía alcanzan su máxima correlación con los índices de sequía climática a la escala de 8 meses. Este hecho se relacionó con los procesos de recarga y descarga de acuíferos debido a la litología caliza presente en la zona y que favorece una mayor respuesta de los caudales a los índices climáticos considerando escalas temporales más largas, hecho que también se observó en el capítulo 7. Por su parte, las reservas y salidas del sistema Entrepeñas-Buendía volvieron a mostrar el patrón de respuesta sostenido a escalas temporales largas. Otro de los puntos más relevantes fue la mayor capacidad del SPEI que el SPI para monitorizar las condiciones de sequía hidrológica y asociarlas con el estado de los sistemas hidrológicos regulados, ya que en el caso de las entradas en el sistema no se observaron diferencias significativas. Estos resultados sugieren que el SPEI es un indicador más adecuado para la monitorización de las sequías en un contexto de cambio global, ya que al incluir la evapotranspiración en su formulación y cálculo, contempla los impactos derivados de los procesos de calentamiento. El aumento de temperatura proyectado por las últimas simulaciones de cambio global para Europa durante el siglo XXI tiene asociado otro tipo de impactos, como mayores tasas de evaporación, cambios en los patrones estacionales de precipitación y un aumento

en la frecuencia e intensidad de eventos climáticos extremos, como la sequías (Rowell, 2005; Beniston, 2007). Los modelos basados en el escenario de emisiones A1B del IPCC predicen un aumento de temperatura de entre 2°C y 3°C para el periodo 2040-2070 respecto al periodo 1960-1990 (García-Ruiz et al., 2011), lo que supondría una exacerbación de las condiciones de sequía, mayor que la que provocaría un mero descenso de la precipitación, especialmente en el sur de Europa (Dubrovsky, 2008; Vicente-Serrano et al., 2011a). El impacto de los procesos de calentamiento sobre los recursos hídricos ha sido asociado a descensos de caudal (Cai y Cowan, 2008), como también se ha mostrado en algunas zonas que los caudales pueden estar mejor correlacionados con la tendencia de la temperatura que con la de la precipitación, indicando una intensificación de los procesos evapotranspirativos (Liang et al., 2010). Por tanto, la combinación de estos patrones de cambio pueden resultar en sequías de caudal más frecuentes, severas y persistentes, especialmente en el sur de Europa (Feyen y Dankers, 2009).

Además de la contribución científica que representan y la coherencia mostrada con estudios previos comentada, los resultados obtenidos en este trabajo aportan una visión general sobre un fenómeno natural con impactos muy destacados en la Península Ibérica. Además, los resultados sugieren una mayor incertidumbre respecto a la disponibilidad de recursos hídricos y a la evolución espacio-temporal de las sequías hidrológicas en la Península Ibérica. Los análisis han destacado la *región hidrológica* formada por gran parte de la cuenca del Tajo, Júcar, Guadiana y Guadalquivir (aproximadamente el 40% del área de estudio): en ella se localizan los descensos de caudal más significativos, la mayor influencia de la NAO, los episodios de sequía más largos y severos, las respuestas con mayor inercia temporal y agregación de los impactos de las sequías climáticas, y las mayores capacidades de retención en embalses en relación con las aportaciones fluviales generadas. También se destacó que el nudo orográfico del sur de la Cordillera Ibérica (Montes Universales) representa un punto clave para la gestión de los recursos hídricos en la Península ya que influye en el comportamiento hidrológico de gran parte de esta gran región hidrológica, por encontrarse en ella las cabeceras de los ríos Júcar y Tajo, y hacer que también dependa de la precipitación registrada en este área el volumen de agua trasvasada a las cuencas del Guadiana y del Segura. El análisis realizado en el capítulo 8 sobre el impacto de la gestión hidrológica en la cabecera del río Tajo reveló la manera en que la regulación altera el comportamiento natural del río Tajo en su tramo alto, y

también como frente a una disponibilidad de agua cada vez menor, el agua trasvasada hacia otras cuencas y empleada para otros usos dentro de la misma cuenca del Tajo sigue un patrón de ascenso acorde con la demanda, amenazando los aprovechamientos hídricos establecidos en la cuenca del Segura y el sostenimiento de los caudales ecológicos en la cuenca del Tajo. Precisamente la dicotomía encontrada en la cuenca del río Segura, generada por las prácticas de gestión y explotación de los recursos hidrológicos, revela un rotundo contraste entre la disponibilidad de recursos entre unos sectores y otros dentro de la misma cuenca, y pone en entredicho el éxito de las estrategias seguidas para hacer frente a la intensa y creciente demanda para el regadío y el ocio en la cuenca más deficitaria de la Península Ibérica, principalmente basadas en la transferencia de agua desde la cabecera del río Tajo.

Sin embargo, a pesar de que la situación más crítica se localiza en las cuencas centrales y meridionales de la Península, las conclusiones y perspectivas de futuro que se pueden extraer de los resultados obtenidos en el resto de cuencas no son mucho más halagüeños. Resulta preocupante que en el resto de cuencas la disponibilidad de recursos hídricos esté, por lo general, descendiendo, y que la duración y magnitud de las sequías hidrológicas, aumentando. En este sentido, las perspectivas de futuro sobre los factores que generan, condicionan y alteran el comportamiento hidrológico, no hacen sino introducir una mayor incertidumbre que la ya detectada hasta el momento en relación a la futura disponibilidad de agua, ya que para muchos de ellos se esperan importantes cambios que afectarán presumiblemente, y de manera negativa, a la generación de recursos hídricos. Al ya citado aumento de la temperatura que se espera en las próximas décadas, hay que añadirle la tendencia de descenso de precipitación proyectada para el siglo XXI (Blenkinsop y Fowler, 2007; Giorgi y Lionello, 2008; Rodríguez-Puebla y Nieto, 2010; Quintana-Seguí et al., 2011; Ruiz-Ramos et al., 2011; Lionello, 2012) y las consecuencias que ambos factores pueden tener, tanto sobre la vegetación y los usos del suelo como sobre la gestión hídrica. Se espera que el incremento de las tasas evapotranspirativas y el estrés hídrico asociados a los procesos de calentamiento provoquen un descenso de la actividad vegetal de los bosques en latitudes medias (Breshears et al., 2005; Van Mantgem y Stephenson, 2007). Sin embargo, a pesar de que se espera que la vegetación natural acuse las futuras condiciones de estrés hídrico reduciendo su actividad, sobre todo en las áreas más secas (Vicente-Serrano et al., 2010b), también se prevé un aumento de las áreas ocupadas por bosques, tanto en cabeceras como en cursos

medios (Roundsevell et al., 2006), acompañado de un descenso de las áreas destinadas a cultivos de secano (alrededor del 50% para el año 2080; Roundsevell et al., 2005). Este doble proceso puede tener impactos críticos sobre los recursos hídricos, de modo que si la agricultura de regadío permanece estable o aumenta como se espera (actualmente el agua destinada al riego representa el 80% del total consumido en España) y los procesos de revegetación en las cabeceras continúan, la capacidad de las distintas cuencas para generar caudales, especialmente aquellas del centro y sur peninsular, se verá seriamente mermada.

En el ámbito de la gestión hidrológica se vislumbra un panorama algo más estable. En España la mayoría de planes para la construcción de nuevas presas se encuentran estancados en procesos jurídicos. Su ejecución dependerá, no sólo de los tradicionales requerimientos técnicos y económicos, sino también de la cumplimentación de criterios medioambientales y de participación pública cada vez más estrictos dentro del marco de las normativas europeas y su trasposición al derecho español (Embid-Irujo, 2001; Ibañez y Prat, 2003). No obstante, el hecho de que la mayoría de aprovechamientos operen en régimen de *demanda continua* supone que el sistema de regulación existente no amortigüe la pérdida de recursos, y por tanto, que las reducciones se trasladen de forma prácticamente íntegra a los usos del agua. Los embalses de abastecimiento, con una relación mayor entre la superficie inundada y la capacidad de embalse que el resto de aprovechamientos, verán mermados sus recursos en mayor medida por la evaporación en lámina libre debido al aumento de temperatura (Parry et al., 2000). Actualmente, la evaporación en lámina libre en el conjunto de embalses españoles consume aproximadamente el 40% de las necesidades totales de abastecimiento urbano, cifra que presumiblemente aumentará a medio y largo plazo en las cuencas del centro y sur peninsular, donde se espera un mayor incremento de las tasas de evaporación (Ayala-Carcedo e Iglesias, 2000). Ante esta perspectiva, y siguiendo las recomendaciones de la Directiva Marco del Agua, parece cada vez más necesario recurrir a las aguas subterráneas, carentes de pérdidas por evaporación, en general de mayor calidad y que requieren una inversión inicial sustancialmente menor que la tradicional construcción de presas y embalses. Por su parte, el sector hidroeléctrico se enfrentará a una reducción de su capacidad de generación de energía (especialmente durante los cada vez más intensos episodios de sequía), que se estima en una caída de la producción hidroeléctrica del 25% para el año 2060 (Ayala-Carcedo y Piserra, 2000). Finalmente, se espera un aumento del consumo de los regadíos actuales debido al descenso de la precipitación, que obliga a

aumentar los riegos, y al aumento de la temperatura, que incrementa la transpiración de las plantas y la evaporación directa del suelo. La convergencia de todos estos factores provocaría una reducción media de entre el 15% y el 30% en los caudales para toda la Península en 2060 (Ayala-Carcedo, 1996; MIMAM, 1998), cifras similares a las obtenidas en Grecia por Mimikou et al. (2000). Una reducción de tal magnitud en la disponibilidad de recursos hídricos supondría, en cuestiones relacionadas con la gestión y la regulación hidrológicas, una pérdida de utilidad y eficacia de los embalses ya construidos o proyectados, derivada de unas tasas de almacenamiento paulatinamente menores, como ya ocurre en números cuencas del centro y sur peninsular.

