

Facultade de Ciencias

Universidade de Vigo

GRADO EN CIENCIAS AMBIENTALES

**EVOLUCIÓN HISTÓRICA Y PROYECCIONES
FUTURAS DE LAS CONDICIONES SECAS EN LA
CUENCA DEL EBRO: UN SOPORTE PARA LA
GESTIÓN AMBIENTAL**

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS

Autor

Felipe Vence Sánchez

Tutores

Rogert Sorí Gómez
Milica Stojanovic

julio de 2026



Environmental Physics Laboratory
EPhysLab

Dr. Rogert Sorí Gómez y Dra. Milica Stojanovic, investigadores del área de Física de la Tierra, del Departamento de Física Aplicada, de la Universidad de Vigo, INFORMAN: Que el trabajo titulado *“EVOLUCIÓN HISTÓRICA Y PROYECCIONES FUTURAS DE LAS CONDICIONES SECAS EN LA CUENCA DEL EBRO: UN SOPORTE PARA LA GESTIÓN AMBIENTAL”*, presentado por Don. Felipe Vence Sánchez, fue realizado bajo nuestra dirección y autorizamos su presentación como Trabajo de Fin de Grado del Grado de Ciencias Ambientales al considerarlo apto para su defensa.

SORI GOMEZ
ROGERT -
55149807Q

Firmado digitalmente
por SORI GOMEZ
ROGERT - 55149807Q
Fecha: 2026.07.18
12:11:56 +02'00'

STOJANOVIC
--- MILICA -
Y4221805P

Firmado digitalmente
por STOJANOVIC ---
MILICA - Y4221805P
Fecha: 2026.07.18
12:24:49 +02'00'

Resumen

La cuenca del Ebro, considerada como un área crítica por los efectos del cambio climático en la región mediterránea, se encuentra cada vez más expuesta a la intensificación de las sequías. En este trabajo se evalúan las condiciones de sequía históricas (1979-2025) y futuras (2040-2100) en la cuenca del Ebro a partir de datos Multi-Source Weather (MSWX) y valores promedio de salidas con sesgo corregido de 5 modelos pertenecientes al Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados, Fase 6 (conocido por sus siglas como CMIP6) bajo los escenarios de emisiones SSP2-4.5 y SSP5-8.5. La corrección de sesgo se realizó mediante la técnica de quantile mapping (QM) y la evapotranspiración potencial se calculó mediante el método de Hargreaves modificado (Droogers & Allen, 2002). Las condiciones secas se caracterizaron mediante el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) y el Índice Estandarizado de Precipitación- Evapotranspiración (SPEI) a escalas temporales de 3 y 12 meses, empleando distintos periodos de referencia. El análisis histórico revela una tendencia hacia condiciones más secas que no se explica por una reducción de la precipitación, esencialmente estacionaria durante el periodo, sino debido al incremento sostenido tanto de las temperaturas máximas ($0.57\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{década}^{-1}$) como de las mínimas ($0.39\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{década}^{-1}$) y de la demanda evaporativa atmosférica (DEA). Esta divergencia entre ambos índices constituye el resultado central del análisis histórico, el SPEI-12 muestra una sequedad de $-0.207\text{ unidades}\cdot\text{década}^{-1}$ que sitúa a la cuenca entre las regiones de mayor desecación del sur de Europa, mientras que el SPI permanece prácticamente estable. Las proyecciones futuras anticipan una doble presión debido al descenso simulado de las precipitaciones y a un aumento de las temperaturas, que agrava la severidad de las condiciones secas, con una magnitud fuertemente dependiente de la trayectoria de emisiones. Bajo SSP5-8.5, el ritmo de calentamiento alcanza $0.86\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{década}^{-1}$ (frente a los $0.57\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{década}^{-1}$ del periodo histórico), la precipitación se reduce cerca de un 20 % y durante las tres últimas décadas del siglo las condiciones secas prevalecen (SPEI-12: $-0.330\text{ unidades}\cdot\text{década}^{-1}$), mientras que SSP2-4.5 proyecta episodios secos más intermitentes, alternados con fases más húmedas, aunque también significativos (SPEI-12: $-0.087\text{ unidades}\cdot\text{década}^{-1}$). En todos los escenarios y escalas analizadas, el SPEI registra una desecación más intensa que el SPI, lo que subraya el papel creciente de la demanda evaporativa, confirmado además mediante el cálculo de risk ratios de ocurrencia de sequía por tramos de anomalía térmica. La validación previa del conjunto multimodelo, capaz de reproducir con elevada fidelidad el ciclo anual y la variabilidad estacional observados, respalda la solidez de estas proyecciones. En conjunto, los resultados ofrecen una caracterización de la dinámica de la sequía en la cuenca del Ebro, con

implicaciones directas para la gestión de los recursos hídricos, la planificación agrícola y la conservación de los ecosistemas, y subrayan la necesidad de adaptar estrategias de adaptación ante un clima futuro más cálido y seco.

Índice

1. Introducción	1
1.1 La sequía como fenómeno complejo: definición, tipología y escalas temporales	1
1.2 La Península Ibérica y la cuenca del Ebro como hotspot climático	2
1.3 Estructura del trabajo.....	4
2. Objetivos	4
2.1 Objetivo general	4
2.2 Objetivos específicos.....	4
3. Área de Estudio	5
4. Metodología y datos	9
4.1 Datos	9
4.1.1 Datos históricos: MSWX Past.....	9
4.1.2 Proyecciones climáticas futuras: NEX-GDDP-CMIP6	10
4.1.3 Horizontes temporales y periodo de referencia común	11
4.2 Métodos	12
4.2.1 Preprocesamiento de datos	13
4.2.2 Corrección de sesgo de los modelos climáticos.....	14
4.2.3 Cálculo del Índice de Precipitación Estandarizado (SPI)	15
4.2.4 Cálculo del Índice de Precipitación-Evapotranspiración Estandarizado (SPEI).....	17
4.2.5 Análisis de tendencias: test de Mann-Kendall y pendiente de Sen.....	19
4.2.6 Comparación entre periodos histórico y futuro.....	21
4.2.7 Software empleado.....	22
5. Resultados y Discusión	23
5.1 Climatología de la cuenca del Ebro (1979-2025)	23
5.1.1 Distribución espacial de las variables climáticas	23
5.1.2 Climatología estacional.....	24
5.1.3 Tendencias observadas en el periodo 1979-2025.....	27
5.2 Validación de los modelos NEX-GDDP-CMIP6.....	28
5.2.1 Validación de la precipitación	28
5.2.2 Validación de la temperatura	29
5.2.3 Evaluación global y limitaciones	31
5.3 Evolución histórica de las condiciones secas en la cuenca del Ebro (1979-2025)	32
5.3.1 Evolución del SPI: señal pluviométrica	32

5.3.2 Evolución del SPEI: señal del balance hídrico	33
5.3.3 La divergencia SPI-SPEI como resultado central	34
5.3.4 Análisis estacional de las tendencias	35
5.3.5 Síntesis del análisis histórico	37
5.4 Proyecciones futuras de precipitación y temperatura (2040-2100)	37
5.5 Proyecciones futuras de las condiciones secas: SPI y SPEI(2041-2100)	40
6. Conclusiones	55
7. Referencias.....	57

1. Introducción

1.1 La sequía como fenómeno complejo: definición, tipología y escalas temporales

El cambio climático constituye en la actualidad uno de los mayores retos ambientales del siglo XXI (IPCC, 2021). Sus efectos no se manifiestan exclusivamente a través de un incremento progresivo de las temperaturas, sino también mediante alteraciones en la frecuencia, intensidad y duración de fenómenos climáticos extremos (Seneviratne et al., 2021). Entre estos, la sequía destaca de manera especial por su naturaleza multidimensional y por los impactos socioeconómicos y ambientales que genera (Wilhite & Glantz, 1985). La Organización Meteorológica Mundial (OMM), la define como un periodo de tiempo con condiciones meteorológicas anormalmente secas, suficientemente prolongado como para que la falta de precipitación cause un grave desequilibrio hidrológico (OMM, 1992). A su vez, resulta fundamental discernir entre los términos sequía y escasez hídrica. Mientras que la primera constituye un fenómeno natural asociado a un déficit temporal de agua, la segunda hace referencia a una situación en la que la demanda humana supera los recursos disponibles, incorporando, por tanto, un componente de gestión, planificación y presión sobre los recursos hídricos (Rijsberman, 2006). Esta distinción adquiere especial relevancia en regiones mediterráneas, donde los episodios secos pueden verse agravados por una elevada demanda de agua (Tramblay, 2020).

La sequía se define como un fenómeno complejo y multidimensional, por lo que no hay una única definición válida. Por ello, la literatura científica distingue habitualmente entre sequía meteorológica, agrícola, hidrológica y socioeconómica, en función del componente del ciclo hidrológico afectado y de los impactos asociados (Wilhite & Glantz, 1985). La **sequía meteorológica** se refiere a una desviación negativa de la precipitación respecto a los valores medios climatológicos durante un periodo determinado, normalmente de entre uno y dos meses (Wilhite & Glantz, 1985; OMM, 2012). Si este déficit se prolonga en el tiempo, puede derivar en **sequía agrícola**, caracterizada por una reducción de la humedad del suelo, frecuentemente acompañada de una elevada demanda evaporativa atmosférica (DEA) que limita el crecimiento vegetal y la producción de biomasa a escalas temporales de entre uno y seis meses (Mishra & Singh, 2010). La **sequía hidrológica** ocurre cuando la persistencia de condiciones secas afecta

a la recarga de ríos, embalses y otros sistemas de almacenamiento, con periodos de respuesta que pueden oscilar entre los seis y veinticuatro meses. Finalmente, la **sequía socioeconómica** se produce cuando la escasez de agua impide satisfacer adecuadamente las demandas humanas y económicas, afectando a sectores como el abastecimiento urbano, la agricultura, la industria o la producción energética (Wilhite & Glantz, 1985).

Las sequías pueden clasificarse, asimismo, en función de su persistencia, pudiendo afectar durante periodos cortos o de larga duración. En los últimos años ha cobrado especial relevancia el concepto de sequía relámpago (flash drought, en inglés), caracterizado por un inicio y una intensificación muy rápidos (Otkin et al., 2018). Estos recientes fenómenos suelen estar favorecidos por déficits de precipitación alternados con anomalías positivas en la DEA, lo que provoca una pérdida acelerada de humedad del suelo y reduce considerablemente la capacidad de respuesta de los sistemas naturales y de gestión (Noguera et al., 2021). En cambio, las sequías multianuales se caracterizan por la persistencia de condiciones secas durante varios años consecutivos, generando una acumulación de impactos sobre los recursos hídricos, los ecosistemas, la agricultura y la planificación territorial (Ault, 2020). Este tipo de episodios adquiere especial relevancia en el actual contexto de calentamiento global, dado que las proyecciones futuras apuntan a un posible incremento en la frecuencia de años secos consecutivos y al aumento del riesgo de sequías prolongadas, e incluso megasequías en la Península Ibérica (PI) (García-Valdecasas Ojeda et al., 2021; Lehner et al., 2017).

Los cuatro tipos de sequía expuestos no se manifiestan de forma homogénea en el espacio ni en el tiempo. Su expresión depende, en gran medida, de las características físico-geográficas, climáticas y socioeconómicas del territorio en el que se producen. Sabiendo esto, la PI, y concretamente la cuenca del Ebro, resulta ser un escenario altamente vulnerable a la aparición simultánea de distintos tipos de sequía y aumentan sus efectos sobre los recursos hídricos y los sectores dependientes del agua.

1.2 La Península Ibérica y la cuenca del Ebro como hotspot climático

Diversos estudios han señalado que, tanto en la PI como en otras regiones del sur de Europa, se ha producido durante las últimas décadas un aumento de las condiciones de aridez y de la frecuencia de episodios de sequía, estrechamente relacionado con el calentamiento global (Spinoni et al., 2015; Coll et al., 2017). En este contexto, la PI ha sido identificada de forma

recurrente como un hotspot climático, es decir, una región especialmente vulnerable a los efectos del cambio climático (Giorgi, 2006; Diffenbaugh & Giorgi, 2012). Esta vulnerabilidad se explica, entre otros factores, por la elevada variabilidad climática de la región, su dependencia de los recursos hídricos y la importancia de sectores sujetos al empleo del agua, como la agricultura, la producción energética, los ecosistemas naturales y el abastecimiento urbano (Cramer et al., 2018). Esta se refleja también en la evolución histórica de las sequías en la PI, donde se observa una tendencia general hacia una mayor ausencia de precipitaciones durante las últimas décadas (Vicente-Serrano et al., 2014). Páscoa et al. (2017) realizaron un estudio de la evolución de las sequías en la PI a lo largo de los últimos 112 años (1901-2012), detectando una tendencia creciente en su frecuencia, duración, y severidad. Estos resultados fueron confirmados posteriormente a escala continental por Spinoni et al. (2017), quienes identificaron un aumento de la frecuencia e intensidad de las sequías especialmente en el sur y este de Europa, incluida la PI. Estudios más recientes han señalado un empeoramiento de las condiciones áridas a partir de la segunda mitad del siglo XX, especialmente desde aproximadamente 1975, lo que sugiere una tendencia hacia años progresivamente más secos en gran parte del territorio peninsular (Hoerling et al., 2012). Además, Trullenque-Blanco et al. (2024) catalogaron numerosos eventos de sequía que afectaron a la España peninsular entre 1916 y 2020, confirmando la recurrencia histórica y la elevada relevancia territorial de este fenómeno.

La cuenca del Ebro constituye una región de estudio de especial interés por su extensión, su complejidad orográfica y su gran relevancia hidrológica, económica y ambiental. Se trata de una de las principales cuencas hidrográficas de la PI y desempeña un papel fundamental en el abastecimiento de agua, la agricultura, la producción energética y el mantenimiento de numerosos ecosistemas (Confederación Hidrográfica del Ebro [CHE, 2023]). Además, su marcada variabilidad climática, con regímenes que van desde el oceánico atlántico en las cabeceras pirenaicas hasta el semiárido mediterráneo del valle central, la convierte en un territorio de especial interés para investigar la ocurrencia y evolución de las condiciones secas bajo condiciones de cambio climático (Vicente-Serrano & Cuadrat-Prats, 2007). Las proyecciones climáticas basadas en modelos CMIP6 anticipan un agravamiento de las condiciones secas en la cuenca para las próximas décadas, especialmente bajo trayectorias de altas emisiones como SSP5-8.5 (IPCC, 2021; García-Valdecasas Ojeda et al., 2021). Bajo estos escenarios, podrían aumentar la frecuencia de años secos consecutivos, la intensidad de las sequías y el riesgo de episodios de larga duración (Tramblay et al., 2020). Por ello, resulta

necesario evaluar no únicamente la evolución histórica reciente, sino también las posibles condiciones futuras bajo distintos escenarios de emisiones y desarrollo socioeconómico, con el fin de comprender mejor la magnitud del cambio esperado y sus implicaciones para la gestión del agua (Iglesias et al., 2007). Para caracterizar estas dinámicas, en el presente trabajo se utilizan el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) y el Índice de Precipitación-Evapotranspiración Estandarizado (SPEI), dos indicadores multiescales ampliamente utilizados en la literatura científica (McKee et al., 1993; Vicente-Serrano et al., 2010). Sin embargo, hasta la fecha no existe un análisis combinado de datos de reanálisis corregidos con datos observados para el periodo histórico, además de proyecciones futuras bajo escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5 para la cuenca del Ebro, en el que se estudie de manera conjunta la evolución del fenómeno de la sequía, y la diferenciación termodinámica como atribución de la severidad del fenómeno.

1.3 Estructura del trabajo

El presente TFG se organiza en cuatro grandes bloques: **1.** Caracterización del área de estudio y del marco climático de la cuenca del Ebro; **2.** Descripción de los datos y la metodología empleados; **3.** Análisis y discusión de los resultados, tanto del periodo histórico como de las proyecciones futuras bajo los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5; y, finalmente, **4.** Principales conclusiones y sus implicaciones para la gestión ambiental de la cuenca.

2. Objetivos

2.1 Objetivo general

Evaluar la evolución histórica y las proyecciones futuras de las condiciones secas en la cuenca del Ebro como soporte para la gestión ambiental y la adaptación al cambio climático.

2.2 Objetivos específicos

1. Caracterizar la variabilidad en la ocurrencia de condiciones secas que afectaron la cuenca del Ebro durante el periodo 1979-2025 mediante el uso de índices multivariados de sequía a escalas temporales de 3 y 12 meses.

2. Analizar las proyecciones futuras de las condiciones secas para el periodo 2040-2100 bajo los escenarios de emisiones SSP2-4.5 y SSP5-8.5, a partir de simulaciones del experimento CMIP6.
3. Comparar el papel relativo de la precipitación y de la DEA en la aparición e intensificación de las condiciones secas y húmedas.
4. Evaluar cómo el aumento térmico proyectado constituye un riesgo para la ocurrencia de condiciones secas en diferentes rangos de severidad de la sequía.
5. Proporcionar una base cuantitativa de información hidroclimática que sirva de apoyo a la gestión ambiental y a la toma de decisiones en materia de adaptación climática en la cuenca del Ebro.

3. Área de Estudio

La cuenca del Ebro ha sido identificada como uno de los territorios de la PI con mayor exposición al cambio climático (García-Valdecasas Ojeda et al., 2021). El río Ebro, con una longitud aproximada de 970 km, constituye el principal eje fluvial de la vertiente mediterránea peninsular, tanto por la extensión de su cuenca, que alcanza los 86.917 km², como por su aportación media anual, estimada en 16.015 hm³/año. Geográficamente, la cuenca queda delimitada al norte por la Cordillera Cantábrica y los Pirineos y al sur por el Sistema Ibérico (CHE, 2023; Fig. 1).

Una de las características más relevantes de la cuenca es la diferencia en las aportaciones generadas en ambos márgenes del río. El margen izquierdo recibe los aportes de numerosos tributarios de origen pirenaico, generalmente más caudalosos, entre los que destacan el Irati-Arga-Ega (3063 hm³/año), el Gállego-Cinca (2650 hm³/año) y el Aragón-Arba (1.594 hm³/año). Por el contrario, los afluentes del margen derecho, cuyas cabeceras se sitúan mayoritariamente en la Cordillera Ibérica, presentan volúmenes de aportación considerablemente inferiores y una mayor variabilidad interanual. En este sector, destaca la subcuenca del Jalón, con una aportación media anual de 397 hm³/año (CHE, 2023).

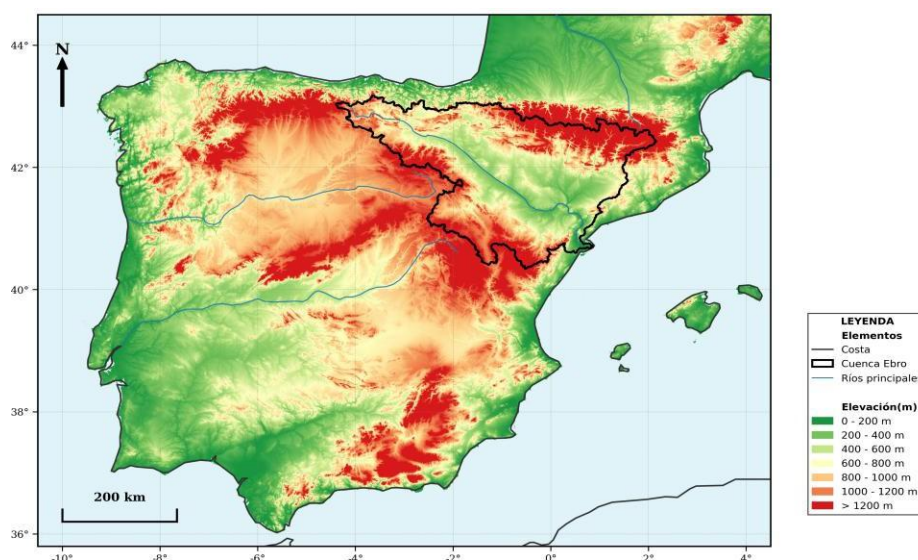


Figura 1. Ubicación geográfica, topografía y extensión de la Cuenca del Ebro, en el noreste de la Península Ibérica (PI). El contorno de la cuenca está definido por la línea negra continua. Los datos de relieve se obtuvieron gratuitamente del proyecto HydroSHEDS v1 (Lehner et al., 2008), en el sitio: <https://www.hydrosheds.org/products/hydrosheds>.