Los análisis realizados en este trabajo han despejado algunas incógnitas sobre las sequías hidrológicas en la Península Ibérica. Sin embargo, surgen nuevos interrogantes y otras han quedado sin resolver completamente. Por ejemplo, se ha indicado que el análisis de la no estacionaridad detectada en la influencia de la NAO sobre los caudales no ha revelado patrones espaciales tan claros como el resto de análisis, por lo que un estudio más minucioso podría aportar una visión más precisa de este fenómeno. Por otro parte, en el capítulo 7, las máximas correlaciones transformadas de los componentes principales entre el SPI y el SSI mostraron valores más bajos (entre 0.4 y 0.6) que los obtenidos en el capítulo 8 al analizar solamente la respuesta en la cabecera del Tajo (entre 0.7 y 0.9). Es cierto que al resumir la respuesta de muchas cuencas, las altas correlaciones obtenidas en algunas de ellas se enmascaran con correlaciones más bajas obtenidas en otras. Además, los coeficientes de transformación de los componentes en las unidades originales de correlaciones (r de Pearson) han podido otorgar mayor peso a las correlaciones menores. Cuestiones metodológicas a parte, este hecho genera la inquietud de investigar a qué se debe esa baja sensibilidad ante las sequías climáticas detectada en algunos sistemas hidrológicos; probablemente a marcados cambios estacionales en la respuesta, como ya se ha comprobado en la cabecera del río Tajo. También en el capítulo 7 se observó que los procesos de recarga y descarga de acuíferos tienen un papel muy relevante en la agregación espacial de los impactos de las sequías y su expansión por la parte subterránea de ciclo hidrológico en cuencas concretas. Dado que es un fenómeno que se produce en varias cuencas Peninsulares, algunas de ellas críticas para la gestión hidrológica regional, surge la necesidad de investigar en profundidad las interacciones que se producen entre los cursos fluviales y los acuíferos.

La introducción en el capítulo 8 del SPEI para la monitorización de los impactos acumulados de las sequías, reveló la mayor capacidad del SPEI respecto al SPI para evaluar tanto la severidad como la duración de las sequías en las variables hidrológicas alteradas por la regulación (reservas y salidas del sistema Entrepeñas-Buendía). El incremento de la temperatura que se considera con la utilización del SPEI, junto a las mayores tasas de evapotranspiración del sur peninsular y la mayor capacidad regulatoria de estas cuencas, sugieren la realización de un estudio a nivel peninsular utilizando el SPEI que pueda ser utilizado como información útil para la gestión hidrológica y el diseño de planes especiales de sequía. La disponibilidad de una herramienta de monitorización de las sequías como es un índice que contempla las pérdidas de los sistemas hidrológicos por evapotranspiración presenta un gran potencial, y abre un gran abanico de posibilidades respecto a la evaluación y seguimiento de este fenómeno dentro un contexto de cambio global, en el que los procesos de calentamiento van a tener una gran trascendencia e impactos.

Por otro lado, los análisis realizados han destacado la zona de los Montes Universales como un punto crítico para la generación de sequías hidrológicas en el contexto peninsular. Sin embargo, en este trabajo se han utilizado series de precipitación promedio para cada cuenca, con lo que se pierde precisión espacial. Por este motivo, el desarrollo de una metodología específica que relacione las condiciones climáticas acumuladas a distintas escalas temporales de sectores concretos (mediante un grid de detalle del SPEI), con las sequías hidrológicas registradas en estaciones de aforo, permitiría conocer qué zonas específicas dentro de la Península (a priori cadenas montañosas) son las responsables de la generación y propagación de las sequías a través de los cursos fluviales, y de esta manera centrar la atención de los gestores en estas zonas clave.

Finalmente, dado que los modelos climáticos son incapaces de predecir con precisión la disponibilidad futura de recursos hídricos, debido a que siguen obteniendo unas estimaciones pobres de variables relacionadas con las sequías hidrológicas, como la recarga de los acuíferos o los flujos basales (Feyen y Dankers, 2009), el empleo de modelos hidrológicos puede proporcionar una representación más fidedigna de la parte terrestre del ciclo hidrológico. Además, debido a la capacidad de los modelos hidrológicos de incorporar multitud de variables espaciales, como propiedades de los suelos, de la vegetación o

características fisiográficas del terreno que influyen en la generación y almacenamiento de caudales, éstos garantizan unas simulaciones de las variables hidrológicas más precisas. Por ello, la combinación de las predicciones climáticas de los modelos regionales con los modelos hidrológicos, surge como una valiosa herramienta para estudios futuros como alternativa a los índices climáticos usados tradicionalmente (Shukla y Wood, 2008).

En este capítulo se exponen de forma sintética las conclusiones más relevantes obtenidas en este trabajo, que sirven para resumir el contenido de los capítulos 4 a 8.

❖ *Evolución y variabilidad estacional de los caudales ibéricos.*

- Se ha observado un patrón de descenso generalizado de los caudales anuales, de invierno y primavera, con tendencias negativas significativas en la mayor parte de la Península Ibérica entre 1945 y 2005. Parte de la cuenca del Segura y algunos afluentes de la margen derecha del Duero son la excepción dentro de este patrón.
- Durante el verano y el otoño aparecen múltiples ejemplos de tendencias positivas que coinciden con cuencas reguladas o altamente reguladas de la vertiente Atlántica. La regulación hidrológica atenúa o invierte las tendencias negativas en verano a expensas de acentuar los descensos durante el invierno.
- La magnitud de las tendencias de descenso de caudal sigue un gradiente sudoeste-noreste. Los descensos de caudal más acusados (superiores al 3% anual respecto a la media del periodo de estudio) se observaron en las cuencas centrales y meridionales de la Península (Tajo, Júcar, Guadialquivir, y el sector meridional de la cuenca del Segura) durante invierno y primavera, si bien se identifican pérdidas entre el 1 y el 3% anual respecto al caudal medio en amplios sectores de las cuencas del Duero y del Ebro.
- La coincidencia de los sectores dónde se observaron las tendencias negativas de caudal de mayor entidad con el área de mayor influencia de la Oscilación del Atlántico Norte sobre la precipitación, sugirió que el patrón de descenso pronunciado de los caudales estaría estrechamente ligado con las persistentes fases NAO positivas más frecuentes desde los años setenta y que generan situaciones de bloqueo anticiclónico al sudoeste de la Península.
- Se ha comprobado la pérdida de importancia de la precipitación para explicar el comportamiento y la variabilidad hidrológica en favor del papel

de la regulación hidrológica ligada al aumento de la demanda y los cambios de uso del suelo en las cabeceras de las cuencas. También se ha corroborado que la señal climática de descenso de la precipitación invernal es exacerbada por las prácticas de gestión hidrológica y se refleja en unas tendencias de descenso de los caudales más acusadas.

❖ *Relaciones entre circulación atmosférica y comportamiento hidrológico: La Oscilación del Atlántico Norte.*

- La Oscilación del Atlántico Norte (NAO) condiciona la generación de caudales en la vertiente atlántica de la Península durante el otoño, y en toda la Península en invierno. Las correlaciones son negativas en todos los casos, por lo que las fases NAO positivas generan caudales bajos y viceversa.
- Durante la primavera la señal de la NAO desaparece y solamente se correlaciona positivamente, pero de manera no significativa, con los caudales estivales de algunas cuencas concretas localizadas en el centro y este peninsular. En otoño la influencia de la NAO se hace patente de manera progresiva, en primer lugar afectando las cuencas del sector noroccidental de la Península y desplazándose hacia el sur al final de la estación.
- La extensión espacial de la influencia de la NAO sobre los caudales se explicó por el papel de la orografía peninsular, que separa la vertiente Atlántica de la Mediterránea, aislando de ese modo a ésta última de los frentes atlánticos que generan precipitación y caudal a barlovento del cordón orográfico Cordillera Cantábrica-Cordillera Ibérica-Sistemas Béticos.
- La importancia de la precipitación invernal generada por la NAO en invierno se ve reflejada en la persistencia de su influencia durante el resto

del año hidrológico. Esta importancia es mucho más evidente y acusada en las cuencas del centro y sur peninsular, con mayores capacidades de retención de agua en los embalses.

- Las fases negativas de la NAO generan anomalías de caudal positivas en toda la Península durante todos los meses y anomalías de caudal especialmente altas en la vertiente atlántica durante el invierno. Por el contrario, las anomalías de caudal negativas generadas durante fases NAO positivas son suavizadas gracias al agua almacenada en embalses, que es soltada para hacer frente a este tipo de periodos secos.
- La no estacionaridad ha sido el patrón dominante en la evolución de la influencia de la NAO sobre la generación de caudales durante el periodo de estudio, si bien los patrones extraídos no son homogéneos espacialmente.

❖ *Patrones espacio-temporales de las sequías hidrológicas.*

- La regionalización hidrológica peninsular realizada mediante un Análisis de Componentes Principales definió 10 regiones hidrológicas diferentes con un comportamiento homogéneo de sus caudales, y cuyos límites corresponden, en la mayoría de los casos, a grandes cadenas montañosas.
- El análisis basado en rachas y umbrales concluyó que, por lo general, la década de los noventa fue la más seca y durante la cual se produjeron las sequías hidrológicas más duraderas.
- Tanto la duración como la magnitud de los episodios de sequía aumentaron durante la segunda mitad del periodo de estudio en 8 de las 10 regiones delimitadas.

- El área afectada por condiciones de sequía moderada ha seguido una tendencia ascendente durante el periodo analizado, mientras que el área afectada por condiciones de sequía extrema se ha mantenido estable.
- Se ha observado una gran complejidad espacial en la generación, desarrollo y desaparición de las sequías hidrológicas. En la Península, el área afectada por sequías hidrológicas se expande y contrae varias veces durante un mismo episodio de sequía, reafirmando la idea de que no hay dos sequías idénticas.

❖ ***La respuesta multi-escalar de las sequías hidrológicas a la sequía climática y el impacto de la gestión hidrológica.***

- Se han observado dos grandes patrones de respuesta de las sequías hidrológicas ante condiciones de sequía climática: un patrón de respuesta breve pero intensa a escalas temporales cortas (máxima correlación a la escala temporal de 2 meses) y otro patrón de respuesta a largas escalas temporales (más de 12 meses). El primero de ellos corresponde, por lo general, con las cuencas del norte de la Península (Miño, Duero y Ebro), mientras que el segundo es característico de las cuencas del centro y sur Peninsular (alto Tajo, Júcar, Guadalquivir, Guadiana y Segura).
- En el caso de cuencas no reguladas, aparecen los dos mismos patrones. El patrón de respuesta a escalas temporales cortas se relacionó con cuencas de escasa permeabilidad y pronunciadas pendientes, mientras que el patrón de respuesta a escalas temporales largas se atribuye a un alto porcentaje de litología caliza en las cuencas, que permite la recarga de los acuíferos y que genera procesos de escorrentía superficial menos intensos que en cuencas con litologías poco permeables.
- El cambio en dicha respuesta, causado por la regulación hidrológica entre 1945 y 2005 ha creado tres patrones de modificación diferentes: un primer

patrón que no altera la inercia temporal de la respuesta, registrada a escalas temporales cortas, pero que hace descender las correlaciones entre el SSI y el SPI; otro patrón que invierte totalmente la respuesta, que de ser intensa y breve durante escalas temporales cortas, pasa a darse a escalas temporales largas; y un tercer patrón de modificación que reduce los picos de sensibilidad registrados durante escalas medias y largas para homogeneizar la respuesta durante todas las escalas temporales analizadas.