Desde el punto de vista climático, la cuenca del Ebro se caracteriza por una gran diversidad de regímenes (Vicente-Serrano & Cuadrat-Prats, 2007). Predomina un clima mediterráneo de carácter continental, aunque amplias zonas del sector central del valle presentan rasgos semiáridos. Además, destaca la influencia oceánica en las cabeceras atlánticas y el clima de montaña en las zonas pirenaicas (López-Moreno et al., 2011). Esta combinación genera una marcada heterogeneidad espacial en la distribución de la precipitación. Mientras en las cabeceras cantábricas y pirenaicas se superan con frecuencia los 1000 mm anuales, en el sector central del valle los valores descienden hasta aproximadamente 400 mm anuales. El ciclo anual se caracteriza, además, por máximos pluviométricos en primavera y otoño, un mínimo estival y un fuerte contraste térmico entre los periodos fríos y cálidos (CHE, 2023), como se ilustra en la Figura 2.

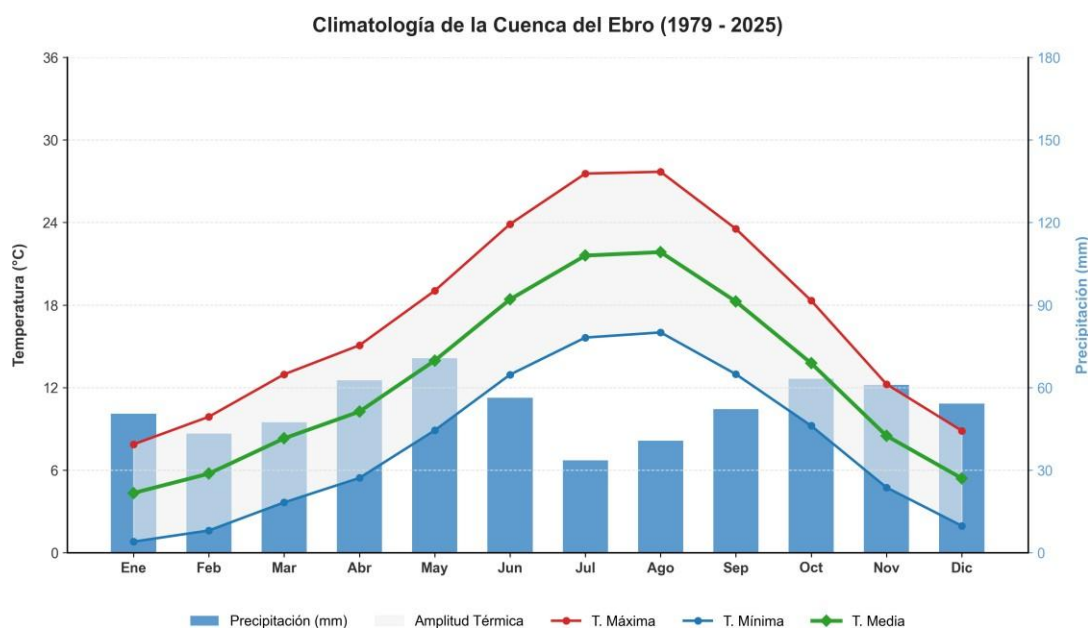


Figura 2. Ciclo anual de la precipitación, temperatura máxima, media y mínima en la cuenca del Ebro. Periodo: 1979 – 2025. Datos MSWX.

Esta variabilidad se refleja directamente en la diversidad de regímenes hidrológicos presentes en la cuenca (Lorenzo-Lacruz et al., 2013). Los afluentes procedentes de la Cordillera Cantábrica y de los Pirineos occidentales presentan un régimen pluvial condicionado por la influencia atlántica (López-Moreno et al., 2011). En los principales tributarios pirenaicos, la acumulación de nieve en cotas elevadas y su fusión durante la primavera originan regímenes de tipo nivo-pluvial, que adquieren especial relevancia en el contexto de la sequía hidrológica, ya que el desfase temporal entre la precipitación y la escorrentía amplía las escalas de respuesta del sistema hídrico, tal y como se analiza en el apartado 1.1. Por su parte, el curso bajo de la cuenca y determinados afluentes del margen derecho, como el Guadalope, el Matarraña o el Martín, presentan un régimen pluvial mediterráneo, caracterizado por una mayor irregularidad temporal de los caudales (Lorenzo-Lacruz et al., 2013). A esta complejidad hidroclimática se añade la influencia de los procesos subterráneos, especialmente la infiltración y la recarga y descarga de acuíferos, particularmente relevantes en sistemas como el Jalón, el Jiloca y el Martín-Matarraña (margen derecho), así como en el sistema Arga-Irati (margen izquierdo) (CHE, 2023). En términos temporales, las mayores descargas fluviales suelen concentrarse entre octubre y marzo, bajo el predominio oceánico, si bien los ríos de origen pirenaico registran incrementos adicionales en mayo, asociados al deshielo (Lorenzo-Lacruz et al., 2013; López-Moreno et al., 2011).

En relación con los impactos antrópicos, la cuenca ha experimentado transformaciones sustanciales a lo largo del último siglo. Los procesos de reforestación desarrollados en diversas cabeceras fluviales durante el siglo XX han incidido significativamente en la reducción de la generación de caudales, al modificar la relación entre la precipitación, escorrentía e infiltración (López-Moreno et al., 2011). No obstante, la principal presión humana sobre el régimen hidrológico deriva de la regulación hidráulica, orientada fundamentalmente al abastecimiento de la extensa red de regadío y a la producción hidroeléctrica (CHE, 2023).

Desde la perspectiva socioeconómica, la cuenca del Ebro alberga una población superior a tres millones de habitantes y se extiende total o parcialmente por nueve comunidades autónomas (Aragón, Cantabria, Castilla y León, Cataluña, Castilla-La Mancha, La Rioja, Navarra, País Vasco y Comunidad Valenciana) lo que confiere a la gestión de sus recursos hídricos una marcada dimensión territorial y administrativa (Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico [MITECO, 2021]). La actividad agraria constituye una de las principales presiones sobre el sistema, dado que en la cuenca se concentra una de las mayores extensiones de regadío de España, con más de 800.000 hectáreas dependientes en gran medida del agua superficial regulada (CHE, 2023). Esta situación ilustra de forma concreta la transición entre los distintos tipos de sequía descritos en el apartado 1.1: un déficit de precipitación que en origen constituye una sequía meteorológica puede derivar, a través de la reducción de la humedad del suelo y la merma en la recarga de embalses y acuíferos, en una sequía hidrológica y, finalmente, en una sequía socioeconómica cuando la escasez compromete el abastecimiento urbano, la producción agrícola o la generación hidroeléctrica (Mishra & Singh, 2010; Lorenzo-Lacruz et al., 2013). La extensa red de infraestructuras hidráulicas de la cuenca, concebida para amortiguar estos episodios, podría ver reducida su eficacia en un escenario de sequías más frecuentes, prolongadas e intensas (Tramblay et al., 2020). Cabe señalar, asimismo, que el territorio incluye espacios de elevado valor ecológico, como el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, en las cabeceras pirenaicas, y el Delta del Ebro, declarado humedal de importancia internacional por el Convenio de Ramsar y protegido como Parque Natural por su relevancia como hábitat de avifauna y como ecosistema fluvial-marino (Secretaría de la Convención de Ramsar, 1993). La vulnerabilidad de estos espacios frente a las modificaciones del régimen hidrológico y la posible intensificación de las sequías refuerza la necesidad de disponer de información hidroclimática actualizada sobre la evolución de la cuenca.

4. Metodología y datos

4.1 Datos

El presente estudio se apoya en dos conjuntos de datos. Para caracterizar climatológicamente la cuenca del Ebro durante el periodo 1979-2025 se emplean datos históricos de alta resolución espacial y temporal, mientras que las condiciones futuras (2040-2100) se evalúan con proyecciones climáticas del experimento CMIP6 bajo distintos escenarios de emisiones.

4.1.1 Datos históricos: MSWX Past

Como base de datos histórica se han utilizado series climáticas de precipitación y temperatura máxima, media, y mínima diarias obtenidas a través del producto Multi-Source Weather (MSWX) Past, desarrollado por Beck et al. (2022). MSWX Past es un producto meteorológico global de alta resolución espacial (0.1°) y temporal (cada 3 horas), con corrección de sesgos y cobertura desde el 1 de enero de 1979 hasta la actualidad. Su desarrollo se basa en los datos del reanálisis ERA5 del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Plazo Medio (ECMWF) (Hersbach et al., 2020), que son posteriormente reescalados a alta resolución y corregidos mediante climatologías de referencia derivadas de redes de estaciones observacionales de alta densidad, concretamente las bases de datos Climatologies at High resolution for Earth Land Surface Areas (CHELSA) (Karger et al., 2017) y Climatic Research Unit Time-Series (CRU-TS) (Harris et al., 2020). La combinación de ambas permite mitigar los sesgos sistemáticos característicos de ERA5 en regiones de orografía compleja como las cabeceras pirenaicas y el Sistema Ibérico, cuya representación también resulta deficiente en otros productos de reanálisis de baja resolución como el National Center for Environmental Prediction (NCEP-NCAR; Beck et al., 2022).

Frente a otros productos de reanálisis de uso extendido en estudios climatológicos regionales, como Hydrological Global Forcing Data (HydroGFD), Princeton Global Forcing (PGF) o WFD Surface Meteorological Force Data Methodology Applied to ERA5 (WFDE5) (Cucchi et al., 2020; Sheffield et al., 2006), MSWX Past integra corrección de sesgos multivariable, actualización operativa en cuasi tiempo real y consistencia espacio-temporal en toda la cuenca, características que lo convierten en una solución especialmente adecuada para el análisis histórico de sequías a escala regional (Beck et al., 2022). Frente a este producto se descartó el conjunto observacional Iberia01 (Herrera et al., 2019), de resolución equivalente pero limitado

a la PI y al periodo 1971-2015, ya que su cobertura no alcanza los últimos años del periodo de estudio (1979-2025), que MSWX sí incorpora gracias a su actualización en cuasi tiempo real. Además, el proceso de evaluación de los datos de precipitación y temperatura de MSWX, muestra errores no superiores a 2 mm/día y 2°C de forma general sobre la PI y la cuenca del Ebro (Beck et al., 2022). Los datos fueron agregados a escala mensual, acumulando la precipitación en mm*mes⁻¹ y promediando las temperaturas en °C, y recortados a la extensión de la cuenca del Ebro mediante la máscara hidrográfica del proyecto HydroSHEDS v1 (Lehner et al., 2008).

4.1.2 Proyecciones climáticas futuras: NEX-GDDP-CMIP6

Para el análisis de las condiciones futuras se emplearon las simulaciones del conjunto de datos NASA Earth Exchange Global Daily Downscaled Projections (NEX-GDDP-CMIP6), elaborado por el NASA Center for Climate Simulation (NCCS) y descrito en Thrasher et al. (2022). Este producto proporciona proyecciones climáticas diarias a escala global con regionalización estadística, derivadas de los modelos climáticos globales (GCMs) del proyecto Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) (Eyring et al., 2016), en el marco del Sexto Informe de Evaluación del IPCC (AR6). Las proyecciones están disponibles para ocho variables, con una resolución espacial de 0.25°, y han sido corregidas por sesgo mediante el método Bias-Correction Spatial Disaggregation (BCSD), que aplica quantile mapping entre el periodo histórico modelizado y las observaciones de referencia (Wood et al., 2004; Cannon et al., 2015). Esta resolución espacial, superior a la de los GCMs originales del CMIP6, permite aproximar con mayor exactitud las variaciones climáticas asociadas a la compleja orografía de la cuenca del Ebro respecto a los datos sin reducción de escala (Thrasher et al., 2022; Soares et al., 2023).

De los treinta y cinco modelos disponibles en NEX-GDDP-CMIP6, se seleccionaron cinco en función de dos criterios: que dispusieran de las variables necesarias (precipitación diaria, temperaturas máximas y mínimas diarias) y que, entre todos, representaran los distintos grados de sensibilidad climática del CMIP6 (Hausfather et al., 2022): ACCESS-CM2, CanESM5, EC-Earth3, GFDL-ESM4 y MPI-ESM1-2-HR (Tabla 1). Las simulaciones se obtuvieron para dos de las cuatro Trayectorias Socioeconómicas Compartidas (SSP por sus siglas en inglés) disponibles en el producto: el escenario SSP2-4.5, representativo de un nivel de emisiones intermedio con un forzamiento radiativo de 4.5 W*m⁻² hacia el año 2100, y el escenario SSP5-8.5, correspondiente a una trayectoria de altas emisiones con un forzamiento de 8.5 W*m⁻²

(O'Neill et al., 2016; Riahi et al., 2017). La consideración de ambos escenarios permite explorar un rango diferenciado de posibles evoluciones futuras del clima de la cuenca, abarcando desde una mitigación moderada hasta una trayectoria de mínima acción climática.

Tabla 1. Lista, origen y características de los cinco modelos NEX-GDDP-CMIP6 empleados en este estudio. La columna de resolución indica la resolución horizontal (°) y el número de niveles verticales de las componentes atmosférica y oceánica de cada modelo en su configuración nativa CMIP6. Los datos se encuentran disponibles de forma gratuita en <https://www.nccs.nasa.gov/data-collections/nex-gddp-cmip6/>.

Modelo	Institución (país)	Referencia	Resolución	Paso de acoplamiento
ACCESS-CM2	CSIRO-ARCCSS, Australia	Bi et al. (2020)	Atmósfera: $\sim 1.25^\circ \times 1.875^\circ/85$ niveles Océano: $\sim 1^\circ/50$ niveles	3 h
CanESM5	CCCma, Canadá	Swart et al. (2019)	Atmósfera: $\sim 2.8^\circ/49$ niveles Océano: $\sim 1^\circ/45$ niveles	3 h
EC-Earth3	EC-Earth Consortium, Europa	Döscher et al. (2022)	Atmósfera: $\sim 0.9^\circ/91$ niveles Océano: $\sim 1^\circ/75$ niveles	45 min
GFDL-ESM4	NOAA-GFDL, EE. UU.	Dunne et al. (2020)	Atmósfera: $\sim 1^\circ/49$ niveles Océano: $\sim 0.5^\circ/75$ niveles	2 h
MPI-ESM1-2-HR	MPI-M, Alemania	Müller et al. (2018)	Atmósfera: $\sim 0.93^\circ/95$ niveles Océano: $\sim 0.4^\circ/40$ niveles	1 h

4.1.3 Horizontes temporales y periodo de referencia común

El estudio se divide en dos grandes horizontes temporales. El periodo histórico engloba los años 1979-2025 para los datos observacionales MSWX y los años 1979-2014 para las simulaciones históricas de los modelos climáticos, siendo estos últimos, el tramo temporal común empleado tanto para la corrección de sesgo como para la comparación entre observaciones y resultados modelizados. El periodo futuro de proyección abarca 2040-2100 y es analizado bajo los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

Tomados de forma conjunta, los datos observacionales MSWX y proyecciones NEX-GDDP-CMIP6 proporcionan una base coherente y contrastada para analizar tanto la variabilidad climática reciente como la posible evolución futura de las condiciones de sequía en la cuenca del Ebro, como se aplica en otros estudios análogos realizados para la PI y otras cuencas mediterráneas (García-Valdecasas Ojeda et al., 2021; Páscoa et al., 2021).

4.2 Métodos

Se adoptó un enfoque basado en el análisis de índices climáticos estandarizados, concretamente el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI) y el Índice de Precipitación-Evapotranspiración Estandarizado (SPEI), calculados a escalas temporales de 3 y 12 meses (McKee et al., 1993; Vicente-Serrano et al., 2010). La elección de estas dos escalas responde a su capacidad para capturar, respectivamente, la sequía meteorológica y agrícola de carácter estacional, y la sequía hidrológica de escala anual, tal como ha sido documentado específicamente para la cuenca del Ebro (Lorenzo-Lacruz et al., 2013).

El procedimiento metodológico se desarrolló en cuatro fases: en primer lugar, se llevó a cabo el preprocesamiento de los datos climáticos con el fin de garantizar su coherencia espacial y temporal. Posteriormente, se estimó la evapotranspiración potencial (ETP) necesaria para el cálculo del SPEI mediante el método de Hargreaves modificado (Droogers & Allen, 2002), cuya aplicación se justifica debido a la ausencia de variables adicionales como el viento o la radiación solar en las simulaciones CMIP6 a largo plazo, y por su buen desempeño contrastado en climas semiáridos de características análogas a las de la cuenca (Beguería et al., 2014; Spinoni et al., 2020). En tercer lugar, se calcularon los índices SPI y SPEI a las escalas temporales comentadas anteriormente. Por último, se realizó un análisis temporal y espacial de los resultados, en el cual se incluyó la detección de tendencias mediante el test de Mann-Kendall y el estimador dependiente de Sen (Mann, 1945; Sen, 1968), la comparación entre escenarios climáticos futuros (O'Neill et al., 2016; Riahi et al., 2017) y la evaluación de la importancia de la precipitación y de la DEA en la intensificación de las condiciones secas (Vicente-Serrano et al., 2014).

Este enfoque permite comparar la evolución de las condiciones hidroclimáticas en el periodo histórico con las proyecciones futuras. El empleo de los índices SPI y SPEI resulta relevante en este contexto, debido a que permite diferenciar la importancia de la DEA con respecto a la precipitación en la severidad de la sequía; un comportamiento documentado de forma consistente en la PI y en otras regiones mediterráneas (Stagge et al., 2017; García-Valdecasas Ojeda et al., 2021; Soares et al., 2023). En particular, mientras el SPI refleja exclusivamente las anomalías de precipitación, el SPEI incorpora el efecto de las temperaturas sobre el balance hídrico, lo que lo convierte en un indicador más sensible a las consecuencias del incremento térmico sobre las condiciones de sequía (Vicente-Serrano et al., 2014). Las condiciones secas se clasificaron siguiendo la propuesta de Agnew (2000). Se consideran los umbrales de -0.84 ,

-1.28, y -1.65 por debajo de los cuales se define la ocurrencia de condiciones secas (moderadas, severas y extremas; -1.28 para severas y extremas, y -1.65 extremas). Esta clasificación, a pesar de estar preestablecida, se construyó a partir de clases de probabilidad en lugar de magnitudes del SPI y, por lo tanto, es un enfoque más racional, con un efecto notable en la delimitación de sequías leves y moderadas.