- El tipo de aprovechamiento o uso de los embalses que regulan las cuencas resulta muy importante en la configuración de los patrones de respuesta. Los embalses de uso hidroeléctrico no introducen grandes inercias temporales entre el momento en que se producen los déficits de precipitación y cuando se produce la sequía hidrológica, y suelen responder a escalas temporales cortas de los índices de sequía. Por el contrario, los aprovechamientos para el abastecimiento urbano y el riego introducen importantes inercias temporales entre la ocurrencia de sequías climáticas y cuando éstas impactan sobre los sistemas hidrológicos regulados, debido a la gestión multianual de este tipo de embalses.

❖ *Análisis detallado de los impactos de la sequía y la regulación en varios sub-sistemas hidrológicos en la cabecera del río Tajo.*

- Se observaron 4 grandes sequías climáticas en la cabecera del Tajo durante el periodo de estudio, tanto considerando el SPI como el SPEI: 1975-1976 y los primeros cinco años las décadas de 1980, 1990 y 2000. Sin embargo, la duración media de los episodios de sequía climática en estas décadas fue mayor considerando el SPEI durante todas las escalas temporales calculadas.
- Las entradas de agua en el sistema de embalses Entrepeñas y Buendía se correlacionan de forma elevada ($r > 0.7$) tanto con el SPI como con el SPEI a escalas temporales cortas y medias. Por su parte, tanto las reservas como

las salidas de agua del sistema de embalses mostraron una mayor correlación con respecto al SPEI que al SPI a escalas temporales largas, poniendo de manifiesto la importancia de la evaporación que tiene lugar en los grandes embalses.

- El análisis de correlación mensual revela que las entradas se correlacionan altamente con el SPI y el SPEI entre enero y marzo a escalas temporales cortas. Por su parte, en el caso de las reservas de agua y las salidas del sistema de embalses no se observan diferencias sustanciales en la respuesta entre unos meses y otros, si bien la sensibilidad sigue siendo más alta y significativa a escalas temporales largas (más de 12 meses).
- La evolución de la relación entre variabilidad climática e hidrológica ha permanecido estable durante el periodo de estudio considerando las entradas en el sistema. Sin embargo, en el caso de las reservas embalsadas y las salidas, las prácticas de gestión hidrológica han alterado la relación entre sequías climáticas e hidrológicas: las reservas embalsadas en el sistema mostraban bajas correlaciones con la variabilidad del clima al principio del periodo de estudio, mientras que éstas aumentaron a partir de 1975. Por su parte, en el caso de las salidas del sistema Entrepeñas-Buendía la puesta en funcionamiento del Traspase Tajo-Segura en 1979 creó una profunda disrupción entre la variabilidad climática y las salidas del sistema de embalses.

Los resultados obtenidos en este trabajo permiten concluir que el descenso de los caudales y las cada vez más frecuentes y severas sequías hidrológicas que sufre la Península Ibérica, amenazan seriamente el sostenimiento, tanto de los usos y aprovechamientos hídricos, como de las políticas de gestión hidrológica desarrolladas durante la segunda mitad del siglo XX. Esta situación, ya de por sí acuciante, tiene visos de empeorar en las próximas décadas. Teniendo en cuenta que las predicciones de la mayoría de modelos climáticos anuncian un descenso pluviométrico y un ascenso térmico en nuestra región, lo que sin duda conduciría al agravamiento de los impactos de las sequías hidrológicas, y que las políticas de gestión hidrológica no han sido capaces de

adaptar la demanda a unos recursos cada vez menores, parece lógico apostar por un cambio de paradigma en la gestión y el uso del agua en la Península Ibérica. Este cambio ha de comenzar por el reconocimiento de una situación crítica por parte de gestores y políticos, y por el convencimiento social de que la explotación tradicional del recurso agua resulta ya insostenible. Partiendo de esas bases, la gestión integral de los recursos hídricos en la Península Ibérica debe ser considerada desde una perspectiva global y sostenible, contemplando las sinergias e interrelaciones entre las zonas de generación de esorrentía y las de consumo del agua, y a su vez adaptando y reconvirtiendo los usos tradicionales del recurso a un contexto climático cambiante y lleno de incertidumbre. Solo de esta manera podrán minimizarse los impactos del cambio global sobre la hidrología peninsular, y así paliar sus consecuencias negativas sobre la población, los ecosistemas naturales y las actividades económicas.

Bibliografía

A

- Abramopoulos, F., Rosenzweig, C., Choudhury, B., (1988): Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs). Soil water movement and evapotranspiration, *Journal of Climate* 1, 921–941.
- Abramowitz, M. and Stegun, I.A., (1965): *Handbook of Mathematical Functions*, Dover Publications, New York.
- Adam, J.C., Hamlet, A.F., Lettenmaier, D.P. (2009): Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the 21st century, *Hydrological Processes* 23, 962-972.
- Adamowski, K., Bocci, C. (2001). Geoostatistical regional trend detection in river flow data, *Hydrological Processes* 15, 3331-3341.
- Alexandersson, H., (1986): A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology* 6, 661–675.
- Alexanderson, H., Moberg, A., (1997): Homogenization of swedish temperature data. Part 1: homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology* 17, 25–34.
- Alvárez-Cobelas, M. (2006): Groundwater-mediated limnology in Spain, *Limnetica*, 1-2.
- American Meteorological Society (AMS), (2004): Statement on meteorological drought. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 85, 771–773.
- Aragónés, J.M. y Sahuquillo, A., (1976): Relación hidrogeológica entre embalses construidos en calizas y acuíferos en la cuenca del Júcar, *Revista de Obras Públicas* 123, (3131): 185-194.

Arroyo-Ilera, F. (2007): Territorio, tecnología y capital. La regulación hidroeléctrica de los ríos españoles (1900-1970), *Treballs de la Societat Catalana de Geografia* 63, 39-70.

Assani, A.A., Buffin-Bélanger, T., Roy, A.G., (2002): Analyse des impacts d'un barrage sur le régime hydrologique de la rivière Matawin (Québec, Canada), *Revue des Sciences de l'Eau* 15, 557-574.

Ayala-Carcedo, F.J., (1996): Reducción de los recursos hídricos en España por el posible Cambio Climático, *Tecnoambiente*, Madrid.

Ayala-Carcedo, F.J., Iglesias, A., (2000): Impactos del posible Cambio Climático sobre los recursos hídricos, el diseño y la planificación hidrológica en la España Peninsular, en Balairón (ed.), *El Cambio Climático, El Campo de las Ciencias y las Artes*, Servicio de Estudios del BBVA, Madrid, 201-222.

Ayala-Carcedo, F.J., Piserra, M.T. (2000): Impactos del Cambio Climático sobre la economía y los seguros en Europa, *Gestion de Riesgos y Seguros*, Mapfre, 15-20.

B

Batalla, R.J., Gómez, C.M., Kondolf, G.M. (2004): Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin NE Spain, *Journal of Hydrology* 290, 117-136.

Beaulieu, C., Ouarda, T., Seidou, O., (2007): A review of homogenization techniques for climate data and their applicability to precipitation series. *Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques* 52, 18-37.

Begert, M., Schlegel, T., (2005): Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1894 to 2000. *International Journal of Climatology* 25, 65-80.

- Beguiría, S., López-Moreno, J.I., Lorente, A., Seeger, M., García-Ruíz, J.M. (2003): Assessing the effect of climate oscillations and land-use changes on streamflow in the central Spanish Pyrenees, *Ambio* 32, 283-286.
- Beniston, M., (2007): Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections, *Climatic Change* 81, supplement 1, 71-95
- Beranová, R., Huth, R. (2008): Time variations of the effects of circulation variability modes on European temperature and precipitation in winter, *International Journal of Climatology* 28, 139–158.
- Berga-Casafont, L. (2003): Presas y embalses en la España del siglo XX, *Revista de Obras Públicas* 3438, 37-40.
- Bhutiyani, M.R., Kale, V.S., Pawar, N.J., (2008): Changing streamflow patterns in the rivers of northwestern Himalaya: implications of global warming in the 20th century. *Current Science* 95, 618–626.
- Biemans, H., Haddeland, I., Kabat, P., Ludwig, F., Hutjes, W.A., Heinke, J., von Bloh, W., Gerten, D., (2011): Impact of reservoirs on river discharge and irrigation water supply during the 20th century, *Water Resources Research*, W03509, doi:10.1029/2009WR008929.
- Bladé, I., Fortuny, D., van Oldenborgh, G.J., Liebmann, B., (2012): The summer North Atlantic Oscillation in CMIP3 models and related uncertainties in projected summer drying in Europe, *Journal of Geophysical Research* 117, D16104, doi:10.1029/2012JD017816.
- Blázquez-Díaz, A., (1992). Delimitación de Unidades Territoriales, en Manuel-Fernandez, J. (Ed.). *Análisis del medio físico de Castilla y León. Síntesis Regional*, Junta de Castilla y León, Valladolid.

- Blenkinsop, S., Fowler, H.J., (2007): Changes in European drought characteristics projected by the PRUDENCE regional climate models. *International Journal of Climatology* 27, 1595–1610.
- Boix, D., García-Berthou, E., Gascón, S., Benejam, L., Tornés, E., Sala, J., Benito, J., Munné, A., Solá, C., Sabater, S. (2010): Response of community structure to sustained drought in Mediterranean rivers, *Journal of Hydrology* 383, 135-146.
- Bordi, I. and Fraedrich, K. y Sutera, A., (2009): Observed drought and wetness trends in Europe: an update, *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 1519-1530.
- Bosque-Maurel, J., Vilá-Valentí, J.(eds.) (1990): *Geografía de España*, Planeta, Barcelona.
- Botter, G., Basso, S., Porporato, A., Rodriguez-Iturbe, I., Rinaldo, A., (2010): Natural streamflow regime alterations, Damming of the Piave river basin Italy. *Water Resources Research* 46, W06522, doi:10.1029/2009WR008523.
- Breshears, D., Cobb, N.S., Rich, P.M., Price, K.P., Allen, C.D., Balice, R.G., (2005): Regional vegetation die-off in response to global-change-type drought, *PNAS* 102, 15144-15148.
- Brunet, M., Saladié, O., Jones, P., Sigró, J., Aguilar, E., Moberg, A., Lister, D., Walther, A., López, D., Almarza, C. (2006): The development of a new dataset of Spanish daily adjusted temperature series (SDATS) (1850–2003). *International Journal of Climatology* 26, 1777–1802.
- Burn, D.H., Hag-Elnur, M.A., (2002): Detection of hydrologic trend and variability. *Journal of Hydrology* 255, 107–122.
- Burn, D.H., Sharif, M., Zhang, K., (2010): Detection of trends in hydrological extremes for Canadian watersheds. *Hydrological Processes*. 24, 1781–1790.

C

- Cai, W., Cowan, T., (2008): Evidence of impacts from rising temperature on inflows to the Murray–darling basin. *Geophysical Research Letters* 35, L07701. doi:10.1029/2008GL033390.
- Carbonnel, J.P., Petrorian, R., Serban, P., (1997): Évolution récente du régime hydrologique de quelques rivières de Roumanie centrale, *Revue des Sciences de l'Eau* 10, 545–552.
- Castro-Díez, Y., Pozo-Vázquez, D., Rodrigo, F.S., Esteban-Parra, M.J. (2002). NAO and winter temperature variability in southern Europe, *Geophysical Research Letters* 29(8), 1160.
- Causapé, J., Clavería, I., (2007). Drought as an agri-environmental determinant of irrigation land, the case of Bardenas Spain, *Environmental Geology* 51, 1213–1220.
- Ceballos, A., Morán-Tejeda, E., Luengo-Ugidos, M.A., Llorente-Pinto, J.M., (2008). Water resources and environmental change in a Mediterranean environment, The south-west sector of the Duero river basin Spain, *Journal of Hydrology* 351, 126–138.
- Collins, R., Kristensen, P., Thyssen, N. (2009): Water resources across Europe – confronting water scarcity and drought, European Environmental Agency.
- Confederación Hidrográfica del Miño-Sil (2010): La gestión del agua en las cuencas del Miño-Sil y Limia. Resumen divulgativo del Proyecto del Plan Hidrológico 2010-2015 de la Demarcación Hidrográfica del Miño-Sil, Orense, 23 pp.
- Cuadrat, J.M. (2006): El agua en el siglo XXI. Gestión y planificación. Institución Fernando el católico. Zaragoza.
- Cullen, H.M., deMenocal, P.B. (2000): North Atlantic influence on Tigris–Euphrates streamflow, *International Journal of Climatology* 20, 853-863.

Cullen, H.M., Kaplan, A., Arkin, P.A., Demenocal, P.B. (2002). Impact of the North Atlantic Oscillation on the middle eastern climate and streamflow, *Climatic Change* 55, 315–338.

Chang, T.J., Cleopa, X.A., (1991): A proposed method for drought monitoring. *Water Resources Bulletin* 27, 275–281.

Changnon, S.A., Easterling, W.E., (1989): Measuring drought impacts: the Illinois case. *Water Resources Bulletin* 25, 27–42.

Chen, F., Xie, Z., (2010): Effects of interbasin water transfer on regional climate, A case study of the Middle Route of the South-to-North Water Transfer Project in China. *J. Geophys. Res.* 115, D11112, doi: 10.1029/2009JD012611.

Chok, N.S., (2010): Pearson's versus Spearman's and Kendall's correlations coefficients for continuous data, Master Thesis, University of Pittsburgh.

D

Dai, A., Quian, T., Trenberth, K.E., Milliman, J.D., (2009): Changes in Continental Freshwater Discharge from 1948 to 2004, *Journal of Climate* 22, 2773-2792.

Dai, A., (2010): Drought under global warming: a review, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2, 45-65.

De-Castro, M., Martín-Vide, J., Alonso, S. (2005): El clima en España: pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI. *Impactos del Cambio Climático en España*, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.

De Luis, M., González-Hidalgo, J.C., Longares, L.A., Stepanek, P., (2009): Seasonal precipitation trends in the Mediterranean Iberian Peninsula in second half of 20th century. *International Journal of Climatology* 29 (9), 1312–1323.

De Luis, M., González-Hidalgo, J. C., Brunetti, M., Longares, L. A., (2011): Precipitation concentration changes in Spain 1946–2005, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 1, 1259-1265.

Del Río, S., Herrero, L., Fraile, R., Penas, A., (2010): Spatial distribution of recent rainfall trends in Spain 1961–2006. *Int. Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.2111.

Dracup, J.A., Lee, K.S., Paulson, E.G.Jr., (1980): On the statistical characteristics of drought events. *Water Resources Research* 16 (2), 289-296.

Dunkeloh, A., Jacobeit, J., (2003): Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948–1998. *Int. Journal of Climatology* 23, 1843–1866.

Dubrovsky, M., Svoboda, M.D., Trnka, M., Hayes, M.J., Wilhite, D.A., Zalud, Z., Hlavinka, P., (2008): Applications of relative drought indices in assessing climate change impacts on drought conditions in Czechia, *Theoretical and Applied Climatology* 96, 155-171.

Dzurick, A.A., (2003): *Water Resources Planning*. Rowman & Littlefield, 393pp.

E

Edwards, D.C. and McKee, T.B., (1997): Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. *Atmospheric Science Paper No.* 634.

EEA (2001): *Sustainable Water Use in Europe. Part 3. Extreme hydrological events: Floods and droughts.*

- Ehsanzadeh, E., Adamowski, K., (2009): Trends in timing of low stream flows in Canada: impact of autocorrelation and long-term persistence. *Hydrological Processes* 24, 970–980.
- Elfatih, A., Eltahir, B., Yeh, P.J.F., (1999): On the asymmetric response of aquifer water level to floods and droughts in Illinois, *Water Resources Research* 35, 1199-1217.
- Embid-Irujo, A., (2001): Evolución del derecho y de la política del agua en España, *Revista de administración pública* 156, 59-100.
- Erskine, W.D., Terrazzolo, N., Warner, R.F., (1999): River rehabilitation from the hydrogeomorphic impacts of large hydro-electric power project: Snowy River, Australia. *Regulated Rivers: Research & Management* 15, 3–24.
- Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S., Castro-Diez, Y., (1998): Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880–1992. *International Journal of Climatology* 18, 1557–1574.
- Estrela, M.J., Peñarrocha, D. y Millán, M. (2000): Multi-annual drought episodes in the mediterranean (Valencia region) from 1950-1996. A spatio-temporal analysis. *International Journal of Climatology*. 20: 1599-1618.
- European Communities, (2007): *Addressing the Challenge of Water Scarcity and Droughts in the European Union*. Commun. Com. (2007) 414 Final, Brussels.
- European Environmental Agency (1999): *Lakes and reservoirs in the EEA area*, Copenague, 110pp.

F

Feyen, F., y Dankers, R., (2009): Impact of global warming on streamflow drought in Europe, *Journal of Geophysical Research* 114.

Fiorillo, F., Guadagno, F.M. (2010): Karst spring discharges analysis in relation to drought periods, using the SPI, *Water Resources Management* 24: 1867-1884.

Fleig, A.K., Tallaksen, L.M., Hisdal, H., Demuth, S., (2006): A global evaluation of streamflow drought characteristics. *Hydrology and Earth System Sciences* 10, 535-552.

Fleig, A.K., Tallaksen, L.M., Hisdal, H., Hannah, D.M., (2011): Regional hydrological drought in north-western Europe: linking a new Regional Drought Area Index with weather types, *Hydrological Processes* 25, 1163–1179.

Folland, C.K., Knight, J., Linderholm, H.W., Fereday, D., Ineson, S., Hurrell, J.W., (2008): The Summer North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future, *Journal of Climate* 22, 1082-1103.

Food and Agriculture Organization (FAO), (1983): *Guidelines: Land evaluation for Rainfed Agriculture*. FAO Soils Bulletin 52, Rome.

G

Gallart, F., Llorens, P. (2003): Observations on land cover changes and water resources in the headwaters of the Ebro catchment, Iberian Peninsula, *Phys. Chem. Earth* 29, 769-773.

- Gámiz-Fortis, S.R., Esteban-Parra, M.J., Trigo, R.M., Castro-Díez, Y., (2010): Potential predictability of an Iberian river flow based on its relationship with previous Winter global SST, *Journal of Hydrology* 385, 143-149.
- García-Fernández, J. (1986): *El clima en Castilla y León, Ámbito*, Valladolid.
- García-Herrera, R., Paredes, D., Trigo, R.M., Franco-Trigo, I., Hernández, E., Barriopedro, D., Mendes, M.A., (2007): The Outstanding 2004/05 Drought in the Iberian Peninsula: Associated Atmospheric Circulation, *Journal of Hydrometeorology* 8, 483-498.
- García-Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Lasanta-Martínez, T., Beguería, S., (2011): Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth Science Reviews* 105, 121–139.
- Garrote, L., Iglesias, A., Moneo, M., Garrido, A., Gómez, A., Lapeña, A., Benbeniste, S., Cubillo, F., Ibáñez, J.C., (2007): Application of the drought management guidelines in Spain. *Options Méditerranées* B58, 373–406.
- Genta, J.L., Pérez-Iribarren, G., Mechoso, C.R., (1998): A recent increasing trend in the streamflow of rivers in Southeastern South America. *Journal of Climate* 11, 2858–2862.
- Gerten, D., Rost, S., von Bloh, W., Lucht, W., (2008): Causes of change in 20th century global river discharge. *Geophysical Research Letters* 35 (art. no. L20405).
- Giakoumakis, S.G., Baloutsos, G., (1997): Investigation of trend in hydrological time series of the Evinos River basin. *Journal of Hydrological Sciences* 42, 81–88.
- Gil-Olcina, A. (2000): Acondicionamiento hidráulico y desnaturalización del río Segura, *Ería* 51, 45-59.
- Gil-Olcina, A. (2006): Régimen natural y artificial del río Júcar, *Investigaciones Geográficas* 40, 5-34.