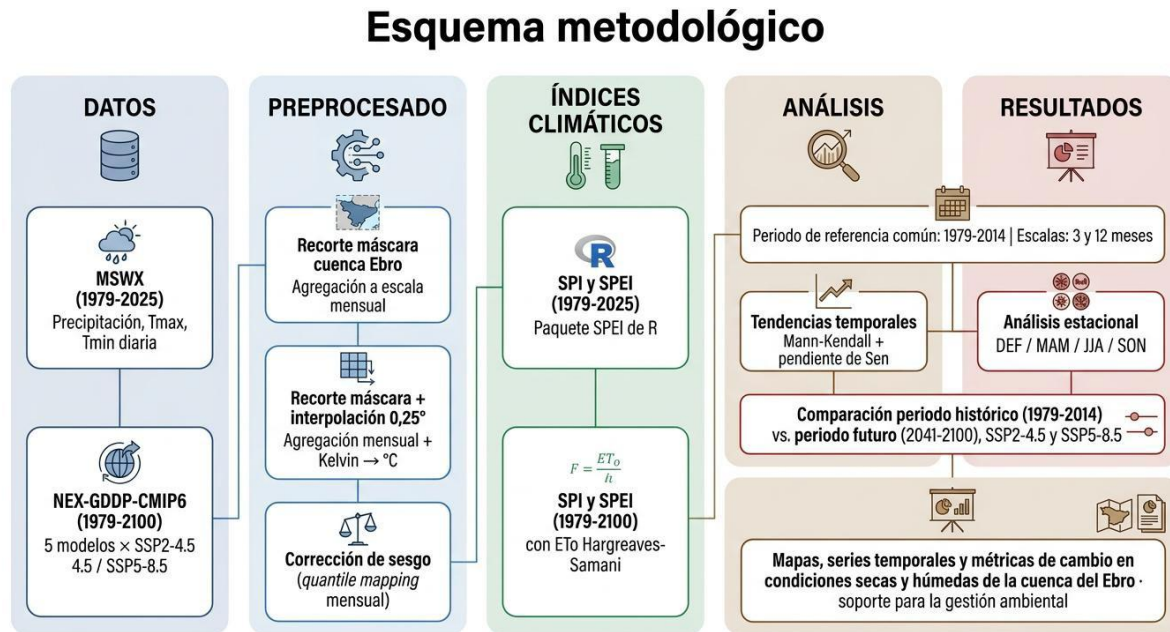


Figura 3. Esquema metodológico empleado en este trabajo: desde los datos observacionales (MSWX) y las simulaciones de los modelos NEX-GDDP-CMIP6, pasando por el preprocesado, la corrección de sesgo, el cálculo de los índices SPI y SPEI, hasta el análisis de tendencias y la comparación entre el periodo histórico (1979-2014) y el futuro (2040-2100) bajo los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Figura creada con la ayuda de Inteligencia Artificial.

4.2.1 Preprocesamiento de datos

Antes de realizar el cálculo de los índices de sequía, los datos climáticos fueron sometidos a un preprocesamiento con el objetivo de asegurar su calidad y coherencia espacial. En primer lugar, se realizó un recorte geográfico con la ayuda de la máscara hidrográfica correspondiente a la cuenca del Ebro (Lehner et al., 2008), que permitió seleccionar únicamente los puntos de malla incluidos dentro de los límites de la cuenca. De este modo, todos los análisis posteriores quedaron restringidos al ámbito espacial definido en el apartado 3.

Los datos diarios del conjunto NEX-GDDP-CMIP6 fueron posteriormente agregados a escala mensual, la precipitación se acumuló en $\text{mm} \cdot \text{mes}^{-1}$ y las temperaturas se promediaron, previa conversión de Kelvin a grados Celsius (Thrasher et al., 2022). Para cada uno de los cinco

modelos seleccionados: ACCESS-CM2, CanESM5, EC-Earth3, GFDL-ESM4 y MPI-ESM1-2-HR, se generaron series para el periodo histórico (1979-2014) y para los escenarios futuros SSP2-4.5 y SSP5-8.5, para el periodo 2040-2100 (Eyring et al., 2016), que constituye un periodo representativo de la mitad y final de la centuria. De esta forma se excluye el periodo posterior a la base histórica y el futuro más cercano, en el que la variabilidad interna del sistema climático domina sobre la señal forzada por las emisiones y las diferencias entre escenarios resultan aún poco discriminantes (Hawkins & Sutton, 2009).

4.2.2 Corrección de sesgo de los modelos climáticos

Antes de emplear las simulaciones en el cálculo de los índices de sequía, se aplicó una corrección de sesgo basada en el método de quantile mapping (Lafon et al., 2013; Themeßl et al., 2012; Cannon et al., 2015). Este método constituye uno de los enfoques más extendidos en la corrección de sesgo de modelos climáticos regionales, dado que ajusta la función de distribución acumulada (CDF) simulada por cada modelo durante el periodo histórico común (1979–2014) a la función de distribución observada, derivada en este caso de los datos MSWX. De este modo, se corrigen no únicamente los sesgos en la media, sino también los errores en la varianza y en los cuantiles extremos de la distribución, aspecto de especial relevancia para el análisis de sequías, en el que los valores en los extremos de la distribución tienen una importancia determinante (Cannon et al., 2015).

El procedimiento de corrección se aplicó de forma independiente para cada variable, cada modelo y cada mes del año, con el fin de preservar el ciclo estacional de las distribuciones climáticas. Para la temperatura máxima y mínima, el ajuste se realizó directamente sobre los percentiles 1 a 99 de la distribución empírica, dada la naturaleza continua de esta variable. En el caso de la precipitación, su carácter no negativo y discontinuo requirió un tratamiento diferenciado en dos etapas (Piani et al., 2010; Themeßl et al., 2012). Se corrigió la frecuencia de meses secos definidos como aquellos con precipitación inferior al umbral mínimo de 0,1 mm, ajustando la probabilidad de ocurrencia de meses sin precipitación simulada a la observada. Luego de este procedimiento, se corrigió la distribución de intensidades en los meses húmedos mediante el mismo mapeo empírico de cuantiles, evitando así la generación artificial de valores extremos de precipitación en el periodo proyectado.

La corrección se calibró sobre el periodo histórico común 1979-2014, utilizando los datos MSWX como referencia. Al aplicarse de forma independiente para cada mes, este

procedimiento preserva el ciclo estacional de los sesgos, que en la cuenca del Ebro es acusado, sobre todo en la precipitación primaveral y estival (Maraun, 2016). Trasladar estas funciones de corrección al periodo 2040-2100 exige asumir que los sesgos del modelo son estacionarios, es decir, que la relación entre la distribución simulada y la observada se mantiene constante en el tiempo. Se trata de una limitación inherente al método, ya que bajo escenarios de calentamiento intenso los sesgos podrían evolucionar de forma no estacionaria; por ello, los resultados deben interpretarse con cautela (Cannon et al., 2015; Maraun, 2016). No obstante, el uso de índices estandarizados respecto al propio horizonte futuro atenúa parcialmente la sensibilidad de las tendencias a esta hipótesis, al depender en menor medida del valor absoluto del sesgo.

A partir de los cinco modelos individuales corregidos se construyó el conjunto multimodelo corregido (MMM_BC) mediante promedio aritmético simple (Tebaldi & Knutti, 2007); el promedio análogo de las simulaciones sin corregir (MMM) se emplea únicamente con fines comparativos en la validación. Este enfoque, ampliamente utilizado en estudios de proyecciones climáticas regionales sobre la PI y Europa (García-Valdecasas Ojeda et al., 2021; Soares et al., 2023; Spinoni et al., 2018), permite reducir las incertidumbres asociadas a un único modelo y reforzar la señal robusta y compartida del cambio climático, atenuando al mismo tiempo los sesgos residuales específicos de cada GCM.

4.2.3 Cálculo del Índice de Precipitación Estandarizado (SPI)

Para la identificación de condiciones de sequía se utilizó el Índice de Precipitación Estandarizado (SPI), propuesto por McKee et al. (1993) y adoptado por la Organización Meteorológica Mundial como indicador de referencia para el seguimiento operativo de la sequía meteorológica en los servicios meteorológicos nacionales (OMM, 2012). El SPI se fundamenta en el ajuste de una distribución gamma de dos parámetros (Thom, 1958) a la serie de precipitación acumulada a una escala temporal determinada, cuya función de densidad de probabilidad se expresa como

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta}, \quad x > 0 \quad (1)$$

donde $\alpha > 0$ es el parámetro de forma, $\beta > 0$ el parámetro de escala, x la precipitación acumulada y $\Gamma(\alpha)$ la función gamma. Los parámetros se estimaron por máxima verosimilitud (Thom, 1958) mediante

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right), \quad \hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}}, \quad A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum_{i=1}^n \ln(x_i)}{n} \quad (2)$$

siendo $\bar{x}$ la precipitación media de la serie y n el número de observaciones. La probabilidad acumulada se obtiene integrando la siguiente función de densidad,

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx \quad (3)$$

y, dado que la distribución gamma no está definida para $x = 0$ y la precipitación puede ser nula, se corrige mediante la siguiente ecuación

$$H(x) = q + (1 - q) G(x) \quad (4)$$

donde q representa la probabilidad de precipitación nula. Finalmente, la probabilidad acumulada $H(x)$ es transformada mediante la función de distribución normal estándar en una variable con media cero y desviación típica unitaria. Esta transformación permite expresar las anomalías de precipitación en unidades comparables entre distintas regiones, estaciones del año y escalas temporales, lo que constituye una de las principales ventajas del índice frente a indicadores absolutos como el porcentaje de la precipitación normal. Valores positivos estarán asociados a condiciones húmedas, y negativos a condiciones secas.

El cálculo se realizó con el paquete SPEI (Beguería & Vicente-Serrano, 2017; Beguería et al., 2014) en el entorno estadístico R, aplicado píxel a píxel sobre la malla regular de 0.25° de la cuenca del Ebro y a series del promedio de precipitación sobre la región de estudio. Se utilizaron tanto datos observacionales MSWX₁ como simulaciones históricas y futuras de los cinco modelos NEX-GDDP-CMIP6.

El SPI se calculó para escalas temporales de 3 y 12 meses. La escala de 3 meses (SPI-3) captura la variabilidad estacional de la precipitación y resulta especialmente sensible a la sequía meteorológica y agrícola de corto plazo, vinculada con la humedad del suelo y la disponibilidad

de agua para la vegetación. La escala de 12 meses (SPI-12) integra la señal de precipitación a lo largo de un año hidrológico completo y constituye un indicador robusto de la sequía hidrológica, estrechamente asociado con la recarga de embalses, acuíferos y caudales de base (Lorenzo-Lacruz et al., 2013; OMM, 2012). La selección de estas dos escalas responde, asimismo, a su amplio uso en estudios de referencia sobre sequía en la PI y en la cuenca del Ebro, lo que facilita la comparación directa de los resultados obtenidos con los existentes (Vicente-Serrano & Cuadrat-Prats, 2007; García-Valdecasas Ojeda et al., 2021). El ajuste estadístico de la distribución gamma se realizó sobre el periodo de referencia que se especifica en el apartado 4.2.6.

4.2.4 Cálculo del Índice de Precipitación-Evapotranspiración Estandarizado (SPEI)

El Índice Estandarizado de Precipitación-Evapotranspiración (SPEI), propuesto por Vicente-Serrano et al. (2010), extiende la lógica del SPI incorporando la DEA a través de la evapotranspiración potencial (ET_o). A diferencia del SPI, que considera exclusivamente las anomalías de precipitación, el SPEI se fundamenta en el balance hídrico, definido como la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración potencial.

$$D_i = P_i - ET_{o_i} \quad (5)$$

donde D_i representa el balance hídrico del mes i , P_i la precipitación y ET_{o_i} la evapotranspiración potencial de dicho mes. Esta formulación permite al índice capturar el efecto del calentamiento térmico sobre el déficit hídrico. En un contexto de incremento progresivo de la temperatura, la DEA aumenta con independencia de los cambios en la precipitación, intensificando las condiciones de sequía de un modo que el SPI no es capaz de detectar (Vicente-Serrano et al., 2014). Esta propiedad convierte al SPEI en el índice de referencia para el análisis de sequías bajo escenarios de cambio climático, especialmente en regiones mediterráneas como la PI, donde el incremento térmico ha sido el principal motor de la intensificación de la sequía en las últimas décadas (Páscoa et al., 2021; Stagge et al., 2017).

La ET_o se estimó mediante el método de Hargreaves modificado (Droogers & Allen, 2002), que ajusta la formulación original de Hargreaves-Samani (Hargreaves & Samani, 1985) incorporando la precipitación mensual como variable indicativa de la humedad y la nubosidad, y calcula la demanda evaporativa a partir de las temperaturas máxima y mínima, la precipitación y la radiación extraterrestre estimada en función de la latitud y el día del año.

$$ET_o = 0,0013 \cdot 0,408 R_a (T_{med} + 17,0) (T_{max} - T_{min} - 0,0123 P)^{0,76} \quad (6)$$

donde R_a es la radiación extraterrestre (expresada en $MJ \cdot m^{-2} \cdot día^{-1}$; el factor 0,408 la convierte a $mm \cdot día^{-1}$), y T_{max} , T_{min} y T_{med} son las temperaturas máxima, mínima y media mensuales, con $T_{med} = (T_{max} + T_{min})/2$, y P es la precipitación mensual (en mm), cuya inclusión en el término de amplitud térmica actúa como aproximación de la humedad y la nubosidad (Droogers & Allen, 2002). Este método fue seleccionado frente a la formulación de Penman-Monteith, considerada el estándar de referencia de la FAO (Allen et al., 1998), por dos razones principales: en primer lugar, el conjunto NEX-GDDP-CMIP6 no proporciona variables como la velocidad del viento, la humedad relativa o la radiación solar de onda corta en superficie, necesarias para la aplicación completa de Penman-Monteith, lo que limita su aplicabilidad en el contexto de proyecciones climáticas globales (Droogers & Allen, 2002). En segundo lugar, el enfoque de Hargreaves ha demostrado un rendimiento comparable al de Penman-Monteith en regiones semiáridas y mediterráneas bajo disponibilidad limitada de datos, y ha sido empleado en numerosos estudios de referencia sobre sequía a escala regional y continental que utilizan conjuntos de datos de características similares (Beguería et al., 2014; Spinoni et al., 2020; Ernst et al., 2025). No obstante, cabe señalar que la elección de la fórmula de ET_o puede influir en la magnitud de las tendencias del SPEI, particularmente en zonas de alta montaña como las cabeceras pirenaicas, donde las diferencias entre métodos pueden ser más pronunciadas; este aspecto se discute en el apartado de limitaciones.

El SPEI se calculó sobre la serie mensual del balance hídrico climático ($D = P - ET_o$) ajustando una distribución log-logística generalizada de tres parámetros, que ha demostrado un mejor ajuste que otras distribuciones para series de balance hídrico que incluyen valores negativos (Vicente-Serrano et al., 2010; Beguería et al., 2014). Su función de densidad de probabilidad se expresa como

$$f(x) = \frac{\beta}{\alpha} \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right)^{\beta-1} \left[1 + \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right)^{\beta} \right]^{-2} \quad (7)$$

y su función de distribución acumulada como

$$F(x) = \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x - \gamma} \right)^\beta \right]^{-1} \quad (8)$$

donde α , β y γ son los parámetros de escala, forma y origen, respectivamente, estimados mediante el método de los L-momentos (Vicente-Serrano et al., 2010; Beguería et al., 2014). La transformación a variable estandarizada se realizó mediante

$$\text{SPEI} = W - \frac{c_0 + c_1 W + c_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3} \quad (9)$$

donde $W = \sqrt[3]{-2 \ln P}$, siendo $P = 1 - F(x)$ la probabilidad de excedencia del valor del balance hídrico; para $P > 0,5$ se sustituye P por $1 - P$ y se invierte el signo del índice, y los coeficientes c_0 , c_1 , c_2 , d_1 , d_2 y d_3 toman los mismos valores que en la ecuación del SPI (Abramowitz y Stegun, 1965). De este modo, se obtiene una serie con media cero y desviación típica unitaria, interpretable con la misma clasificación de severidad que el SPI (McKee et al., 1993; OMM, 2012). El cálculo se realizó sobre la malla de 0.25° de la cuenca, tanto para los datos históricos de MSWX como para las simulaciones de los cinco modelos NEX-GDDP-CMIP6 y un valor promediado de ellos (media multimodelo). Detalles del programa utilizado para el cálculo de estos índices, aparecen en la sección 4.2.7. Al igual que en el caso del SPI, las escalas temporales analizadas son principalmente 3 y 12 meses, con el mismo criterio de periodo de referencia descrito en el apartado 4.2.6.

4.2.5 Análisis de tendencias: test de Mann-Kendall y pendiente de Sen

Para evaluar la evolución temporal de las condiciones secas y húmedas durante el periodo histórico 1979–2025 se aplicó el test no paramétrico de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975), tanto sobre las series temporales mensuales agregadas al conjunto de la cuenca como sobre cada píxel individual de la malla de 0.25° , lo que permite obtener una representación espacialmente distribuida de las tendencias en el interior de la cuenca del Ebro (Vicente-Serrano et al., 2014). El test evalúa la hipótesis nula de ausencia de tendencia monótona en una serie temporal frente a la hipótesis alternativa de tendencia positiva o negativa, sin asumir ninguna distribución de probabilidad específica para los datos, lo que lo convierte en el método más adecuado para series de índices climáticos como el SPI y el SPEI, que pueden presentar

distribuciones asimétricas y valores atípicos (Mishra & Singh, 2010).

Un aspecto metodológico relevante en la aplicación del test a series de índices de sequía es la posible presencia de autocorrelación serial positiva, característica de las series SPI y SPEI a escalas temporales largas como los 12 meses, en las que cada valor mensual incorpora información de los once meses anteriores. La autocorrelación positiva infla artificialmente la estadística del test, incrementando la probabilidad de detectar tendencias significativas (Hamed & Rao, 1998). En este trabajo el test se aplicó en su formulación clásica, sin corrección explícita de la autocorrelación, por lo que los p-valores de las series más persistentes deben interpretarse con cautela; esta consideración es especialmente relevante para el SPEI-12, cuya estructura de correlación serial es marcadamente más persistente que la del SPI-3 o el SPEI-3. No obstante, los p-valores obtenidos para las tendencias principales se sitúan varios órdenes de magnitud por debajo del umbral de significación al 95 %, por lo que las conclusiones cualitativas son robustas frente a este efecto.

La magnitud de la tendencia se cuantificó mediante el estimador de pendiente de Sen (Sen, 1968), calculado como la mediana de todas las pendientes posibles entre pares de observaciones de la serie temporal. Este estimador presenta dos ventajas fundamentales frente a la regresión lineal ordinaria: es robusto frente a la presencia de valores atípicos, frecuentes en series de índices de sequía durante episodios extremos, y no requiere asumir normalidad en la distribución de los residuos. Los valores de la pendiente de Sen se expresan en unidades del índice por década ($\text{unidades} \cdot \text{década}^{-1}$), lo que facilita la comparación directa con los resultados publicados en estudios análogos para la PI y otras cuencas mediterráneas (Ej: Páscoa et al., 2021; García-Valdecasas Ojeda et al., 2021).

El análisis de tendencias se realizó tanto sobre las series temporales anuales como sobre series estacionales, desagregando el año hidrológico en cuatro periodos: invierno (diciembre-febrero, DEF), primavera (marzo-mayo, MAM), verano (junio-agosto, JJA) y otoño (septiembre-noviembre, SON). Esta desagregación permite identificar en qué estaciones se concentra la señal de sequía y en cuáles los cambios son más pronunciados o estadísticamente significativos, aportando una dimensión estacional al análisis, especialmente relevante en la cuenca del Ebro, cuyo régimen climático presenta una marcada asimetría entre periodos (Caloiero et al., 2018; Páscoa et al., 2021). Las tendencias se consideraron estadísticamente significativas para un nivel de confianza del 95 % ($p < 0.05$), umbral estándar en el análisis de tendencias climáticas (Wilks, 2011). El p-valor asociado al test representa la probabilidad de obtener una tendencia,

al menos, tan pronunciada como la observada si en la serie no existiera tendencia real; valores inferiores a 0.05 permiten, por tanto, rechazar la hipótesis de ausencia de tendencia con un 95 % de confianza.

4.2.6 Comparación entre periodos histórico y futuro

Para evaluar el efecto del cambio climático sobre las condiciones hidroclimáticas de la cuenca del Ebro, se compararon dos horizontes temporales: el periodo histórico común 1979–2014, representado tanto por los datos MSWX como por las series MMM_BC obtenidas a partir de las simulaciones históricas de los cinco modelos NEX-GDDP-CMIP6, y el periodo futuro 2040–2100 bajo ambos escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5. La elección del año 2040 como inicio del periodo futuro responde al criterio metodológico descrito en el apartado 4.1.3, excluir el tramo de corto plazo, 2015-2039, en el que la variabilidad interna del sistema climático domina sobre la señal forzada por las emisiones y las diferencias entre escenarios resultan aún poco discriminantes (Hawkins & Sutton, 2009). El año 2014 se establece como límite superior del periodo histórico por ser el último disponible en las simulaciones históricas CMIP6, garantizando la coherencia entre la corrección de sesgo y la comparación entre periodos.