- Giorgi, F. y Lionello, P., (2008): Climate change projections for the Mediterranean region, *Global and Planetary Change* 63, 90-104.
- Gleick, P.H., (1998): Water and conflict, In P.H. Gleick, *The World's Water 1998-1999*, Island Press, Washington, D.C. pp. 105-135.
- Gonzalez-Hidalgo, J.C., López-Bustins, J.A., Stepánek, P., Martín-Vide, J., de Luis, M., (2009): Monthly precipitation trends on the Mediterranean fringe of the Iberian Peninsula during the second half of the 20th century (1951–2000). *International Journal of Climatology* 29, 1415–1429.
- González-Hidalgo, J.C., Brunetti, M., De-Luis, M., (2011): A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (monthly precipitation trends December 1945–November 2005), *International Journal of Climatology* 31 (5), 715–731.
- Goodess, C.M. y Jones, P.D., (2002): Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *International Journal of Climatology* 22, 1593–1615.
- Gudmundsson, L., Tallaksen, L.M., Stahl, K., Fleig, A.K., (2011): Low-frequency variability of European runoff. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 8, 1705-1727.
- Gupta, A. (Ed) (2007): *Large Rivers. Geomorphology and Management*, Wiley, 689 pp.
- Guttman, N.B., (1999): Accepting the standardized precipitation index: a calculation algorithm, *Journal of the American Water Resources Association* 35, 311-322.

H

- Hannaford, J., Marsh, T., (2006): An assessment of trends in UK runoff and low flows using a network of undisturbed catchments. *Int. J. Climatol.* 26, 1237–1253.
- Hannaford, J., Lloyd-Hughes, B., Keef, 681 C., Parry, S., Prudhomme, C., (2011): Examining the large-scale spatial coherence of European drought using regional indicators of precipitation and streamflow deficit. *Hydrological Processes* 25, 1146-1162.
- Hatzaki, M., Flocas, H.A., Asimakopoulos, D.N., Maheras, P. (2007): The eastern Mediterranean teleconnection pattern: identification and definition, *International Journal of Climatology* 27, 727–737.
- Hatzaki, M., Flocas, H.A., Giannacopoulos, C., Maheras, P., (2009): The Impact of the Eastern Mediterranean Teleconnection Pattern on the Mediterranean Climate, *Journal of Climate*, DOI: 10.1175/2008JCLI2519.1.
- Heddinghaus, T. R. and P. Sabol, (1991): A review of the Palmer Drought Severity Index and where do we go from here? In: *Proc. 7th Conf. on Applied Climatology*, September 10-13, 1991. American Meteorological Society, Boston, pp. 242-246.
- Heim, R.R., (2002): A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society* 83, 1149–1165.
- Hertig, E. and Seubert, S. and Jacobeit, J., (2010): Temperature extremes in the Mediterranean area: trends in the past and assessments for the future, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 2039-2050.
- Hewitt, K., (1997): *Regions at Risk: A Geographical Introduction to Disasters*, Addison-Wesley Longman, UK.

- Hidalgo-Muñoz, J.M., Argüeso, D., Gámiz-Fortis, S.R., Esteban-Parra, M.J., Castro-Díez, Y., (2011): Trends of extreme precipitation and associated synoptic patterns over the southern Iberian Peninsula, *Journal of Hydrology* 409, 497-511.
- Hill, J., Stellmes, M., Udelhoven, T., Röder, A., Sommer, S., (2008): Mediterranean desertification and land degradation: mapping related land use change syndromes based on satellite observations. *Global and Planetary Change* 64, 146–157.
- 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.
- Hosking, J.R.M., (1990): L-Moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics, *Journal of Royal Statistical Society B*, 52: 105-124.
- Hu, Q., Willson, G.D., (2000): Effect of temperature anomalies on the Palmer drought severity index in the central United States. *International Journal of Climatology* 20, 1899–1911.
- Hurrell, J. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science* 269, 676-679.
- Hurrell, J.W., Van Loon, H., (1997): Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Change* 36, 301–326.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M. (2003): An overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact*, *Geophysical Monograph*, Amer. Geophys. Union 134, 1-36.
- Hyvarinen, V., (2003): Trends and characteristics of hydrological time series in Finland. *Nord. Hydrol.* 34, 71–90.

I

Ibañez, C., y Prat, N., (2003): The environmental impact of the Spanish national hydrological plan on the lower Ebro river and delta, *Water Resources Development* 19, 485-500.

Iglesias, A., Minguez, M.I., (1997): Modelling crop-climate interactions in Spain, vulnerability and adaptation of different agricultural systems to climate change. *Mitig. Adapt. Strat. Glob. Change* 1, 273–288.

Iglesias, A., Garrote, L., Flores, F., Moneo, M. (2007): Challenges to manage the risk of water scarcity and climate change in the Mediterranean, *Water Resources Management* 21, 775-788.

Isaaks, E. H. y Srivastava, R.M., (1989): *An introduction to Applied Geostatistics*, Oxford University Press, 561 pp.

J

Jiang, Y., Zhou, C., Cheng, W., (2007): Streamflow trends and hydrological response to climatic change in Tarim headwater basin. *J. Geog. Sci.* 17, 51–61.

Johnston, C.A., Shmagin, B.A., (2008): Regionalization, seasonality, and trends of streamflow in the US Great Lakes Basin, *Journal of Hydrology* 362, 69– 88.

Jolliffe, I.T., (1990): *Principal component analysis: a beginner's guide. Part I: Introduction and application.* *Weather* 45, 375-382.

Jones, P.D., Hulme, M., (1996): Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: methods and illustrations. *International Journal of Climatology* 16, 361–377.

Jones, P.D., Jónsson, T., Wheeler, D.(1997): Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland, *International Journal of Climatology* 17, 1433-1450.

Jones, P.D., Moberg, A., (2003): Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *Journal of Climate* 16, 206–223.

K

Kahya, E., Kalayci, S., (2004): Trend analysis of streamflow in Turkey. *J. Hydrol.* 289, 128–144.

Kahya, E., Kalayci, S., Piechota, T.C., (2008): Streamflow regionalization: case study of Turkey, *Journal of Hydrologic Engineering* 13, 205-214.

Kalayci, S. & Kahya, E. (2006): Assessment of streamflow variability modes in Turkey: 1964 – 1994, *Journal of Hydrology* 324, 163-177.

Karabörk, M.C., Kahya, E., Karaca, M. (2005): The influences of the Southern and North Atlantic Oscillations on climatic surface variables in Turkey, *Hydrological Processes* 19, 1185–1211.

Karl. T.R., Quinlan, F. and Ezell, D.D., (1987): Drought termination and amelioration: its climatological probability. *Journal of Climate and Applied Meteorology.* 26: 1198-1209.

Kendall, M. (1938): A New Measure of Rank Correlation, *Biometrika* 30, 81–89.

Khan, S., Gabriel, H.F., Rana, T., (2008): Standard precipitation index to track drought and assess impact of rainfall on watertables in irrigation areas. *Irrigation and Drainage Systems* 22, 159–177.

Kingston, D.G., McGregor, G.R., Hannah, D.M., Lawler, D.M. (2006a): River flow teleconnections across the northern North Atlantic region, *Geophysical Research Letters* 33, 1-5.

Kingston, D.G., Lawler, D.M., McGregor, G.R. (2006b): Linkages between atmospheric circulation, climate and river flow in the northern North Atlantic: research prospects, *Progress in Physical Geography* 30, 143–174.

Kroll, C.N., Vogel, R.M., (2002): Probability distribution of low streamflow series in the United States, *Journal of Hydrologic Engineering* 7, 137-146.

Küçük, M., Kahya, E., Cengiz, T.M., Karaca, M. (2009): North Atlantic Oscillation influences on Turkish lake levels, *Hydrological Processes* 23, 893–906.

Kundzewicz, Z.W. y Robson, A.J., (2000): Detecting trend and other changes in hydrological data, *World Climate Programme-Data monitoring*, World Meteorological Organization, Ginebra.

Kundzewicz, Z.W., (2004): Searching for change in hydrological data, *Hydrological Sciences Journal* 49, 3-6.

L

Labat, D., Godd ris, Y., Probst, J.L., Guyot, J.L., (2004): Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Advances in Water Resources* 27, 631–642.

- Lasanta, T., Vicente-Serrano, S.M., Cuadrat-Prats, J.M., (2005): Mountain Mediterranean landscape evolution caused by the abandonment of traditional primary activities: a study of the Spanish Central Pyrenees, *Applied Geography* 25, 47-65.
- Lasanta, T., Arnáez, J., Errea, M.P., Ortigosa, L., Ruiz-Flaño, P., (2009): Mountain pastures, environmental degradation and landscape remediation, the example of a Mediterranean Policy initiative. *Applied Geography* 29, 308–319
- Lavers, D., Prudhome, C., Hannah, D.M. (2010): Large-scale climatic influences on precipitation and discharge for a British river basin, *Hydrological Processes*, DOI: 10.1002/hyp.7668.
- Lespinas, F., Ludwig, W., Heussner, S., (2010): Impact of recent climate change on the hydrology of coastal Mediterranean rivers in Southern France. *Clim. Change* 99, 425–456.
- Lettenmaier, D.P., Wallis, J.R., (1994): Hydro-climatological trends in the continental United States, 1948–1988. *J. Clim.* 7, 586–607.
- Liang, S., Ge, S., Wan, L., Zhang, J., (2010): Can climate change cause the Yellow river to dry up?, *Water Resources Research* 46, W02505. doi: 10.1029/2009WR007971
- Lindstrom, G., Bergstrom, S., (2004): Runoff trends in Sweden, 1807–2002. *J. Hydrol. Sci.* 49, 69–83.
- Lins, H.F., Slack, J.R., (1999): Streamflow trends in the United States. *Geophys. Res. Lett.* 26, 227–230.
- Lionello, P., (ed.) (2012): *The Climate of the Mediterranean Region - From the Past to the Future*, Elsevier, 590pp.
- Liquete, C., Arnau, P., Canals, M., Colas, S. (2005): Mediterranean river systems of Andalusia, southern Spain, and associated deltas: A source to sink approach. *Marine Geology* 222-223, 471–495.

- Lopez-Bustins, J.-A., Martin-Vide, J., Sanchez-Lorenzo, A., (2008): Iberia winter rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns, *Global and Planetary Change* 63, 171–176.
- López Moreno, J.L. Y García-Ruiz, J.M. (2004): Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *International Journal of Hydrological Sciences* 49 (5), 787-802.
- López-Moreno, J.I., (2005): Recent variations of snowpack depth in the Central Spanish Pyrenees. *Arctic Antarctic Alp. Res.* 37 (2), 253–260.
- 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, W09411, doi:10.1029/2007WR005864.
- López-Moreno, J.I. y Vicente-Serrano, S.M., (2008): Positive and negative phases of the wintertime North Atlantic Oscillation and drought occurrence over Europe: a multi-temporal-scale approach. *Journal of Climate* 21, 1220-1243.
- López-Moreno, J.I., Beguería, S., Vicente-Serrano, S.M., García-Ruiz, J.M., Portela, M., Betamio, A. (2009): Dam effects on droughts magnitude and duration in a transboundary basin: the lower River Tagus, Spain and Portugal, *Water Resources Research* 45, W02405.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Angulo-Martínez, M., Beguería, S., El Kenawy, A., (2010): Trends in daily precipitation on the northeastern Iberian Peninsula, 1955–2006. *Int. J. Climatol.* 30, 1026–1041.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Morán-Tejeda, E., Zabalza, J., Lorenzo-Lacruz, J., García-Ruiz, J.M. (2011): Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the Ebro basin, *Hydrology and Earth System Sciences* 15, 311-322.

López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Zabalza, J., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Azorin-Molina, C., Morán-Tejeda, E., (2012): Hydrological response to the climate variability at different time scales: a study in the Ebro basin, *Journal of Hydrology*, en prensa.

Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., Beguería, S., García-Ruiz, J.M., Cuadrat, J.M., (2010): The impact of droughts and water management on various hydrological systems in the headwaters of the Tagus river (central Spain), *Journal of Hydrology* 386, 13-26.

Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., González-Hidalgo, J.C., Morán-Tejeda, E., (2011): The response of Iberian rivers to the North Atlantic Oscillation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2581-2597.

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.

Lotsch, A., Friedl, M.A., Anderson, B.T., Tucker, C.J., (2003): Coupled vegetation-precipitation variability observed from satellite and climate records. *Geophysical Research Letters* 30, CLM 8-1 - 8-4

Llorens, P., Poch, R., Rabada, D., Gallart, F., (1995): Study of the changes of hydrological processes induced by afforestation in Mediterranean mountainous abandoned fields, *Physics & Chemistry of the Earth* 20, 375- 383.

M

Maheras, P., (1988): Changes in precipitation conditions in the Western Mediterranean over the last century, *Journal of Climatology* 8, 179-189.

Maheshwari, B.L., Walker, K.F., McMahon, T.A., (1995): Effects of regulation on the flow regime of the River Murray, Australia. *Regulated rivers: Research & Management* 10, 15-38.

- Maingi, J.K., y Marsh, S.E., (2002): Quantifying hydrologic impacts following dam construction along the Tana River, Kenia. *Journal of Arid Environments* 50, 53– 79.
- Mann, H. B., y Whitney, D.R., (1947): On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *Ann. Math. Stat.* 18: 50-60.
- Mariotti, A., Struglia, M.V., (2002): The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea, *Journal of Climate* 15, 1674-1690.
- Martínez-Granados, D., Maestre-Valero, J.F., Calatrava, J., Martínez-Alvarez, V., (2011): The economic impact of water evaporation losses from water reservoirs in the Segura basin, SE Spain, *Water Resources Management*, DOI 10.1007/s11269-011-9850-x.
- Martínez-Mena, M., Albaladejo, J., Castillo, V.M. (1998): Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment: Chícamo watershed, SE Spain, *Hydrological Processes* 12, 741-754.
- Martín-Vide, J., (1996): Decálogo de la pluviometría española. En Marzol, V., Dorta, P., y Valladares, P., (ed.), *Clima y agua. La gestión de un recurso climático*, 15-24, Asociación de Geógrafos Españoles, Universidad de La Laguna.
- Martín-Vide, J., Fernández, D. (2001): El índice NAO y la precipitación mensual en la España peninsular, *Investigaciones Geográficas* 26, 41-58.
- Martín-Vide, J., (2011): Estructura fina y patrones espaciales de la precipitación en la España peninsular, *Memorias de la Real Academia de ciencias y artes de Barcelona*, Tercera época, número 1030, Barcelona.

- Martín-Vide, J., López-Bustins, J.A. (2006): The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula, *International Journal of Climatology* 26, 1455–1475.
- Masachs-Alavedra, V. (1945): El régimen de los ríos peninsulares, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 510 pp, Barcelona.
- Mausser, W., Schneider, K., (2009): *Water Resources, Efficient, Sustainable and Equitable Use*. Haus, 190 pp.
- Mavromatis, T., (2007): Drought index evaluation for assessing future wheat production in Greece. *International Journal of Climatology* 27, 911-924.
- Mavromatis, T., Stathis, D., (2010): Response of the water balance in Greece to temperature and precipitation trends. *Theor. Appl. Climatol.*, doi: 10.1007/ s00704-010-0320-9.
- McKee, T.B.N., Doesken, J., Kleist, J., (1993): The relationship of drought frequency and duration to time scales, *Eight Conference on Applied Climatology*, Anaheim.
- McKee, T.B.N., Doesken, J., Kleist, J., (1995): Drought monitoring with multiple time scales. In: *Ninth Conference on Applied Climatology*. American Meteorological Society, Dallas, TX, pp. 233–236.
- McMahon, T.A., Pegram, G.G.S., Vogel, R.M., et al., (2007): Revisiting reservoir storage-yield relationships using a global streamflow database, *Advances in Water Resources* 30: 1858- 1872.
- McMichael, J., (2012): Insights from past millennia into climatic impacts on human health and survival, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 10.1073/pnas.1120177109.

- Mekonnen, M. M. y Hoekstra, A. Y., (2012): The blue water footprint of electricity from hydropower, *Hydrology and Earth System Sciences* 16, 179–187.
- Millet y Prat (1984): Las comunidades de invertebrados a lo largo del Río Llobregat, *Limnética* 1, 222-233.
- Milly, P.C.D., Dunne, K.A., Vecchia, A.V., (2005): Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature* 438, 347–350.
- MIMAM, (1998): Libro Blanco del Agua, 855pp.
- Mimikou, M.A., Baltas, E., Veranou, E., Pantazis, K., (2000): Regional impacts of climate change on water resources quantity and quality indicators, *Journal of Hydrology* 234, 95-109.
- Mishra, A.K. y Singh, V.P., (2010): A review of drought concepts. *Journal of Hydrology* 391, 202-216.
- Mishra, A.K. y Singh, V.P., (2011): Drought modeling - a review. *Journal of Hydrology* 403, 157-175.
- Mitchell, T.D. y Jones, P. D., (2005): An improved method of construction a database of monthly climate observations and associated highresolution grids. *International Journal of Climatology* 25: 693–712.
- Montaseri, M.Y. y Adeloeye, A.J., (2004): A graphical rule for volumetric evaporation loss correction in reservoir capacity-yield-performance planning in Urmia region, Irán. *Water Resources Management* 18, 55–74.
- Moral, F.J., (2010): Comparison of different geostatistical approaches to map climate variables: application to precipitation, *International Journal of Climatology* 30, 620-631.
- Morán-Tejeda, E., López-Moreno, J.I., Ceballos-Barbancho, A., Vicente-Serrano, S.M., (2010a): River regimes and recent hydrological changes in the Duero basin Spain. *J. Hydrol.* 404, 241–258.

Morán-Tejeda, E., Ceballos-Barbancho, A., Llorente-Pinto, J.M., (2010b): Hydrological response of Mediterranean headwaters to climate oscillations and land-cover changes, The mountains of Duero River basin Central Spain. *Global Planet. Change* 72, 39–49.

Morán-Tejeda, E., López-Moreno, I., Ceballos-Barbancho, A., Vicente-Serrano, S.M. (2011): Evaluating Duero's basin (Spain) response to the NAO phases: spatial and seasonal variability, *Hydrological Processes* 25 (8), 1313–1326.

Morán-Tejeda, E., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Lorenzo-Lacruz, J., Ceballos-Barbancho, A., (2012): The contrasted evolution of high and low flows and precipitation indices in the Duero basin (Spain), *Hydrological Sciences Journal*, DOI:10.1080/02626667.2012.673722.

Mourato, S., Moreira, M., Corte-Real, J., (2010): Interannual variability of precipitation distribution patterns in Southern Portugal. *International Journal of Climatology* 30, 1784–1794.

Mudelsee, M., (2007): Long memory of rivers from spatial aggregation, *Water Resources Research* 43, W01202, doi:10.1029/2006WR005721

Muñoz-Díaz, D. y Rodrigo, F.S. (2004): Impacts of the North Atlantic Oscillation on the probability of dry and wet winters in Spain, *Climate Research* 27, 33-43.

N

Nalbantis, I. y Tsakiris, G., (2009): Assessment of hydrological drought revisited, *Water Resources Management* 23, 881-897.

Nicholls, N., (2004): The changing nature of Australian droughts. *Climatic Change* 63, 323–326.

O

Obasi, G.O.P., (1994): WMO's role in the International Decade for natural disaster reduction, *Bulletin of the American Meteorological Society* 75 (9), 1655-1661.

Osborn, T.J., Brifa, K.R., Tett, S.F.B., Jones, P.D., Trigo, R.M. (1999). Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model, *Climate Dynamics* 15, 685-702

Osborn, T.J. (2004): Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing, *Climate Dynamics* 22, 605-623.

P

Palmer, W.C., (1965): Meteorologic Drought. US Department of Commerce, Weather Bureau, Research Paper No. 45, p. 58.

Pandey, R.P., Ramasastri, K.S., (2001): Relationship between the common climatic parameters and average drought frequency. *Hydrological Processes* 15, 1019– 1032.

Pandey, R.P., Mishra, S.K., Singh, R., Ramasastri, K.S., (2008): Streamflow Drought Severity Analysis of Betwa River System (India). *Water Resources Management* 22, 1127-1141.

Parry, M., Parry, C., Livermore, M. (eds.) (2000): Valoración de los efectos potenciales del Cambio Climático en Europa (Informe ACACIA de la Comisión Europea, Resumen y Conclusiones). Universidad de Castilla-La Mancha-Iberdrola, 29pp.