La estandarización de los índices SPI y SPEI empleó dos periodos de referencia distintos según el análisis. En el periodo observacional, el ajuste estadístico de las distribuciones se realizó sobre el intervalo histórico común 1979-2014, coincidente con el solapamiento entre los datos MSWX y las simulaciones históricas CMIP6. En las proyecciones futuras, en cambio, se adoptó como referencia el propio horizonte 2040-2100, de modo que los índices cuantifiquen la variabilidad interna del nuevo clima y no queden saturados en la categoría de sequía por el desplazamiento del estado medio bajo calentamiento intenso (Vicente-Serrano et al., 2010; Ault, 2020). El desplazamiento del estado medio respecto al clima actual se evalúa de forma explícita mediante el análisis de distribuciones del apartado 5.5.

La comparación se estructuró en dos niveles de análisis complementarios. En primer lugar, se evaluaron los cambios en los valores medios y la varianza estacional de la precipitación y la temperatura entre ambos periodos, desagregados por las cuatro estaciones definidas en el apartado 4.2.5 (DEF, MAM, JJA, SON). Este análisis permite caracterizar cómo el calentamiento proyectado y los posibles cambios en el régimen pluviométrico se distribuyen a lo largo del año hidrológico, aspecto especialmente relevante en la cuenca del Ebro dado su marcado ciclo estacional (Giorgi & Lionello, 2008; García-Valdecasas Ojeda et al., 2021). Los cambios se expresaron tanto en términos absolutos como en porcentaje respecto al periodo

histórico, facilitando la comparación con los resultados publicados en estudios análogos para la PI. Finalmente, se evaluaron las tendencias temporales del SPI y el SPEI durante el periodo futuro 2040-2100 mediante el mismo procedimiento estadístico descrito en el apartado 4.2.5, aplicando el test de Mann-Kendall y el estimador de pendiente de Sen. La comparación de las pendientes de tendencia entre el periodo histórico y el futuro, y entre los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5, permite identificar si la señal de desecación detectada en el periodo observacional se acelera, se mantiene o se modera bajo distintas trayectorias de emisiones (Spinoni et al., 2018; García-Valdecasas Ojeda et al., 2021).

El grado de acuerdo entre los cinco modelos se examinó comparando las tendencias proyectadas por cada modelo individual con las de la MMM (Tabla 2); la diferencia entre los valores máximo y mínimo (rango intermodelo) proporciona una medida sencilla de la incertidumbre asociada a la elección de modelo (Tebaldi & Knutti, 2007). El cambio en la probabilidad de ocurrencia de condiciones secas se sintetizó mediante el Risk Ratio (RR), definido como el cociente entre la frecuencia de años hidrológicos secos en los tramos de mayor calentamiento (1.5-2.5 °C y 2.5-3.5 °C respecto al periodo 1979-2014) y la correspondiente a un contrafactual de calentamiento débil (0.5-1.5 °C), siguiendo el enfoque de Ernst et al. (2025). A diferencia del resto de los análisis basados en el MMM_BC, el RR se calculó agrupando los años hidrológicos de los cinco modelos individuales corregidos (300 años-modelo por escenario): el MMM_BC, al promediar cinco series, suaviza los extremos cuya frecuencia se pretende contabilizar y restringe el rango de calentamiento muestreado, lo que impediría poblar adecuadamente los tramos de anomalía térmica. Asimismo, dada la sensibilidad de los índices estandarizados al periodo de referencia, el RR se evaluó con dos estandarizaciones alternativas: respecto al propio horizonte futuro 2040-2100 y respecto al periodo histórico 1979-2014. La incertidumbre se cuantificó mediante intervalos de confianza bootstrap al 95 %.

4.2.7 Software empleado

Todo el procesamiento se realizó con herramientas de código abierto, lo que favorece la transparencia y la reproducibilidad del análisis. El tratamiento de los datos se llevó a cabo en Python (Van Rossum & Drake, 2009), empleando xarray para la lectura y manipulación de los archivos NetCDF (Hoyer & Hamman, 2017), Numpy para el cálculo numérico, pandas para la gestión de series y tablas (McKinney, 2010), Matplotlib y Cartopy para la visualización (Hunter, 2007; Met Office, 2015). El cálculo de los índices SPI y SPEI se realizó en R (R Core

Team, 2023) con el paquete SPEI (Beguería & Vicente-Serrano, 2017), que ajusta la distribución gamma para el SPI y la log- logística generalizada para el SPEI. La corrección de sesgo por QM y el análisis de tendencias (test de Mann-Kendall y estimador de pendiente de Sen) se programaron en Python mediante funciones propias. Este flujo combinado Python-R integra el procesamiento geoespacial de Python con las funcionalidades estadísticas especializadas de R.

5. Resultados y Discusión

5.1 Climatología de la cuenca del Ebro (1979-2025)

El análisis de los datos históricos de MSWX para el periodo 1979-2025 permite caracterizar las condiciones climáticas promedio de la cuenca del Ebro y su variabilidad estacional. También permiten identificar las tendencias hidrológicas en las últimas cuatro décadas y sirven como línea base observacional para evaluar las proyecciones futuras, a partir de la cual se interpretarán los cambios proyectados bajo los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

5.1.1 Distribución espacial de las variables climáticas

El patrón espacial de la precipitación media anual (Fig. 4a) presenta un marcado gradiente norte-sur. Los valores máximos superan los $100 \text{ mm} \cdot \text{mes}^{-1}$, concentrados en las regiones montañosas del Pirineo y la Cordillera Cantábrica. En contraste, los mínimos se sitúan por debajo de $35 \text{ mm} \cdot \text{mes}^{-1}$ en las depresiones centrales de la cuenca. Este patrón responde al mecanismo de descarga orográfica de los flujos húmedos atlánticos; las masas de aire que penetran desde el Océano Atlántico por el norte descargan la mayor parte de su humedad al ascender sobre la Cordillera Cantábrica y los Pirineos, de modo que el aire llega ya seco al valle medio, situado a sotavento de las cordilleras periféricas. Esta distribución de la precipitación condiciona directamente la respuesta hidrológica de la cuenca. Los afluentes pirenaicos, que drenan las áreas más lluviosas, generan las mayores aportaciones, mientras que los tributarios del margen derecho, situados a sotavento del Sistema Ibérico, presentan regímenes más irregulares y caudales notablemente inferiores (Lorenzo-Lacruz et al., 2013).

La temperatura máxima media (Fig. 4b), muestra un comportamiento localmente diferenciado en el norte de la cuenca. Los valores más bajos, entre $8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y $12 \text{ }^{\circ}\text{C}$, se localizan en las zonas elevadas del Pirineo, mientras que en el valle del Ebro y especialmente su sector suroriental

superan los 20 °C de media anual. La temperatura mínima sigue un patrón similar (Fig. 4c), pero con valores inferiores, con medias por debajo de 0 °C en los Pirineos y por encima de 10 °C en la zona del delta. La temperatura media anual (Fig. 4d) oscila entre valores inferiores a 4 °C en las cabeceras pirenaicas y superiores a 15 °C en el sector central y suroriental del valle. La variabilidad espacial en los patrones térmicos y pluviométricos exhibe un patrón hidroclimático mayormente homogéneo, con un comportamiento particularmente diferenciado en el extremo norte y noreste de la cuenca.

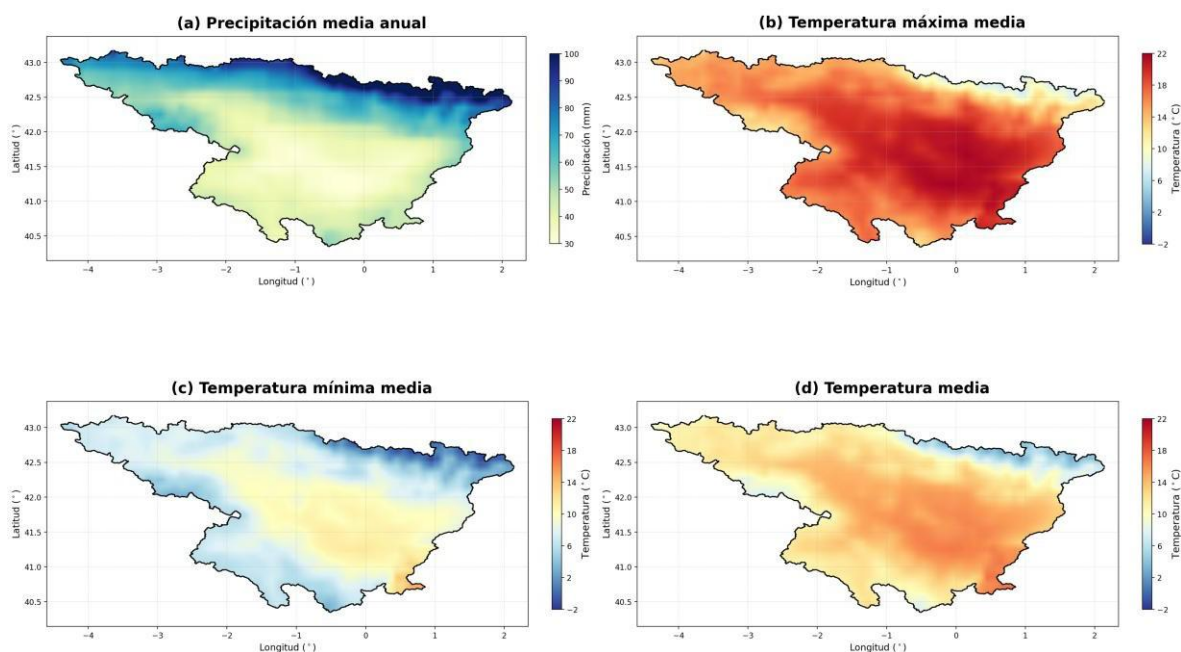


Figura 4. Mapas medios anuales de: (a) precipitación media anual ($\text{mm} \cdot \text{mes}^{-1}$); (b) temperatura máxima media ($^{\circ}\text{C}$); (c) temperatura mínima media ($^{\circ}\text{C}$); (d) temperatura media ($^{\circ}\text{C}$), en la cuenca del Ebro. Datos: MSWX. Periodo: 1979-2025

5.1.2 Climatología estacional

Los patrones estacionales (Fig.5-7) confirman el carácter mediterráneo de la cuenca. La primavera (MAM) y el otoño (SON) destacan como las estaciones más húmedas y el verano (JJA) como la estación más seca, en la que únicamente los sectores pirenaicos, en el noreste de la cuenca, reciben valores apreciables de precipitación (Fig. 5), un patrón descrito previamente para las regiones mediterráneas a partir de observaciones in situ, productos de reanálisis y datos de satélite (Tramblay et al., 2020). En la estación de invierno (DEF) los Pirineos registran máximas medias inferiores a 5 °C, mientras que en el resto de la cuenca los valores se incrementan hasta un máximo no superior a 16 °C (Fig. 6). Los valores de temperatura máxima

media se incrementan en primavera, con máximos en la zona central de la cuenca, y posteriormente en el verano alcanzan valores que superan los 30 °C en el valle central. En otoño, el patrón de temperaturas máximas medias es muy similar al obtenido para la primavera, aunque con valores ligeramente superiores. Los patrones estacionales de temperatura mínima media reflejan el mismo cambio espaciotemporal, con valores significativamente inferiores (Fig. 7). El régimen hidrotérmico estacional descrito revela una marcada estacionalidad, descrita anteriormente para la cuenca del Ebro (Vicente-Serrano & Cuadrat-Prats, 2007; Lorenzo-Lacruz et al., 2013). En verano, el déficit de precipitación coincide con la máxima DEA, de modo que es la estación más propensa a la sequía agronómica e hidrológica y la de mayor vulnerabilidad hídrica de la cuenca. Esta característica es compartida por la mayor parte de las cuencas mediterráneas e ibéricas, donde el solapamiento entre el mínimo pluviométrico estival y el máximo térmico constituye el principal factor de riesgo de sequía a escala estacional (García-Valdecasas Ojeda et al., 2021).

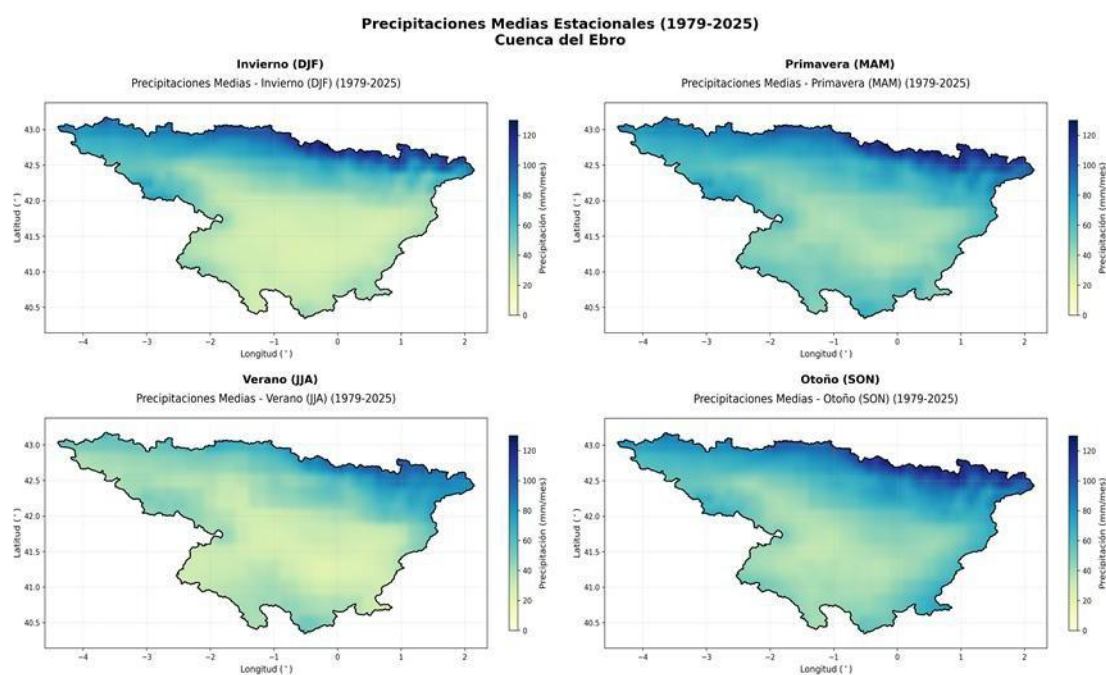


Figura 5. Distribución espacial de la precipitación media estacional en la cuenca del Ebro (1979-2025): invierno (DEF), primavera (MAM), verano (JJA) y otoño (SON). Datos: MSWX

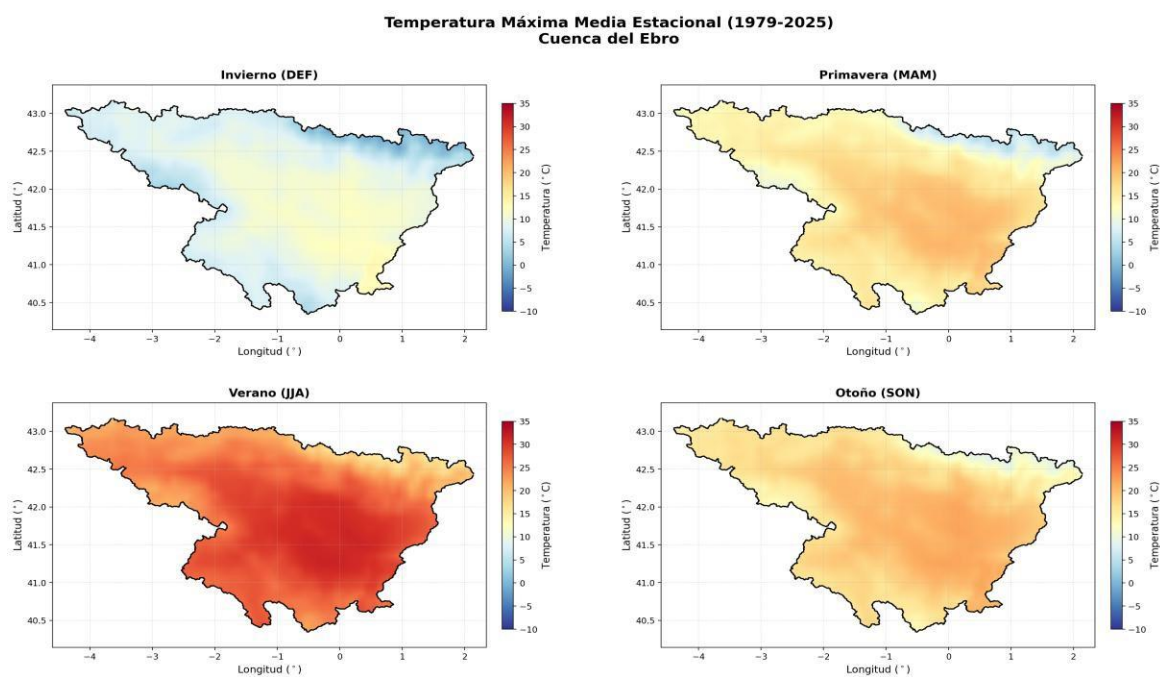


Figura 6. Distribución espacial de la temperatura máxima media estacional en la cuenca del Ebro (1979-2025): DEF, MAM, JJA Y SON. Datos: MSWX, periodo 1979-2025.

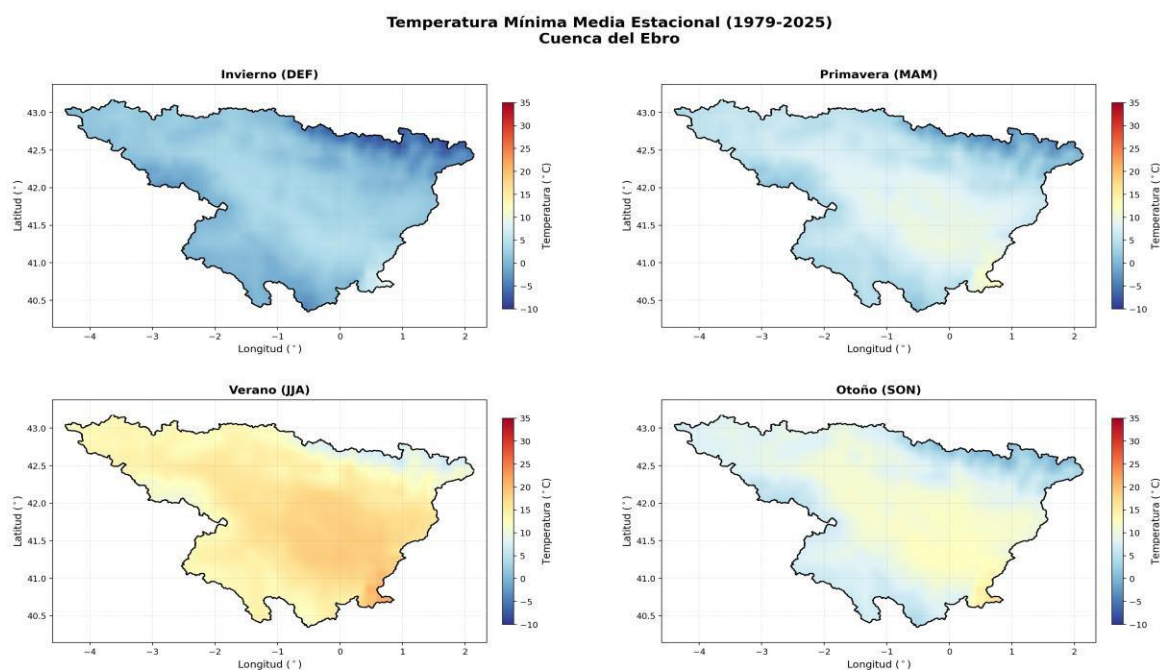


Figura 7. Distribución espacial de la temperatura mínima media estacional en la cuenca del Ebro (1979-2025): DEF, MAM, JJA Y SON. Datos: MSWX, periodo 1979-2025.

5.1.3 Tendencias observadas en el periodo 1979-2025

La evolución temporal de los valores medios anuales de temperatura máxima y mínima (Figura 8) revelan señales inequívocas de calentamiento durante el periodo 1979-2025. La temperatura máxima media anual ha aumentado a un ritmo de $+0.57\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{década}^{-1}$ y la temperatura mínima a $+0.39\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{década}^{-1}$, ambas estadísticamente significativas al 95 % de confianza. El hecho de que la razón del incremento de la temperatura máxima sea mayor que el de la temperatura mínima, revela un patrón documentado en otras cuencas del sur de Europa, asociado principalmente al aumento de la radiación solar incidente durante el verano, la reducción de la cobertura nubosa, y el descenso de la humedad relativa en los meses estivales (Vicente-Serrano et al., 2014; Folland et al., 2001). Este calentamiento asimétrico tiene consecuencias directas sobre la DEA, que aumenta de forma más pronunciada en verano que en invierno, intensificando el déficit hídrico estival de la cuenca.

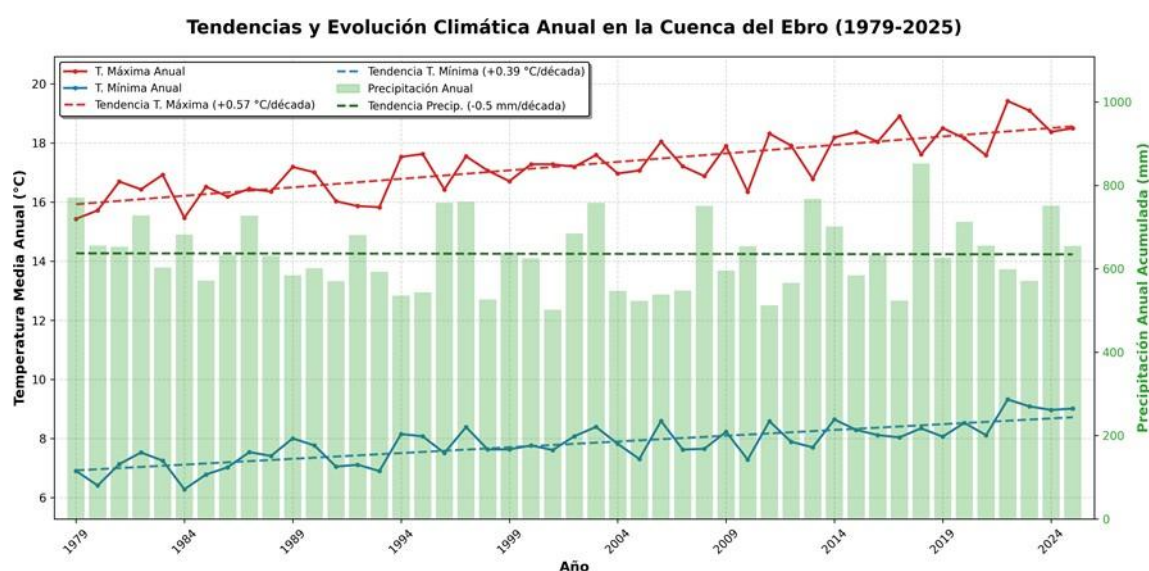


Figura 8. Evolución temporal y tendencias de la temperatura máxima, mínima y precipitación media anual en la cuenca del Ebro durante el periodo 1979-2025. Datos: MSWX.

La precipitación anual, por su parte, presenta una tendencia ligeramente negativa ($-0.5\text{ mm}\cdot\text{década}^{-1}$) que no alcanza significación estadística al 95 % de confianza. Esto indica que, durante el periodo analizado, la cuenca del Ebro experimentó un aumento térmico claro, pero no una reducción drástica de la precipitación (Páscoa et al., 2017; Spinoni et al., 2015). Este resultado es coherente con el patrón observado en buena parte de la PI, donde la señal de cambio en la precipitación es más débil e incierta que la señal de calentamiento, especialmente en el sector nororiental. La ausencia de tendencia significativa en la precipitación no implica,

no obstante, la ausencia de cambio en las condiciones de sequía. La combinación de calentamiento sostenido sin reducción equivalente de la precipitación es precisamente el escenario en el que el SPEI aporta información adicional respecto al SPI, dado que el aumento de la DEA puede traducirse en un incremento del déficit hídrico y en la intensificación de las sequías hidrológicas, aunque el régimen pluviométrico se mantenga aparentemente estable (Vicente-Serrano et al., 2014). Este resultado justifica el uso conjunto de SPI y SPEI y refuerza la metodología utilizada en este trabajo.

5.2 Validación de los modelos NEX-GDDP-CMIP6

Antes de emplear las simulaciones de los modelos para evaluar las proyecciones futuras, resulta necesario comprobar su capacidad para reproducir el clima observado durante el periodo histórico común 1979-2014, así como cuantificar el efecto de la corrección de sesgo aplicada. Esta validación constituye un paso metodológico imprescindible en cualquier estudio basado en proyecciones climáticas, dado que permite verificar que los cambios proyectados pueden interpretarse como señales climáticas reales y no como artefactos de los sesgos sistemáticos de los modelos. Para ello, se compararon los ciclos anuales de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima simulados por cada uno de los cinco modelos ACCESS-CM2, CanESM5, EC-Earth3, GFDL-ESM4 y MPI-ESM1-2-HR, su conjunto multimodelo sin corregir (MMM) y su versión corregida por QM (MMM_BC), frente a la referencia observacional MSWX, considerada en este trabajo como la mejor aproximación disponible al clima real de la cuenca durante el periodo de análisis (Beck et al., 2022).

5.2.1 Validación de la precipitación

El ciclo anual de la precipitación promediada sobre la cuenca (Fig. 9) muestra un régimen bimodal característico del clima mediterráneo continental, con máximos en primavera (mayo: ≈ 75 mm) y otoño (octubre: ≈ 75 mm) y mínimos en invierno tardío (febrero: ≈ 42 mm) y verano (julio: ≈ 37 mm) (Vicente-Serrano & Cuadrat-Prats, 2007). Los cinco modelos reproducen correctamente esta estructura bimodal, lo que indica que los GCMs capturan los mecanismos de circulación atmosférica a gran escala responsables del régimen pluviométrico de la cuenca. No obstante, presentan sesgos individuales notables en la magnitud de los máximos y mínimos. EC-Earth3 sobreestima en torno al 10 % la precipitación de mayo, MPI-ESM1-2-HR exagera los máximos otoñales, y ACCESS-CM2 tiende a inflar de forma sistemática los meses húmedos. Estas discrepancias intermodelo son habituales en las

simulaciones globales sobre regiones de orografía compleja como la cuenca del Ebro, donde la representación de los efectos orográficos sobre la precipitación está limitada por la resolución espacial de los GCMs (Soares et al., 2023; Trambly et al., 2020; Mehran et al., 2014).

Tras la aplicación del quantile mapping, el MMM_BC se ajusta mejor a la referencia MSWX a lo largo de todo el año y elimina la sobreestimación residual del MMM original, especialmente en marzo, octubre y noviembre, que son los meses con mayores discrepancias. El error cuadrático medio mensual se reduce en más de un 60 % respecto al MMM sin corregir en los meses con mayores sesgos, lo que confirma la eficacia del procedimiento adoptado (Thiemeßl et al., 2012; Cannon et al., 2015).

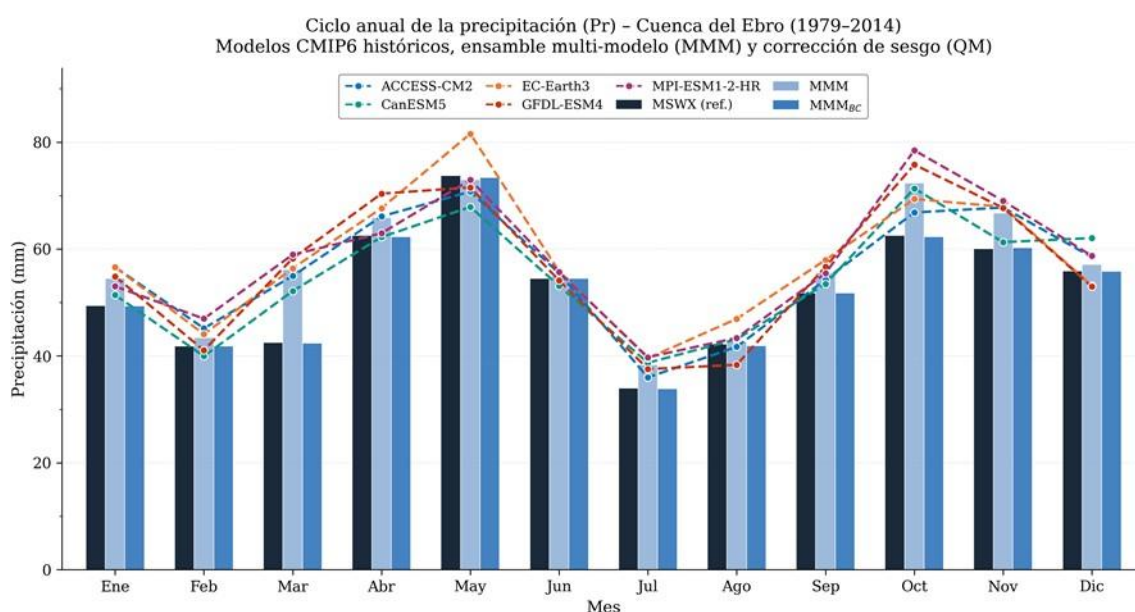


Figura 9. Ciclo anual de la precipitación promedio sobre la cuenca del Ebro (1979-2014). Barras: MSWX observacional (referencia), MMM original (sin corregir) y MMM_BC (corregido por QM). Líneas: cada uno de los cinco modelos NEX-GDDP-CMIP6.

5.2.2 Validación de la temperatura

El ciclo anual de la temperatura mínima (Fig.10) y máxima (Fig.11) media muestra la estructura unimodal típica del clima mediterráneo continental, con máximos en julio-agosto ($T_{max} \approx 27.5$ °C; $T_{min} \approx 14$ °C) y mínimos en enero ($T_{max} \approx 7.5$ °C; $T_{min} \approx 0.5$ °C). En términos generales, los modelos reproducen el ciclo térmico con mayor precisión que el pluviométrico, una característica bien documentada de los GCMs debido a la mejor representación de los procesos físicos relacionados con la temperatura (Flato et al., 2013;

Mehran et al., 2014). No obstante, se observa que el MMM original tiende a subestimar de forma sistemática la temperatura mínima en julio y agosto en aproximadamente 2 °C con respecto a MSWX. Este sesgo frío durante el verano ya ha sido descrito en otros estudios de evaluación de modelos CMIP sobre el sur de Europa. Se atribuye principalmente a errores en la representación de los procesos de enfriamiento nocturno y de la capa límite atmosférica en condiciones de cielo despejado (Cattiaux et al., 2013). Después de la corrección por quantile mapping, el MMM_BC reproduce la curva de temperatura mínima observada con un error inferior a 0.5 °C en todos los meses, eliminando el sesgo frío de julio y agosto. En cuanto a la temperatura máxima, los sesgos son menores ya antes de la corrección; tras esta, los modelos individuales quedan dentro de un margen de ± 1 °C respecto a la referencia en todos los meses.

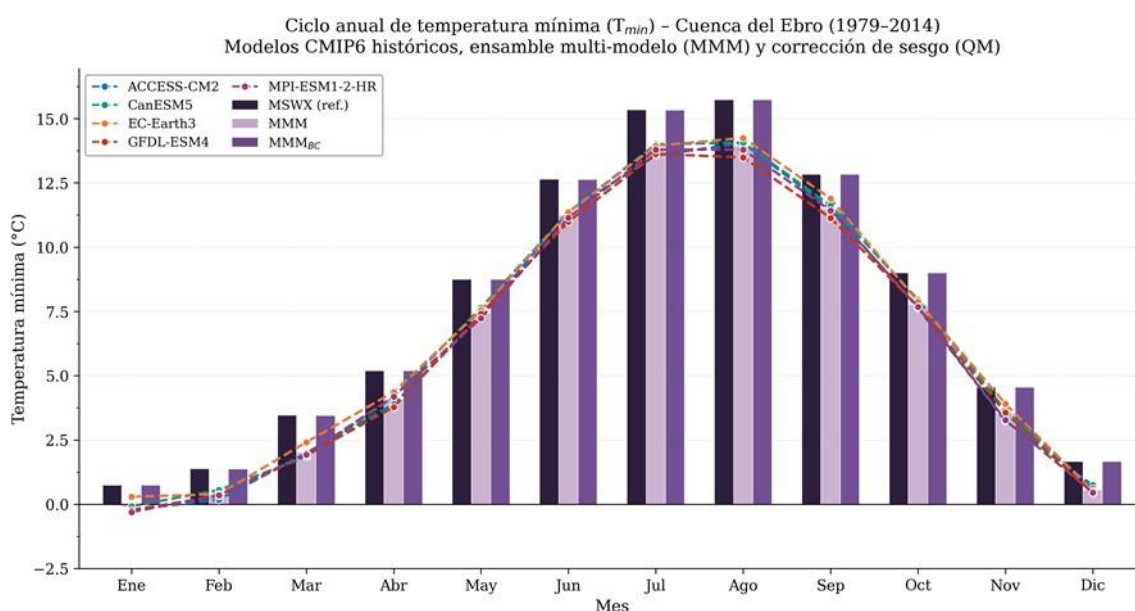


Figura 10. Ciclo anual de la temperatura mínima media sobre la cuenca del Ebro (1979-2014). Barras: MSWX, MMM y MMM_{BC}. Líneas: cinco modelos NEX-GDDP-CMIP6 individuales.

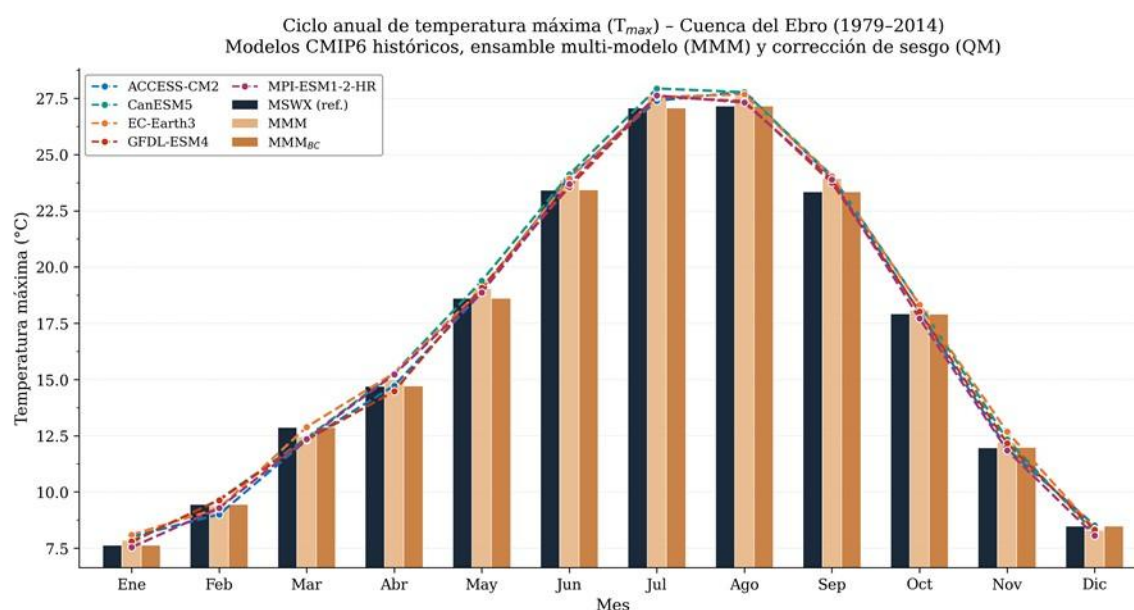


Figura 11. Ciclo anual de la temperatura máxima media sobre la cuenca del Ebro (1979-2014). Barras: MSWX, MMM y MMM_{BC}. Líneas: cinco modelos NEX-GDDP-CMIP6 individuales.

5.2.3 Evaluación global y limitaciones

En conjunto, los resultados de la validación demuestran que el procedimiento de corrección por QM mensual empírico cumple su objetivo: reduce los sesgos sistemáticos de las simulaciones brutas y produce un conjunto multimodelo corregido (MMM_{BC}) que reproduce con elevada fidelidad las características climáticas observadas en la cuenca del Ebro durante 1979-2014, tanto en términos de ciclo anual como de variabilidad estacional de la precipitación y la temperatura (Maraun, 2016; Cannon et al., 2015). Esta validación cruzada proporciona una base metodológicamente sólida para la evaluación de las proyecciones futuras, en tanto que los cambios proyectados pueden interpretarse como diferencias respecto a un clima histórico bien representado y no como amplificaciones de sesgos preexistentes.

Sin embargo, conviene señalar las limitaciones inherentes a este proceso de validación. En primer lugar, la corrección de sesgo supone la estacionariedad de la función de transformación entre la distribución simulada y la observada, es decir, que los sesgos del modelo son constantes en el tiempo (Cannon et al., 2015; Maraun, 2016). Esta hipótesis puede no cumplirse en escenarios de calentamiento intenso, especialmente en los extremos de la distribución. En segundo lugar, la validación realizada se basa únicamente en el ciclo anual de las medias mensuales, lo que no asegura que los modelos reproduzcan con la misma fiabilidad la

variabilidad interanual, los extremos climáticos o la estructura espacial detallada de las variables en el interior de la cuenca. Estas limitaciones deben ser tenidas en cuenta en la interpretación de los resultados de las proyecciones futuras presentados en los apartados siguientes.

5.3 Evolución histórica de las condiciones secas en la cuenca del Ebro (1979-2025)

Después de caracterizar el clima medio observacional y validar los modelos, se analiza cómo han evolucionado las condiciones secas. Para esto, se emplean los índices SPI y SPEI calculados a partir de los datos MSWX para el periodo 1979-2025. Se agrupan los datos mensuales de toda la cuenca y se analizan las tendencias estacionales. Esto permite separar la influencia de la variación de la lluvia, que se evalúa con el SPI, de la influencia asociada al balance hídrico, medido con el SPEI, a escala estacional. Esta distinción constituye el eje central del análisis histórico del presente trabajo.

5.3.1 Evolución del SPI: señal pluviométrica

Las series temporales del SPI (Fig. 12) muestran la alternancia natural entre periodos secos y húmedos, característica de la variabilidad climática de la cuenca del Ebro (Vicente-Serrano & Cuadrat-Prats, 2007). Los episodios secos más intensos y prolongados se evidencian mejor según el SPI12 (Fig. 12b), y ocurrieron en torno a 1989-1991, 1993-1996 y 2005-2009, en coincidencia con algunas de las sequías más relevantes que han afectado la España peninsular durante los siglos XX y XXI (Trullenque-Blanco et al., 2024). Por otro lado, las fases húmedas más destacadas corresponden a los periodos 1979-1985, 1997-1998 y 2013-2016, asociadas a patrones meteorológicos favorables a llegadas de borrascas atlánticas sobre la PI.