- Pasho, E., Camarero, J.J., de Luis, M., Vicente-Serrano, S.M. (2011): Impacts of drought at different time scales on forest growth across a wide climatic gradient in north-eastern Spain, *Agricultural and Forest Meteorology*. 151: 1800-1811.
- Pekarova, P., Pekar, J. (2004): Teleconnections of AO, NAO, SO and QBO with the interannual streamflow fluctuation in the Hron Basin, *J.Hydrol.Hydromechanics* 52, 279-290.
- Peña-Angulo D., (2010): Aplicación de diferentes métodos de interpolación a los mapas de precipitación estacional y anual de España. Trabajo fin de Máster en el Máster Universitario en Tecnologías de la información geográfica para la ordenación del territorio: Sistemas de Información Geográfica y teledetección.
- Peters, D.L., Prowse, T., (2001): Regulation effects on the lower Peace river, Canada. *Hydrological Processes* 15, 3181-3194.
- Peters, E., Torfs, P. J. J. F., van Lanen, H. A. J., Bier, G., (2003): Propagation of drought through groundwater—a new approach using linear reservoir theory, *Hydrological Processes* 17, 3023–3040.
- Peters, E., van Lanen, H.A.J., Torfs, P.J.J.F., Bier, G., (2005): Drought in groundwater drought distribution and performance indicators. *Journal of Hydrology* 306, 302–317.
- Peterson, C., Easterling, D., (1994): Creation of homogeneous composite climatological reference series, *International Journal of Climatology* 14, 671-679.
- Peterson, T., Easterling, D., Karl, T., (1998): Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. *International Journal of Climatology* 18, 1493–1517.
- Peterson, H.M., Nieber, J.L., Kanivetsky, R., (2011): Hydrologic regionalization to assess anthropogenic changes, *Journal of Hydrology* 408, 212-225.

Petrone, K.C., Hugh, J.D., Van Niel, T.G., Silberstein, R.P., (2010): Streamflow decline in southwestern Australia, 1950–2008. *Geophys. Res. Lett.* 37, doi: 10.1029/2010GL043102.

Phillips, I.D., McGregor, G.R., Wilson, C.J., Bower, D., Hannah, D.M. (2003): Regional climate and atmospheric circulation controls on the discharge of two British rivers, 1974–97, *Theoretical and Applied Climatology* 76, 141-164.

Polemio, M. y Casarano, D., (2008): Climate change. Drought and groundwater availability in southern Italy. *Geological Society Special Publication* 288, 39–51.

Post, D.A. y Jakeman, A.J., (1996): Relationships between catchment attributes and hydrological response characteristics in small Australian mountain ash catchments. *Hydrological Processes* 10, 877-892.

Potop, V. (2011): Evolution of drought severity and its impact on corn in the Republic of Moldova, *Theoretical and Applied Climatology* 105: 469-483.

Pozo-Vázquez, Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S., Castro-Díez, Y., (2000): An analysis of the variability of the North Atlantic Oscillation in the time and the frequency domains, *International Journal of Climatolog* 20, 1675–1692.

Preisendorfer, R.W., (1988): *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier, New York, 425 pp.

Q

Quintana-Seguí, P., Habets, F., Martin, E., (2011): Comparison of past and future Mediterranean high and low extremes of precipitation and river flow projected using different statistical downscaling methods, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11, 1411-1432.

Quiring, S.M. (2009): Developing objective operational definitions for monitoring drought, *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48: 1217-1229

Quiring, S.M. y Ganesh, S. (2010): Evaluating the utility of the Vegetation Condition Index (VCI) for monitoring meteorological drought in Texas, *Agricultural and Forest Meteorology* 150: 330-339

R

Raisanen, J., (2007): How reliable are climate models?, *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 59, 2–29.

Ramos-Calzado, P., Gómez-Camacho, J., Pérez-Bernal, F., Pita-López, M.F., (2008): A novel approach to precipitation series completion in climatological datasets: application to Andalusia, *International Journal of Climatology* 28, 1525-1534.

Rico-Amorós, A.M., (2004): Sequías y abastecimientos de agua potable en España, *Boletín de la AGE* 37, 137-181.

Rimbu, N., Boroneant, C., Buta, C., Dima, M. (2002): Decadal variability of the Danube river flow in the lower basin and its relation with the North Atlantic Oscillation, *International Journal of Climatology* 22, 1169–1179.

Ritcher, B.D., Baumgartner, J.V., Braun, D.P., (1997): How much water does a river need?, *Freshwater Biology* 37, 231–249.

Rodrigo, F.S. y Trigo, M., (2007): Trends in daily rainfall in the Iberian Peninsula from 1951 to 2002. *Int. J. Climatol.* 27, 513–529.

- Rodríguez-Puebla, C., Encinas, A.H., Nieto, S., Garmendia, J. (1998): Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula, *International Journal of Climatology*, 18: 299–316.
- Rodríguez-Puebla, C. y Nieto, S. (2010): Trends of precipitation over the Iberian Peninsula and the North Atlantic Oscillation under climate change conditions, *International Journal of Climatology* 30, 1807–1815.
- Rodwell, M.J., Rowell, D.P., Folland, C.K., (2002): Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate, *Nature* 398, 320-323.
- Roundsevell, M.D.A., Ewert, F., Reginster, I., Leemans, R., Carter, T.R., (2005): Future scenarios of European agricultural land use II. Projecting changes in cropland and grassland, *Agriculture, Ecosystems and Environment* 107, 117-135.
- Roundsevell, M.D.A., Reginster, I., Araújo, M.B., Carter, T.R., Dendoncker, N., Ewert, F., House, J.I., Kankaanpää, Leemans, R., Metzger, M.J., Schmit, C., Smith, P., Tuck, G., (2006): A coherent set of future land use change scenarios for Europe, *Agriculture, Ecosystems and Environment* 114, 57-68.
- Rowell, P.D., (2005): A scenario of European climate change for the late 21st century: seasonal means and interannual variability, *Climate Dynamics* 25, 837-849.
- Ruiz-Ramos, M., Sánchez, E., Gallardo, C., Mínguez, M.I., (2011): Impacts of projected maximum temperature extremes for C21 by an ensemble of regional climate models on cereal cropping systems in the Iberian Peninsula, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11, 3275-3291.

S

- Sanz-Elorza, M., Dana, E.D., González, A., Sobrino, E., (2003): Changes in the high-mountain vegetation of the central Iberian Peninsula as a probable sign of global warming. *Annals of Botany* 92, 273–280.
- Saura, J. (2007): El papel de los organismos de cuenca en las sequías. En *La sequía en España. Directrices para minimizar su impacto*. MIMAM. Madrid: 21-34.
- Shen, Z.Y., Chen, L. y Chen, T., (2012): Analysis of parameter uncertainty in hydrological and sediment modeling using GLUE method: a case study of SWAT model applied to Three Gorges Reservoir Region, China. *Hydrology and Earth System Sciences* 16, 121-132.
- Shorthouse, C.A. y Arnell, N.W. (1997): Spatial and temporal variability in European river flows and the North Atlantic oscillation. In: (Ed.), *FRIEND 97: Regional Hydrology - Concepts and models for sustainable water management*, IAHS.
- Shukla, S. y Wood, A.W., (2008): Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought, *Geophysical Research Letters* 35, doi:10.1029/2007GL032487.
- Siegel, S. y Castelan, N.J., (1988): *Nonparametric Statistics for the Behavioral Sciences*. McGraw-Hill, New York.
- Sims, A.P., D.S. Nigoyi., S. Raman, (2002): Adopting indices for estimating soil moisture: A North Carolina case study. *Geophysical Research Letters*, 29, 1183, doi:10.1029/2001GL013343.
- Skøien, J.O., Blösch, G., Western, A.W., (2003): Characteristic space scales and timescales in hydrology. *Water Resources Research* 39, 1304. doi:10.1029/2002WR001736.

- Sluiter, R., De Jong, M., (2007): Spatial patterns of Mediterranean land abandonment and related land cover transition, *Landscape Ecology* 22, 559–576.
- Soulsby, C., Tetzlaff, D., Hrachowitz, M. (2010): Are transit times useful process-based tools for flow prediction and classification in ungauged basins in montane regions?, *Hydrological Processes* 24, 1685–1696.
- Stahl, K., y Demuth, S., (1999): Linking streamflow drought to the occurrence of atmospheric circulation patterns, *Hydrological Sciences Journal* 44, 467-482.
- Stahl, K., (2001): Hydrological drought. A study across Europe, Phd thesis, Freiburg University.
- Stahl, K., Hisdal, H., Hannaford, J., Tallaksen, L.M., van Lanen, H.A.J., Sauquet, E., Demuth, S., Fendekova, M., Jódar, J., (2010). Streamflow trends in Europe, evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 2367–2382.
- Stahl, K. and Tallaksen, L. M. and Hannaford, J. and van Lanen, H. A. J., (2012): Filling the white space on maps of European runoff trends: estimates from a multi-model ensemble, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 9, 2005-2032.
- Stepánek, P., (2008a): AnClim – software for time series analysis (for Windows 95/NT), Department of Geography, Faculty of Natural Sciences, MU, Brno, 1.47 B.
- Stepánek, P., (2008b): ProClimDB – Software for Processing Climatological Datasets. CHMI, Regional office: Brno.
- Stigler, S. M., (1989): Francis Galton's Account of the Invention of Correlation, *Statistical Science* 4 (2), 73–79.

Syed, T.H., Famiglietti, J.S., Rodell, M., Chen, J., Wilson, C.R., (2008): Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. *Water Resources Research* 44, W02433. doi:10.1029/2006WR005779.

Szalai, S., Szinell, C.S., Zoboki, J., (2000): Drought monitoring in Hungary. In: *Early Warning Systems for Drought Preparedness and Drought Management*, World Meteorological Organization, Lisbon, pp. 182–199.

T

Tague, C., McMichael, C., Hope, A., Choate, J. y Clark R., (2004): Application of the RHRESSys model to a California semiarid shrubland watershed. *Journal of the American Water Resources Association*. N° 02137, 575:589.

Tallaksen, L.M., Madsen, H., Clausen, B., (1997): On the definition and modelling of streamflow drought duration and deficit volumen, *Hydrological Sciences Journal*, 43, 15-33.