La tendencia lineal del SPI-3 ($0.001 \text{ unidades} \cdot \text{década}^{-1}$, $p = 0.97$) y del SPI-12 ($0.021 \text{ unidades} \cdot \text{década}^{-1}$, $p = 0.42$) no alcanza significación estadística al 95 % de confianza, lo que indica que, en términos exclusivamente pluviométricos, la cuenca del Ebro no presenta una intensificación clara ni una atenuación de las condiciones de sequía durante el periodo 1979-2025. Este resultado es coherente con la tendencia ligeramente negativa pero no significativa de la precipitación anual identificada en el apartado 5.1, y se enmarca en el patrón general documentado para la PI, donde la señal de cambio en la precipitación es débil e incierta en comparación con la señal térmica (Páscoa et al., 2017; Spinoni et al., 2015). La ausencia de

tendencia significativa en el SPI de ambas escalas temporales es, además, consistente con los resultados de Stagge et al. (2017), quienes documentan que el SPI tiende a no detectar tendencias significativas en Europa mientras que el SPEI sí las registra, precisamente porque el primero no incorpora el efecto del calentamiento sobre la demanda evaporativa.

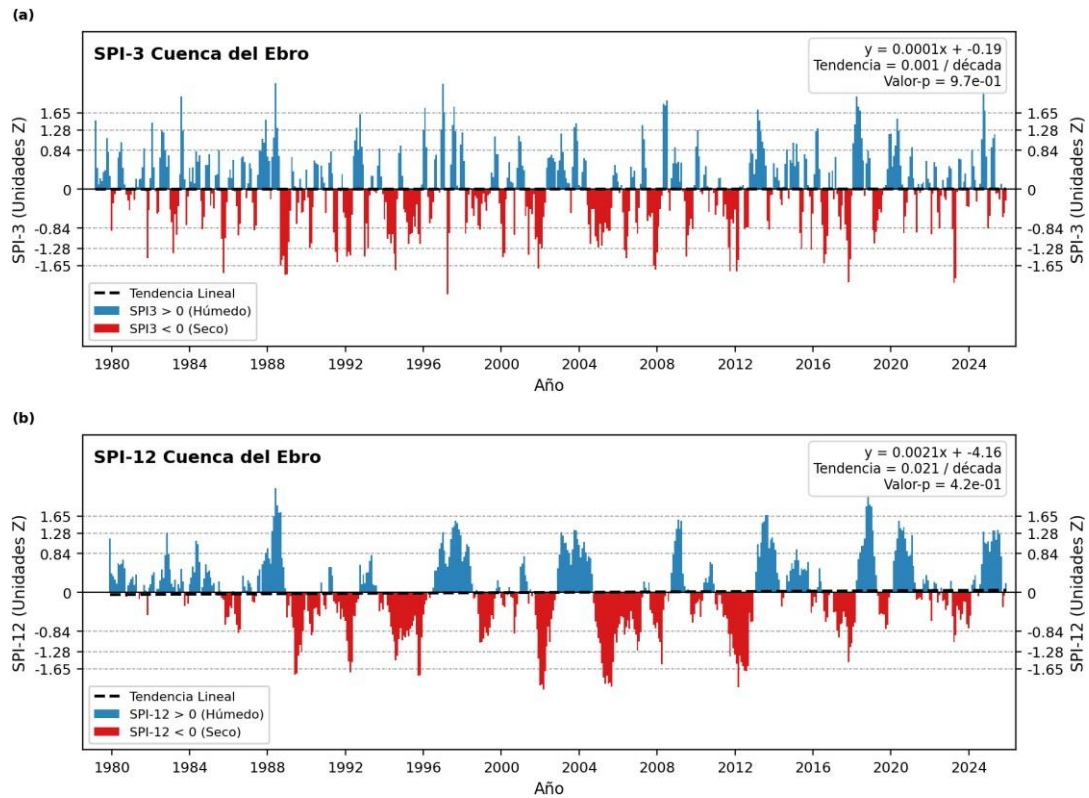


Figura 12. Series temporales mensuales del SPI calculado para la cuenca del Ebro a partir de los datos MSWX (1979-2025): (a) SPI-3 y (b) SPI-12. Las barras azules indican condiciones húmedas ($SPI > 0$) y las rojas condiciones secas ($SPI < 0$). Las líneas discontinuas representan las tendencias lineales con sus respectivos valores de pendiente y de p.

5.3.2 Evolución del SPEI: señal del balance hídrico

Por su parte, el SPEI (Fig. 13) muestra un comportamiento muy diferente respecto al descrito anteriormente para el SPI. Las series del SPEI-3 y SPEI-12 presentan una tendencia estadísticamente significativa y fuertemente negativa (-0.106 unidades*década⁻¹, $p = 5.8 \cdot 10^{-5}$, -0.207 unidades*década⁻¹, $p = 9.8 \cdot 10^{-16}$, respectivamente). La tendencia del SPEI-12 es aproximadamente 3,8 veces más intensa que la tendencia media global del SPEI-6 reportada por Gebrechorkos et al. (2025) para el periodo 1981-2022 ($\approx -0,055$ unidades*década⁻¹), resultado consistente con el carácter de hotspot climático de la PI respecto a la media global (Giorgi, 2006; Diffenbaugh & Giorgi, 2012).

El cambio se nota claramente en la serie temporal; en las primeras dos décadas del periodo (1979-1998) dominan los valores positivos del SPEI-12. Esto significa que había condiciones predominantemente húmedas en términos de balance hídrico, pero desde el año 2000 las anomalías negativas son más frecuentes, más intensas y persistentes. Esto ha llevado a un periodo reciente con déficit hídrico. Este cambio a condiciones áridas desde finales de la década de 1990 ha sido documentado en otros estudios sobre la PI y coincide con el periodo de mayor intensificación del calentamiento regional (Páscoa et al., 2021; Hoerling et al., 2012).

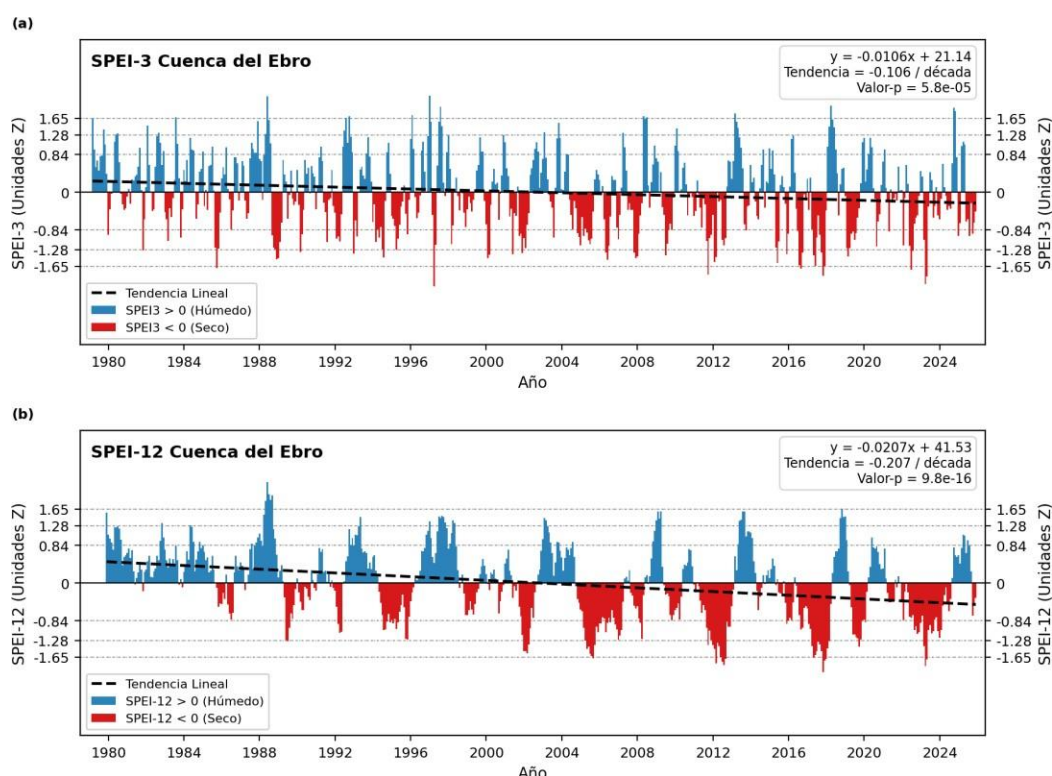


Figura 13. Series temporales mensuales del SPEI calculado para la cuenca del Ebro a partir de los datos MSWX (1979-2025); (a) SPEI-3 y (b) SPEI-12. Mismo formato y simbología que la Figura 12.

5.3.3 La divergencia SPI-SPEI como resultado central

La diferencia entre la señal del SPI y la del SPEI constituye el resultado más relevante de este apartado y el hallazgo central del análisis histórico del presente trabajo. Mientras que la precipitación se ha mantenido sin cambios significativos durante el periodo de estudio, el incremento sostenido de la temperatura máxima ($0.57\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{década}^{-1}$) y mínima ($0.39\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{década}^{-1}$) ha provocado un aumento progresivo de la evapotranspiración potencial y, por tanto, un déficit hídrico creciente que únicamente el SPEI es capaz de capturar. Esta divergencia ha sido documentada de forma consistente en numerosos estudios sobre sequía en

regiones mediterráneas y semiáridas bajo calentamiento progresivo (Vicente-Serrano et al., 2014; Páscoa et al., 2017; Stagge et al., 2017), y su magnitud en la cuenca del Ebro es coherente con los patrones descritos para otras cuencas europeas de características orográficas y climáticas similares. A escala global, Gebrechorkos et al. (2025) atribuyen el 58 % de la expansión del área afectada por sequía entre 1981 y 2022 al aumento de la demanda evaporativa atmosférica, confirmando que el mecanismo identificado en el Ebro opera a escala planetaria y no constituye una particularidad regional (Vicente-Serrano et al., 2022).

5.3.4 Análisis estacional de las tendencias

El análisis de las tendencias estacionales del SPI-3 (Fig. 14) y del SPEI-3 (Fig. 15) confirma esta lectura, permitiendo identificar los sectores y estaciones de la cuenca más vulnerables a la intensificación de las condiciones secas. Para el SPI-3, las tendencias muestran una marcada distribución estacional, ligeramente positivas en parte del sector norte durante el invierno (DEF), claramente negativas en la cabecera atlántica durante la primavera (MAM), fuertemente negativas en gran parte de la cuenca durante el verano (JJA), sobre todo en los sectores central y sur, y mayoritariamente neutras durante el otoño (SON). Estas pautas reflejan una redistribución estacional de la precipitación y no una reducción global del régimen pluviométrico, patrón consistente con los cambios en la circulación atmosférica descritos para el sur de Europa (Giorgi & Lionello, 2008; Hoerling et al., 2012).

En el SPEI-3, en cambio, las tendencias negativas son generalizadas y estadísticamente significativas en todas las estaciones. Alcanzan su punto máximo en verano (JJA), cuando casi toda la cuenca muestra valores significativamente negativos. Esta intensificación en verano es esperable porque la demanda evaporativa atmosférica es más sensible al incremento de temperatura durante los meses cálidos. En esos meses, las temperaturas máximas son más elevadas y la radiación solar incidente es mayor (Hargreaves & Samani, 1985; Allen et al., 1998). La primavera (MAM) y el otoño (SON) también presentan un patrón mayoritariamente decreciente, mientras que el invierno (DEF) presenta la señal más débil. Esto es consistente con el menor impacto del calentamiento sobre la ETP en los meses fríos. Este patrón estacional ha sido documentado de manera similar para el conjunto de la PI (Páscoa et al., 2021) y para otras cuencas mediterráneas en Europa.

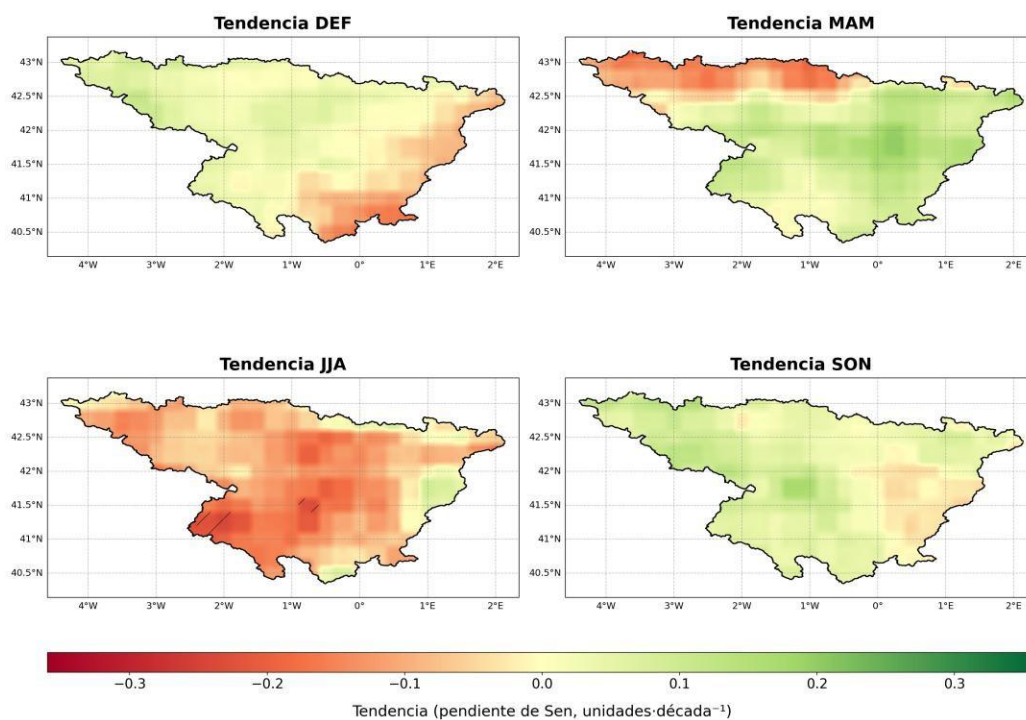


Figura 14. Tendencias estacionales del SPI-3 en la cuenca del Ebro (1979-2025). Paneles: invierno (DEF), primavera (MAM), verano (JJA) y otoño (SON). Tonos rojos: tendencia hacia condiciones más secas; tonos verdes: tendencia hacia condiciones más húmedas. Las tramas diagonales indican significación estadística al 95 % ($p < 0.05$) según el test de Mann-Kendall.

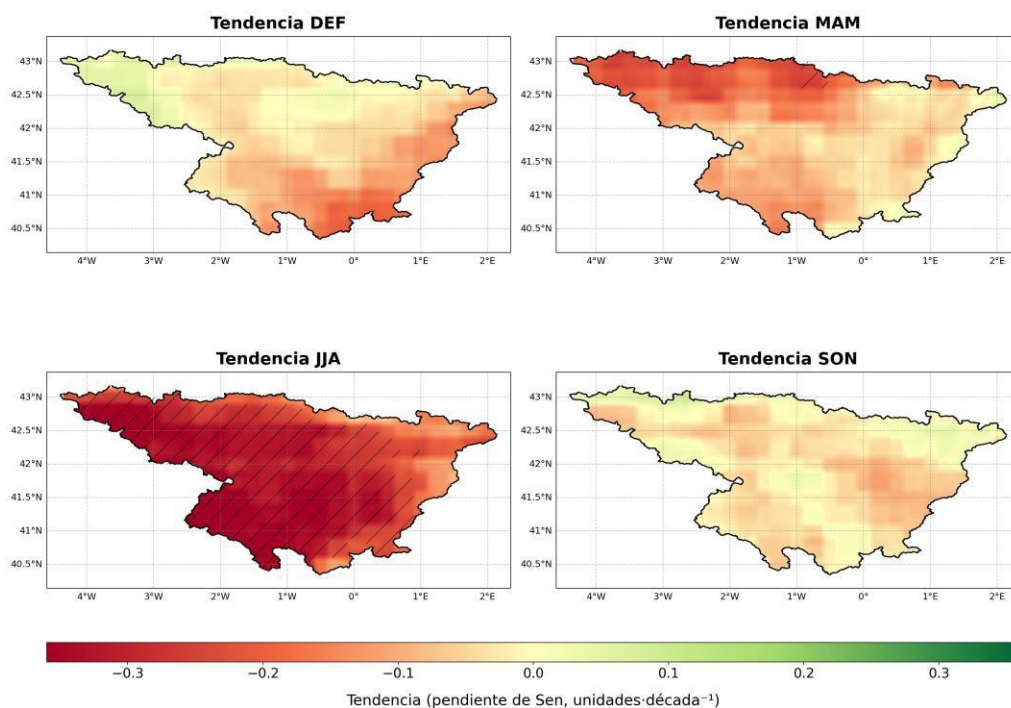


Figura 15. Tendencias estacionales del SPEI-3 en la cuenca del Ebro (1979-2025), con la misma representación que la Figura 14.

5.3.5 Síntesis del análisis histórico

En conjunto, los resultados obtenidos demuestran que la cuenca del Ebro está sufriendo una intensificación importante de las condiciones de sequía durante las últimas décadas, no como consecuencia de una reducción pluviométrica significativa de las precipitaciones, sino como respuesta al incremento sostenido de la temperatura y de la demanda evaporativa atmosférica. La tendencia del SPEI-12 (-0.21 unidades*década⁻¹) hace que la cuenca del Ebro esté situada entre las regiones de mayor desecación del sur de Europa, en línea, con los valores descritos para la PI en su conjunto por Páscoa et al. (2021) y Spinoni et al. (2015), y con su identificación como hotspot climático mediterráneo (Giorgi, 2006; Diffenbaugh & Giorgi, 2012). Estos resultados constituyen la base observacional a partir de la cual se interpretarán en los apartados siguientes las proyecciones futuras bajo los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5.

5.4 Proyecciones futuras de precipitación y temperatura (2040-2100)

Una vez validada la capacidad del MMM_BC para reproducir el clima histórico de la cuenca (apartado 5.2), en este apartado se analizan las proyecciones de precipitación y temperatura para el periodo 2040-2100 bajo los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5. Las Figuras 16 y 17 muestran la evolución de las series anuales de la media multimodelo (MMM) de las salidas NEX-GDDP-CMIP6, que incorporan de origen la corrección de sesgo BCSD aplicada por la NASA (apartado 3.2), y la Tabla 2 recoge las tendencias lineales correspondientes, tanto para la MMM como para cada uno de los cinco modelos individuales. El ajuste QM adicional frente a MSWX descrito en el apartado 4.2.2 se reserva para el cálculo de los índices de sequía (apartado 5.5).

Bajo el escenario intermedio SSP2-4.5 (Fig. 16), la cuenca del Ebro continuaría calentándose a un ritmo moderado durante la segunda mitad del siglo. La temperatura máxima anual aumentaría a razón de 0.26 °C*década⁻¹ y la mínima a 0.21 °C*década⁻¹. Estos ritmos son aproximadamente la mitad de los observados durante el periodo histórico reciente (0.57 y 0.39 °C*década⁻¹; apartado 5.1.3), lo que refleja el efecto estabilizador de las políticas de mitigación implícitas en este escenario (O'Neill et al., 2016; Riahi et al., 2017). La precipitación, por su parte, presenta una tendencia ligeramente negativa (-0.052 mm*mes⁻¹*año⁻¹ en la MMM) que no alcanza significación estadística, y la diferencia entre la primera y la última década del periodo es inferior al 5 %. El escenario SSP2-4.5 prolonga, por tanto, el patrón ya identificado en el análisis histórico, calentamiento sostenido sin una reducción robusta de las aportaciones

pluviométricas. El escenario de altas emisiones SSP5-8.5 (Fig. 17) ilustra, en cambio, una trayectoria mucho más severa. Se prevé que la temperatura máxima media anual experimente un aumento de $0.86^{\circ}\text{C} \cdot \text{década}^{-1}$ y la mínima $0.71^{\circ}\text{C} \cdot \text{década}^{-1}$, ambas tendencias estadísticamente significativas, lo que supone un calentamiento superior a 4°C entre la primera y la última década del periodo (de 19.5 a 23.8°C en la temperatura máxima media anual). A diferencia del escenario intermedio, la precipitación sí muestra una tendencia negativa significativa ($-0.244 \text{ mm} \cdot \text{mes}^{-1} \cdot \text{año}^{-1}$ en la MMM; Tabla 2), equivalente a una reducción próxima al 20 % de la precipitación media mensual entre las décadas 2040-2049 y 2091-2100. Bajo SSP5-8.5, la cuenca afrontaría así una doble presión, el incremento de la DEA asociado al calentamiento y una disminución simultánea y robusta de las precipitaciones, configuración identificada como característica del hotspot mediterráneo en las proyecciones regionales (Giorgi & Lionello, 2008; Spinoni et al., 2018, 2020).

La dispersión entre modelos individuales (Tabla 2) confirma la robustez del signo de estas señales, al tiempo que ilustra la incertidumbre en su magnitud. En SSP5-8.5, los cinco modelos coinciden en proyectar un calentamiento significativo, con ritmos de entre 0.057 (GFDL-ESM4) y $0.103^{\circ}\text{C} \cdot \text{año}^{-1}$ (CanESM5), y cuatro de los cinco proyectan reducciones significativas de la precipitación, de entre -0.231 y $-0.355 \text{ mm} \cdot \text{mes}^{-1} \cdot \text{año}^{-1}$. En SSP2-4.5, en cambio, ninguna tendencia pluviométrica individual alcanza la significación estadística, y un modelo (EC-Earth3) llega incluso a proyectar una tendencia ligeramente positiva, lo que confirma que la señal de cambio en la precipitación solo emerge con claridad bajo forzamiento radiativo intenso (Tebaldi & Knutti, 2007; Knutti & Sedláček, 2013).

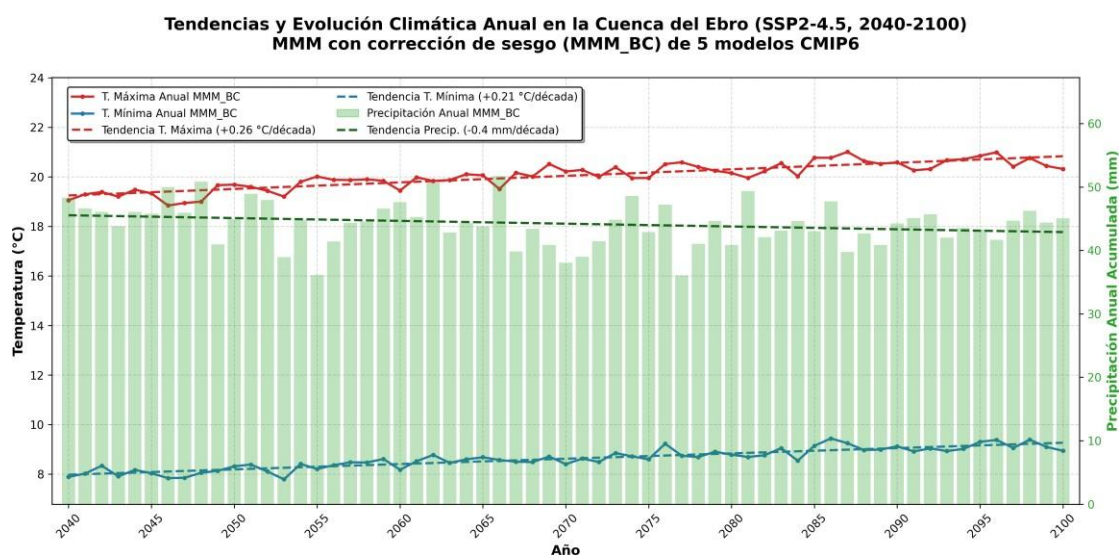


Figura 16. Evolución y tendencias de la temperatura máxima, mínima y precipitación medias anuales proyectadas para la cuenca del Ebro durante el periodo 2040-2100 bajo el escenario SSP2-4.5. Media multimodelo (MMM) de los cinco modelos NEX-GDDP-CMIP6, que incluyen de origen la corrección de sesgo BCSD; las líneas discontinuas representan las tendencias lineales.

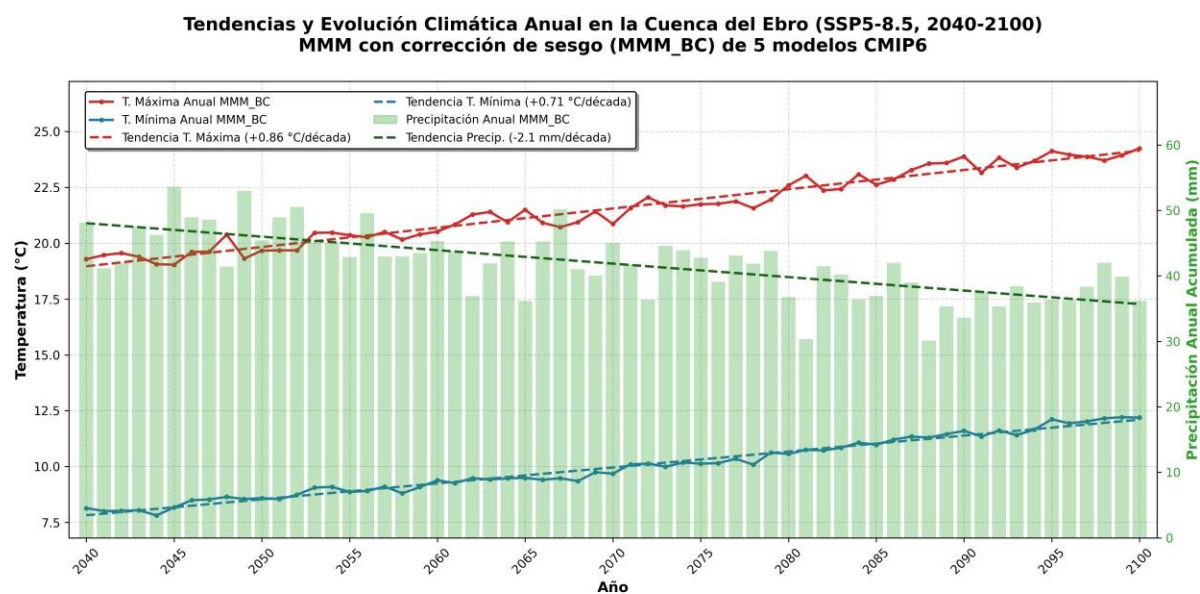


Figura 17. Evolución y tendencias de la temperatura máxima, y mínima medias y del total de precipitación anual proyectadas para la cuenca del Ebro durante el periodo 2040-2100, bajo el escenario SSP5-8.5. Misma representación que la Figura 16.

Tabla 2. Tendencias lineales de la precipitación (T_p , $\text{mm} \cdot \text{mes}^{-1} \cdot \text{año}^{-1}$) y de la temperatura media (T_s , $^{\circ}\text{C} \cdot \text{año}^{-1}$) proyectadas para el periodo 2040-2100 en la cuenca del Ebro bajo los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5, para la media multimodelo (MMM) y los cinco modelos individuales NEX-GDDP-CMIP6.ModeloSSP2

	SSP5-4.5		SSP5-8.5	
	T_p ($\text{mm} \cdot \text{mes}^{-1} \cdot \text{año}^{-1}$)	T_s ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{año}^{-1}$)	T_p ($\text{mm} \cdot \text{mes}^{-1} \cdot \text{año}^{-1}$)	T_s ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{año}^{-1}$)
MMM	-0.052	0.026	-0.244	0.081
ACCESS-CM2	-0.016	0.025	-0.135	0.091
CanESM5	-0.034	0.031	-0.355	0.103
EC-Earth3	0.010	0.027	-0.231	0.082
GFDL-ESM4	-0.156	0.025	-0.244	0.057
MPI-ESM1-2-HR	-0.061	0.021	-0.258	0.069

Estos resultados delimitan el marco climático en el que deben interpretarse las proyecciones de los índices de sequía, con un escenario intermedio en el que el cambio se canaliza casi exclusivamente a través de la temperatura, y un escenario de altas emisiones en el que el calentamiento intenso y la reducción pluviométrica actúan de forma conjunta. El apartado siguiente analiza cómo esta combinación se traduce en la evolución de las condiciones secas y húmedas mediante el SPI y el SPEI.

5.5 Proyecciones futuras de las condiciones secas: SPI y SPEI (2041-2100)

Para caracterizar la evolución futura de las condiciones secas se calculó el SPI y el SPEI a escalas de 3 y 12 meses utilizando las series mensuales de la MMM_BC, siguiendo el procedimiento descrito en los apartados 4.2.3 y 4.2.4 y de forma análoga al enfoque aplicado por Ernst et al. (2025). Tal como se detalla en el apartado 4.2.6, los índices futuros se estandarizaron respecto al propio horizonte (2040-2100), en lugar del periodo histórico 1979-2014. Esta elección responde a la naturaleza relativa de ambos índices. Si se estandariza respecto al clima histórico, el desplazamiento del estado medio bajo calentamiento intenso sitúa la práctica totalidad del periodo futuro en la categoría de sequía y los índices dejan de discriminar la variabilidad interna del nuevo clima (Vicente-Serrano et al., 2010; Ault, 2020). Con la referencia futura, en cambio, el SPI y el SPEI cuantifican la evolución de las condiciones secas y húmedas dentro del propio siglo XXI. Las tendencias de los índices se evalúan para el periodo 2041-2100, dado que los primeros meses del horizonte futuro se pierden al acumular las escalas temporales de 3 y 12 meses.

Bajo el escenario SSP2-4.5 (Fig. 18 y 19), ambos índices muestran tendencias negativas estadísticamente significativas, pero de magnitud moderada (Tabla 3): -0.023 y -0.039 unidades* década^{-1} para el SPI-3 y el SPI-12, y -0.048 y -0.087 unidades* década^{-1} para el SPEI-3 y el SPEI-12, respectivamente. Las series presentan una alternancia de fases secas y húmedas plurianuales similar a la del periodo histórico, sin que se aprecie una transición abrupta hacia condiciones persistentemente secas. Bajo el escenario SSP5-8.5 (Fig. 20 y 21), el secamiento progresivo es mucho más intenso. Las tendencias alcanzan -0.229 unidades* década^{-1} en el SPI-12 y -0.330 unidades* década^{-1} en el SPEI-12 (Tabla 3), entre cinco y seis veces superiores a las del escenario intermedio. La estructura temporal de las series resulta especialmente ilustrativa. Las primeras décadas del periodo aparecen como predominantemente húmedas en relación con la media del conjunto del horizonte futuro, mientras que las tres últimas décadas del siglo se sitúan de forma casi permanente en condiciones secas, con valores del SPEI-12 próximos a -1 hacia 2100. Dado que la estandarización se realiza respecto al propio periodo futuro, esta lectura debe interpretarse en términos relativos, dado que lo que las series describen es un desplazamiento continuo y acelerado del estado hidroclicmático medio de la cuenca a lo largo de la segunda mitad del siglo, coherente con las proyecciones disponibles para la PI (Soares et al., 2023; Spinoni et al., 2018).

La divergencia entre el SPI y el SPEI, identificada como el resultado central del análisis histórico (apartado 5.3.3), persiste en ambos escenarios futuros. En SSP2-4.5, las tendencias del SPEI duplican aproximadamente las del SPI en ambas escalas temporales, lo que indica que, en un escenario sin reducción pluviométrica robusta, el secamiento proyectado se explica fundamentalmente por el incremento de la demanda evaporativa atmosférica (Gebrechorkos et al., 2025). En SSP5-8.5 la diferencia relativa entre ambos índices se reduce (-0.330 frente a -0.229 unidades* década^{-1} en la escala de 12 meses), puesto que la propia precipitación pasa a contribuir de forma significativa al secamiento; aun así, el SPEI sigue mostrando la señal más intensa, lo que confirma el papel amplificador de la temperatura sobre las condiciones de sequía en todos los escenarios considerados (Tramblay et al., 2020; Seneviratne et al., 2021).

Tabla 3. Tendencias (pendiente de Sen, unidades*década⁻¹) del SPI y el SPEI a escalas de 3 y 12 meses durante el periodo futuro 2041-2100 en la cuenca del Ebro, bajo los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5, calculadas sobre las series de la media multimodelo corregida por sesgo. Todas las tendencias son estadísticamente significativas al 95 % de confianza según el test de Mann-Kendall.

Índice	SSP2-4.5	SSP5-8.5
SPI-3	-0.023	-0.138
SPI-12	-0.039	-0.229
SPEI-3	-0.048	-0.212
SPEI-12	-0.087	-0.330

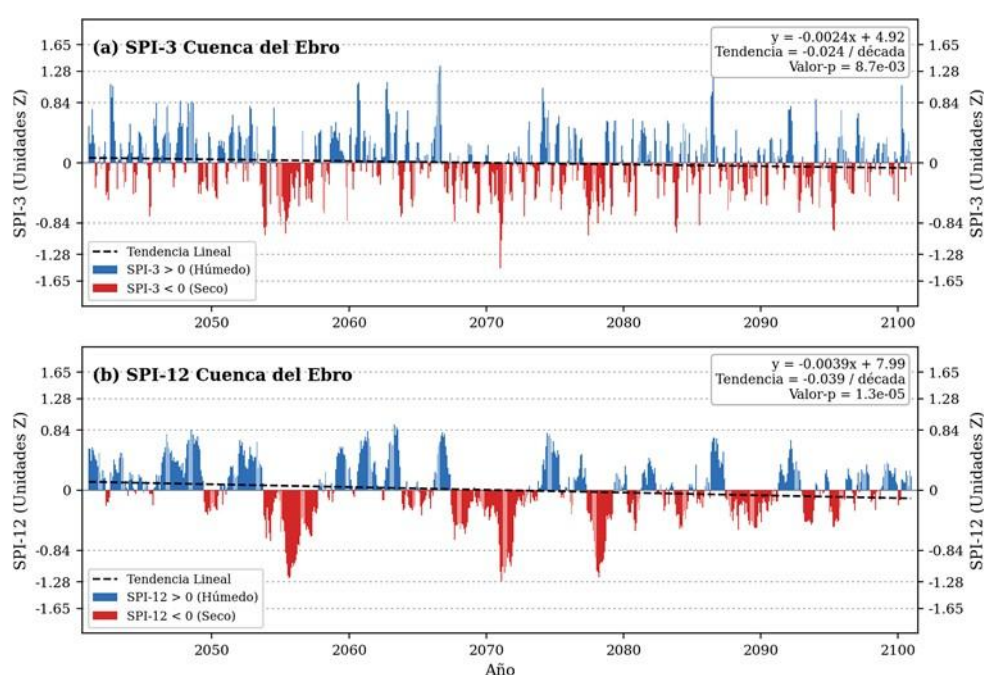


Figura 18. Series temporales mensuales del SPI-3 (a) y del SPI-12 (b) proyectados para la cuenca del Ebro durante el periodo 2041-2100 bajo el escenario SSP2-4.5, calculados a partir de la media multimodelo corregida por sesgo y estandarizados respecto al propio periodo futuro (2040-2100). La línea discontinua indica la tendencia lineal.

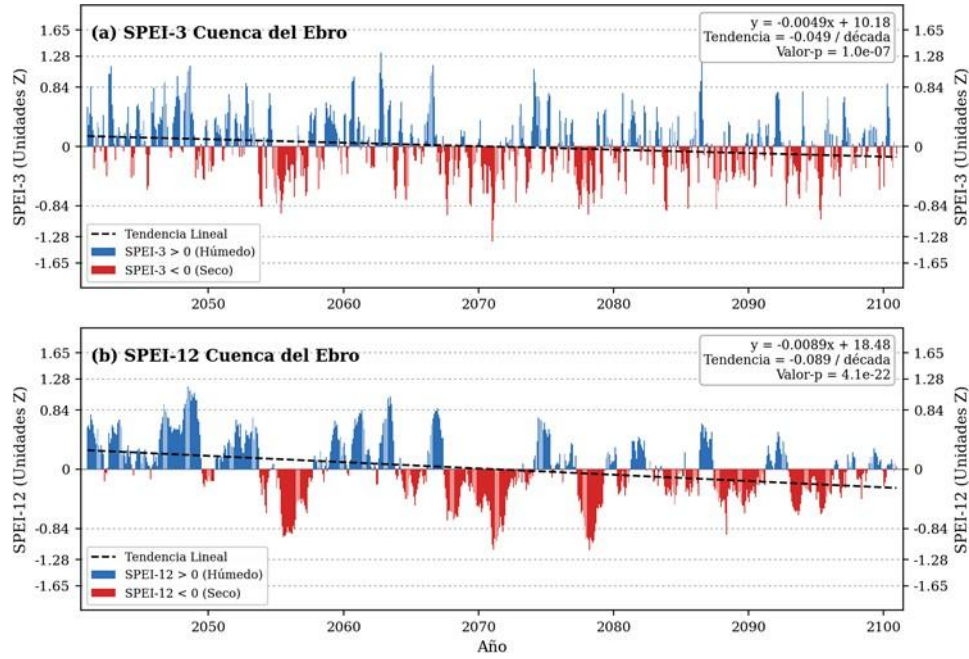


Figura 19. Series temporales mensuales del SPEI-3 (a) y del SPEI-12 (b) proyectados para la cuenca del Ebro durante el periodo 2041-2100 bajo el escenario SSP2-4.5, con la misma representación que la Figura 18. Índices estandarizados respecto del propio periodo futuro (2040-2100).

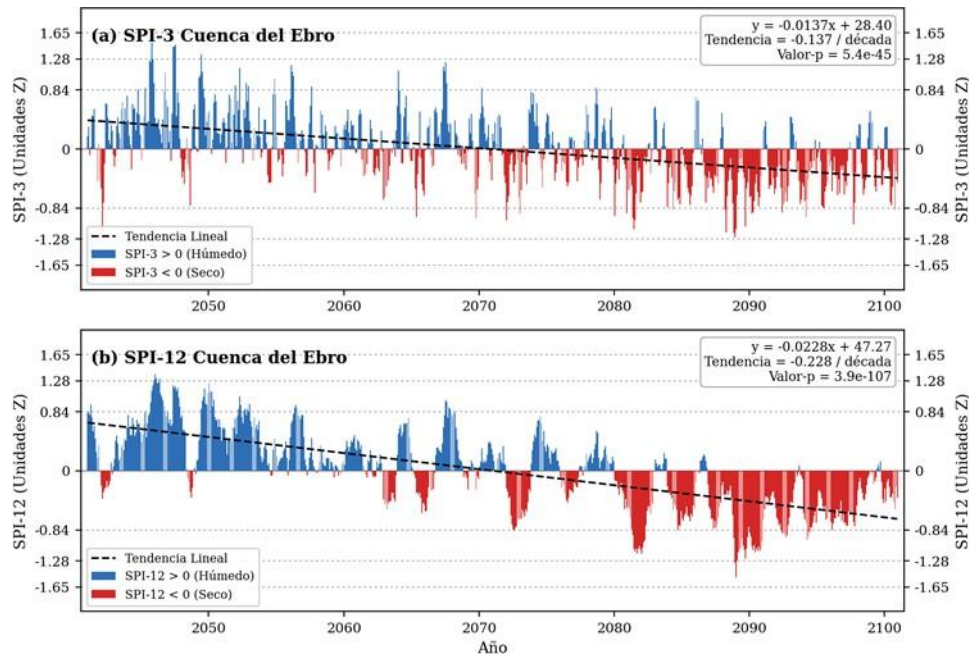


Figura 20. Series temporales mensuales del SPI-3 (a) y del SPI-12 (b) proyectados para la cuenca del Ebro durante el periodo 2041-2100 bajo el escenario SSP5-8.5, con la misma representación que la Figura 18. Índices estandarizados respecto del propio periodo futuro (2040-2100).