Tallaksen, L.M., y Van Lanen, H.A.J., (eds.) (2004): *Hydrological drought: Processes and estimation methods for streamflow and groundwater*, Elsevier, 525pp.

Tallaksen, L.M., Hisdal, H., Van Lanen, H.A.J., (2009): Space–time modelling of catchment scale drought characteristics, *Journal of Hydrology* 375, 363-372.

Tallaksen, L., Stahl, K., Gudmundsson, L., (2012): Drought and Low Flow in Europe: Observations and Multi-model simulations, keynote presentation at the CILFAD Symposium on climate impacts on low flows and droughts, Vienna.

Thornwaite, C.W., (1948): An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review* 38, 55-94.

Timilsena, J., Piechota, T.C., Hidalgo, H., Tootle, G., (2007): Five hundred years of hydrological drought in the upper Colorado river basin. *Journal of the American Water Resources Association* 47, 798-812.

Tockner, K., Robinson, C.T., Uehlinger, U., (eds.)(2009): *Rivers of Europe*, Academic Press, Elsevier, Amsterdam.

Trigo, R.M., Osborn, T.J., Corte-Real, J.M. (2002): The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms, *Climate Research* 20, 9-17.

Trigo, R.M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T.J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., Esteban- Parra, M.J., (2004): North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.* 24, 925–944.

Trigo, R.M., (2008): Quantifying the Impact of the North Atlantic Oscillation on Western Iberia, in *geoENV VI – Geostatistics for Environmental Applications*, 235–246.

U

Ulbrich, U., Christoph, M., Pinto, J., Corte-Real, J. (1999): Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity, *International Journal of Climatology* 19, 379–390.

United Nations (2008): Review of implementation of Agenda 21 and the Johannesburg Plan of Implementation: drought. Commission on Sustainable Development, Report of the Secretary General.

UN Secretariat General, (1994): United Nations Convention to Combat Drought and Desertification in Countries Experiencing Serious Droughts and/or Desertification, Particularly in Africa, Paris.

Uvo, C. (2003): Analysis and regionalization of northern European winter precipitation based on its relationship with the North Atlantic Oscillation, *International Journal of Climatology* 23, 1185-1194.

V

Van der Schrier, G., Briffa, K.R., Jones, P.D., Osborn, T.J., (2006): Summer moisture variability across Europe. *Journal of Climate* 19, 2818–2834.

van Loon, A.F., van Lanen, H.A.J., Hisdal H., Tallaksen L.M., Fendeková, M., Oosterwijk, J., Horvát, O. & Machlica, A., (2010): Understanding hydrological winter drought in Europe. IAHS Publ. 340, Wallingford, UK.

Van Mantgem, P.G., y Stephenson, N.L., (2007): Apparent climatically induced increase of tree mortality rates in a temperate forest, *Ecology Letters* 10, 909-916.

Vasiliades, L., Loukas, A., (2009): Hydrological response to meteorological drought using the Palmer drought indices in Thessaly, Greece. *Desalination* 237, 3–21.

Vergni, L., Todisco, F. (2011): Spatio-temporal variability of precipitation, temperature and agricultural drought indices in Central Italy. *Agricultural and Forest Meteorology* 151: 301-313.

- Vicente-Serrano, S.M., Lasanta, T., Romo, A., (2004): Analysis of the spatial and temporal evolution of vegetation cover in the Spanish Central Pyrenees, the role of human management. *Environ. Manage.* 346, 802–818.
- Vicente-Serrano, S.M. y López-Moreno, J.I., (2005): Hydrological response to different time scales of climatological drought: an evaluation of the Standardized Precipitation Index in a mountainous Mediterranean basin, *Hydrology and Earth System Sciences* 9, 523-533.
- Vicente-Serrano, S.M. (2006a): Spatial and temporal analysis of droughts in the Iberian Peninsula (1910-2000), *Hydrological Sciences Journal* 51, 83-97.
- Vicente-Serrano, S.M., (2006b): Differences in spatial patterns of drought on different time scales: An analysis of the Iberian Peninsula, *Water Resources Management* 20, 37-60
- Vicente-Serrano, S.M. y Cuadrat, J.M. (2007): North Atlantic Oscillation control of droughts in Northeast of Spain: evaluation since A.D. 1600. *Climate Change* 85: 357-379.
- Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I. (2008): Differences in the non-stationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation under different scenarios of greenhouse gas concentrations, *Geophysical Research Letters* 35, 1-6.
- Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., (2010a): A multi-scalar drought index sensitive to global warming: the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index-SPEI, *Journal of Climate* 23(7), 1696-1718.
- Vicente-Serrano, S. M., Lasanta, T., Gracia, C., (2010b): Aridification determines changes of leaf activity in *Pinus halepensis* forest under semiarid Mediterranean climatic conditions, *Agricultural and Forest Meteorology* 150, 614-628.

- Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., Drumond, A., Gimeno, L., Nieto, R., Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Beguería, S., Zabalza, J. (2011a): Effects of warming processes on droughts and water resources in the NW Iberian Peninsula (1930–2006), *Climate Research* 48, 203–212.
- Vicente-Serrano, S.M., Trigo, R.M., López-Moreno, J.I., Liberato, M.L.R., Lorenzo-Lacruz, J., Beguería, S., Morán-Tejeda, E., El Kenawy, A., (2011b): The 2010 extreme winter North Atlantic Oscillation in Iberian precipitation: anomalies, driving mechanisms and future projections, *Climate Research* 46, 51-65.
- Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., Gimeno, L., Nieto, R., Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Beguería, S., Azorin-Molina, C., (2011c): A multiscale global evaluation of the impact of ENSO on droughts, *Journal of Geophysical Research* 16, D20109, doi:10.1029/2011JD016039.
- Vicente-Serrano, S.M., y Trigo, R.M. (eds.) (2011): Hydrological, socioeconomic and ecological impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean region (Advances in Global Change Research), Springer, 236pp.
- Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Azorín-Molina, C., Morán-Tejeda, E., (2012): Accurate computation of a streamflow drought index, *Journal of Hydrologic Engineering* 17, 318-332.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Habets, F., Soubeyroux, J.-M., Blanchard, M., Baillon, M., (2010): Multilevel and multiscale drought reanalysis over France with the Safran-Isba-Modcou hydrometeorological suite, *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 459-478.
- Visbeck, M.H., Hurrell, J.W., Polvani, L., Cullen, H.M., (2001): The North Atlantic Oscillation: Past, present and future. *PNAS* 98 (23), 12877.
- Voss, R., May, W., Roeckner, E., (2002): Enhanced resolution modeling study on anthropogenic climate change: changes in extremes of the hydrological cycle. *Int. J. Climatol.* 22, 755–777.

W

- Watson, R.T., Zinyowera, M.C., Moss, R.H. (Eds.) (1997): *The Regional Impacts of Climate Change – An Assessment of Vulnerability*, IPCC Special Report, Summary for Policymakers. Intergovernmental Panel of Climate Change, ISBN:92-9169-110-0.
- Wells, N., S. Goddard, and M.J. Hayes, (2004): A self-calibrating Palmer Drought Severity Index. *Journal of Climate* 17, 2335-2351.
- White, D., Richman, H., and Yarnal, B., (1991): Climate regionalization and rotation of principal components. *International Journal of Climatology* 11, 1–25.
- Wilby, R., (2001): Seasonal forecasting of river flows in the British Isles Using North Atlantic pressure patterns, *Water Environ. J.* 15, 56–63.
- Wilcoxon, F. 1945. Individual comparisons by ranking methods, *Biometrics* 1, 80-83.
- Wilhite, D.A., Glantz, M.H., (1985): Understanding the drought phenomenon: the role of definitions, *Water International* 10, 111–120.
- Wilhite, D.A., (2000): *Drought: A Global Assessment*, Vols. 1 and 2. Routledge, New York, 89-104, 1 and 2, Routledge, New York, pp. 129–448.
- Wilhite, D.A., (2005): *Drought and water crises. Science, technology, and management issues*. Taylor & Francis, 406pp.
- Wilhite, D.A., Svoboda, M.D., Hayes, M.J., (2007): Understanding the complex impacts of drought: A key to enhancing drought mitigation and preparedness. *Water Resources Management* 21, 763-774.

Wolf, A.T., (1998): Conflict and cooperation along international waterways, *Water Policy* 1, 251-265.

World Meteorological Organization (WMO) (1986): Report on Drought and Countries Affected by Drought During 1974–1985, WMO, Ginebra, 118pp.

Worsley, K.J., (1979): On the likelihood ratio test for a shift in location of normal populations, *Journal of the American Statistical Association* 74, 365-367.

X

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.

Xu, K., Milliman, J.D., Xu, H., (2010): Temporal trend of precipitation and runoff in major Chinese Rivers since 1951. *Global Planet. Change* 73, 219–232.

Y

Yevjevich, V., (1967): An objective approach to definition and investigation of continental hydrological droughts. Hydrology Paper No.23, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, USA.

Younos, T. (Ed.), (2001): Advances in water monitoring research. Water Resources Publications, 231 pp.

Yue, S. y Pilon, P., (2004): A comparison of the power of the t test, Mann-Kendall and bootstrap test for trend detection, *Hydrological Sciences Journal* 1, 21-37.

Yue, S. y Wang, C.Y., (2004): Possible regional probability distribution type of Canadian annual streamflow by L-moments, *Water Resources Management* 18, 425-438.

Z

Zaidman, M.D., Rees, H.G., and Young, A.R., (2001): Spatio-temporal development of streamflow droughts in north-west Europe, *Hydrology and Earth System Sciences* 5, 733-751.

Zhai, J., Su, B., Krysanova, V., Vetter, T., Gao, C., Jiang, T. (2010): Spatial variation and trends in PDSI and SPI indices and their relation to streamflow in 10 large regions of China, *Journal of Climate* 23, 649-663.

Zhang, A., C. Zhang, G. Fu, B. Wang, Z Bao y H. Zheng, (2012): Assessments of impacts of climate change and human activities on runoff with SWAT for the Huifa River basin, northeast China, *Water Resources Management*, [10.1007/s11269-012-0010-8](https://doi.org/10.1007/s11269-012-0010-8).

Zorita, E., Kharin, V., Von Storch, H., (1992): The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: Their interaction and relevance for Iberian precipitation, *Journal of Climate* 5, 1097-1108.