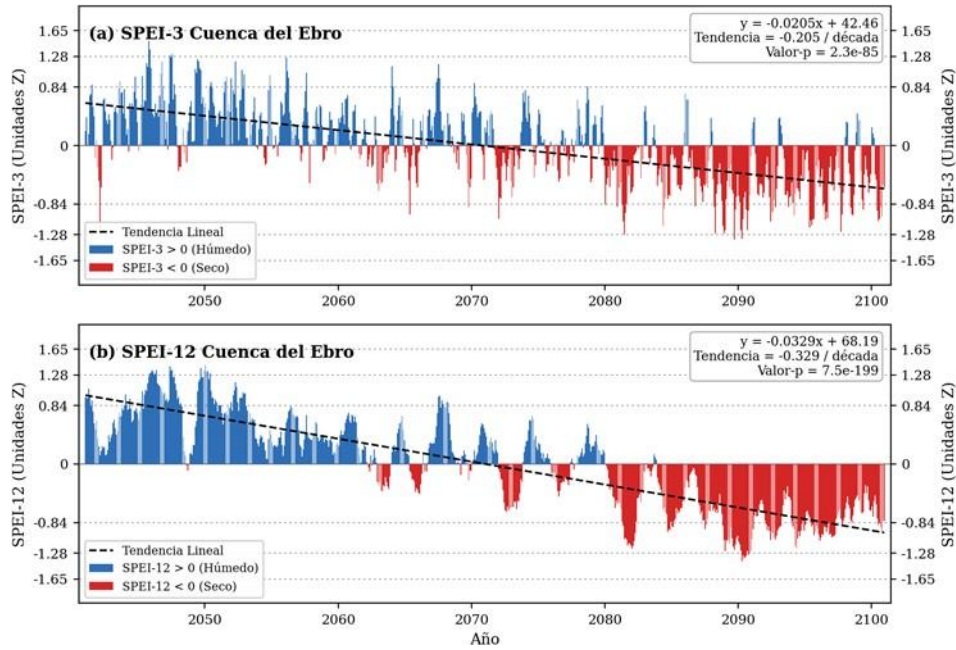


Figura 21. Series temporales mensuales del SPEI-3 (a) y del SPEI-12 (b) proyectados para la cuenca del Ebro durante el periodo 2041-2100 bajo el escenario SSP5-8.5, con la misma representación que la Figura 18. Índices estandarizados respecto del propio periodo futuro (2040-2100).

Adicionalmente, al calcular el SPI y el SPEI para ambos escenarios futuros tomando como periodo de referencia el periodo histórico 1979-2014 (Figs. 22-25), se observa que la cuenca permanecería prácticamente todo el tiempo bajo condiciones secas, particularmente severas y extremas hacia finales de la centuria. Esto confirma que las proyecciones simulan un clima más seco que el actual en la cuenca del Ebro, resultado en coincidencia con estudios que plantean el paradigma de que las regiones de clima seco serán cada vez más secas (Feng y Zhang, 2015).

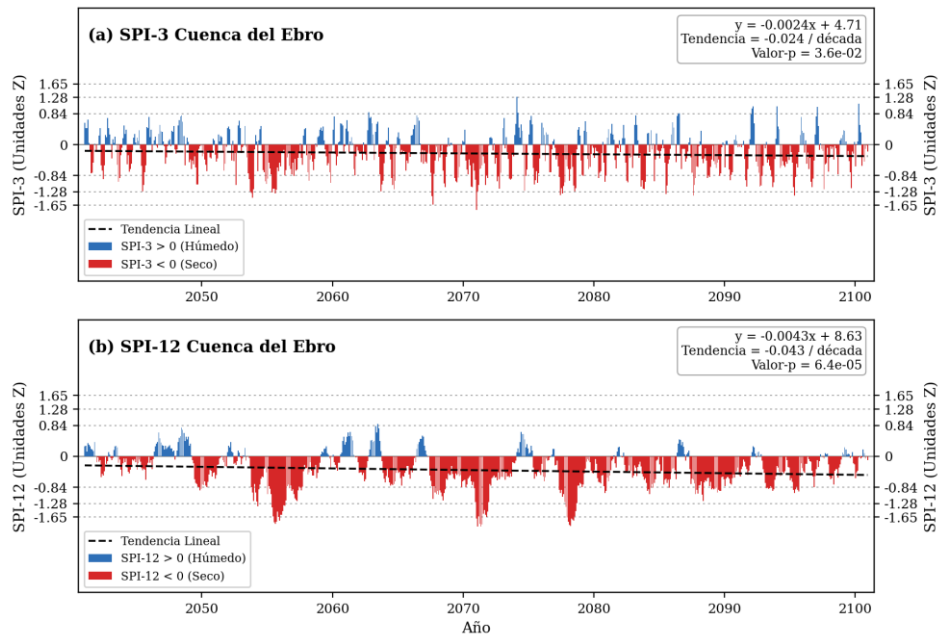


Figura 22. Series temporales mensuales del SPI-3 (a) y del SPI-12 (b) proyectados para la cuenca del Ebro durante el periodo 2041-2100 bajo el escenario SSP2-4.5, con la misma representación que la Figura 18, pero con los índices estandarizados respecto al periodo histórico de referencia (1979-2014).

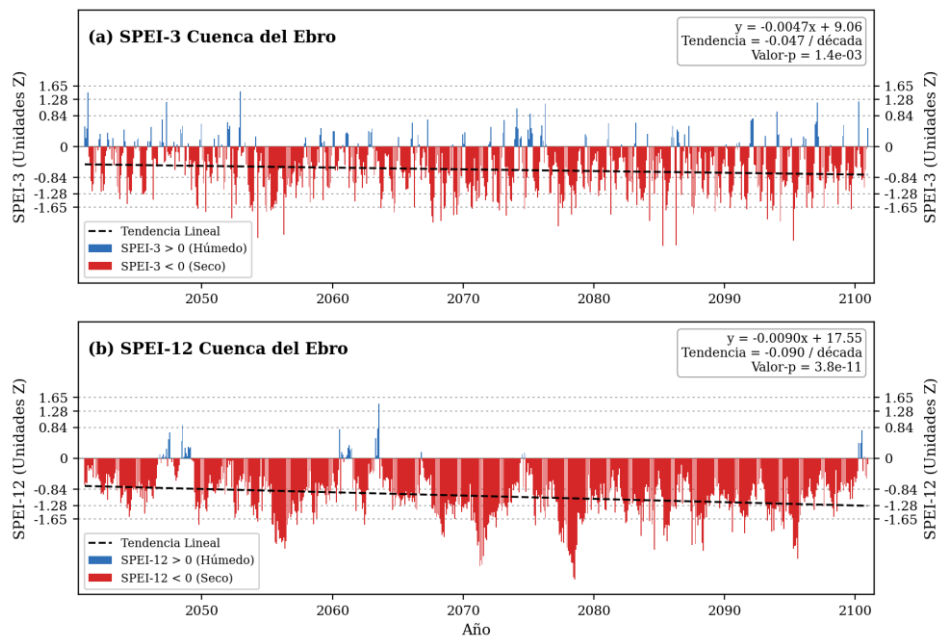


Figura 23. Series temporales mensuales del SPEI-3 (a) y del SPEI-12 (b) proyectados para la cuenca del Ebro durante el periodo 2041-2100 bajo el escenario SSP2-4.5, con la misma representación que la Figura 22.

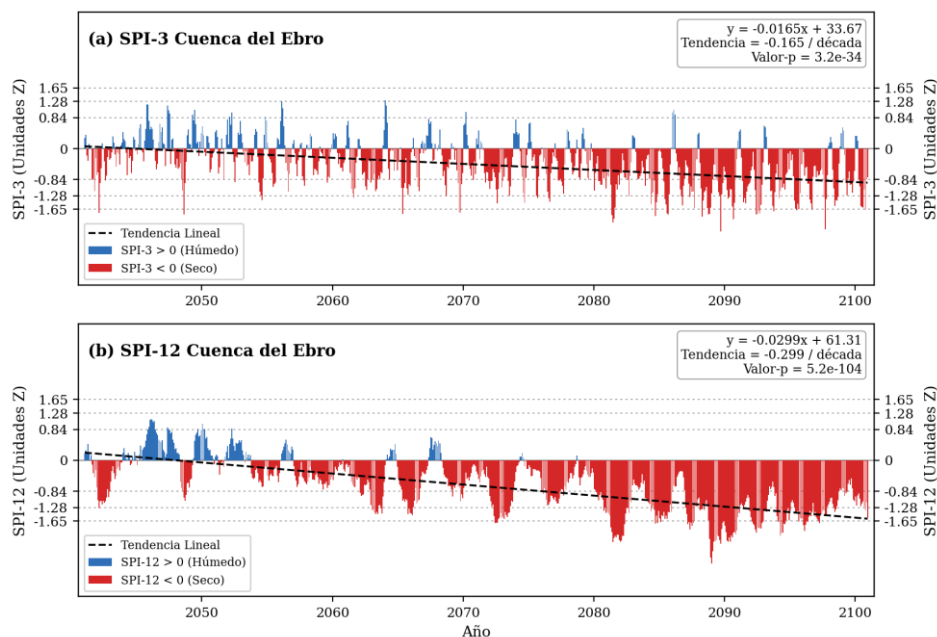


Figura 24. Series temporales mensuales del SPI-3 (a) y del SPI-12 (b) proyectados para la cuenca del Ebro durante el periodo 2041-2100 bajo el escenario SSP5-8.5, con la misma representación que la Figura 22.

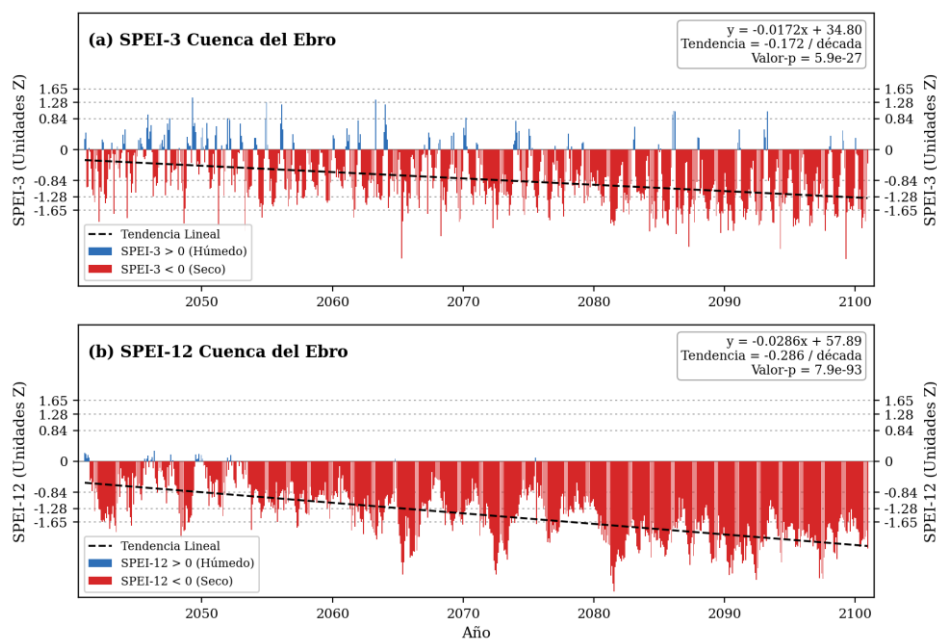


Figura 25. Series temporales mensuales del SPEI-3 (a) y del SPEI-12 (b) proyectados para la cuenca del Ebro durante el periodo 2041-2100 bajo el escenario SSP5-8.5, con la misma representación que la Figura 22.

El análisis estacional de las proyecciones (Fig. 26-29) revela que el secamiento descrito a escala anual no se distribuye de forma homogénea a lo largo del año, sino que reproduce y amplifica

la asimetría estacional identificada en el periodo histórico (apartado 5.3.4). Bajo SSP2-4.5, únicamente el SPEI-3 de verano ($-0.086 \text{ unidades} \cdot \text{década}^{-1}$) y otoño ($-0.079 \text{ unidades} \cdot \text{década}^{-1}$) presenta tendencias significativas, mientras que la señal pluviométrica del SPI-3 no alcanza la significación en ninguna estación. Bajo SSP5-8.5, en cambio, el secamiento estacional se generaliza: el SPEI-3 registra tendencias significativas en las cuatro estaciones, con máximos en verano ($-0.296 \text{ unidades} \cdot \text{década}^{-1}$) y primavera ($-0.254 \text{ unidades} \cdot \text{década}^{-1}$) y mínimo en invierno ($-0.076 \text{ unidades} \cdot \text{década}^{-1}$), y el SPI-3 acompaña esta señal en primavera, verano y otoño. La persistencia del patrón estacional histórico, con máximo secamiento estival y primaveral e invierno casi neutro, indica que el incremento de la demanda evaporativa seguirá concentrando el riesgo de sequía en la mitad cálida del año, precisamente cuando la demanda hídrica del regadío es máxima, lo que acentúa las implicaciones para la gestión analizadas en el capítulo final.

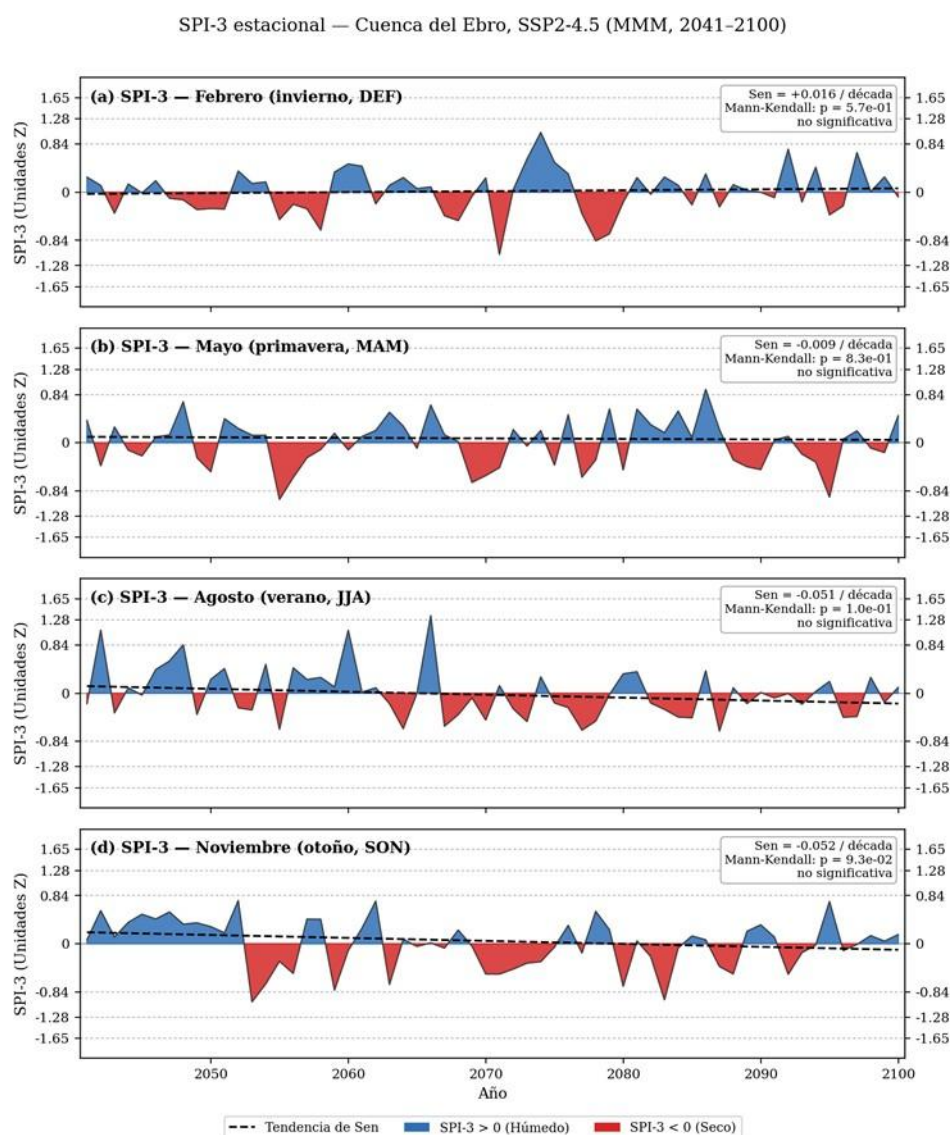


Figura 26. Series estacionales del SPI-3 proyectado para la cuenca del Ebro durante el periodo 2041-2100 bajo el escenario SSP2-4.5, representadas mediante el valor del índice en el mes final de cada estación: (a) febrero (invierno, DEF); (b) mayo (primavera, MAM); (c) agosto (verano, JJA); y (d) noviembre (otoño, SON). Media multimodelo corregida por sesgo, estandarizada respecto al propio periodo futuro (2040-2100). La línea discontinua indica la tendencia de Sen; en cada panel se muestran la pendiente (unidades* década^{-1}) y el p-valor del test de Mann-Kendall.

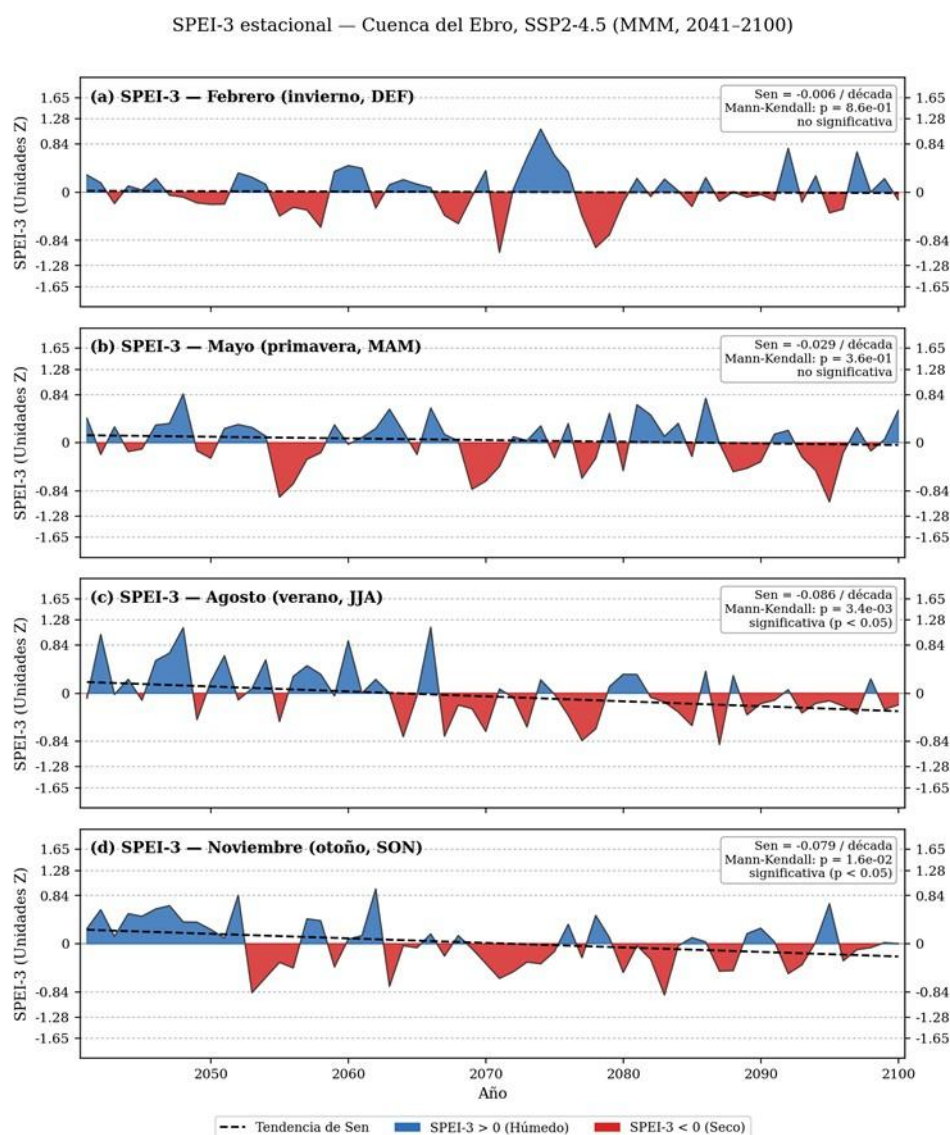


Figura 27. Series estacionales del SPEI-3 proyectado para la cuenca del Ebro durante el periodo 2041-2100 bajo el escenario SSP2-4.5, con la misma representación que la Figura 26.

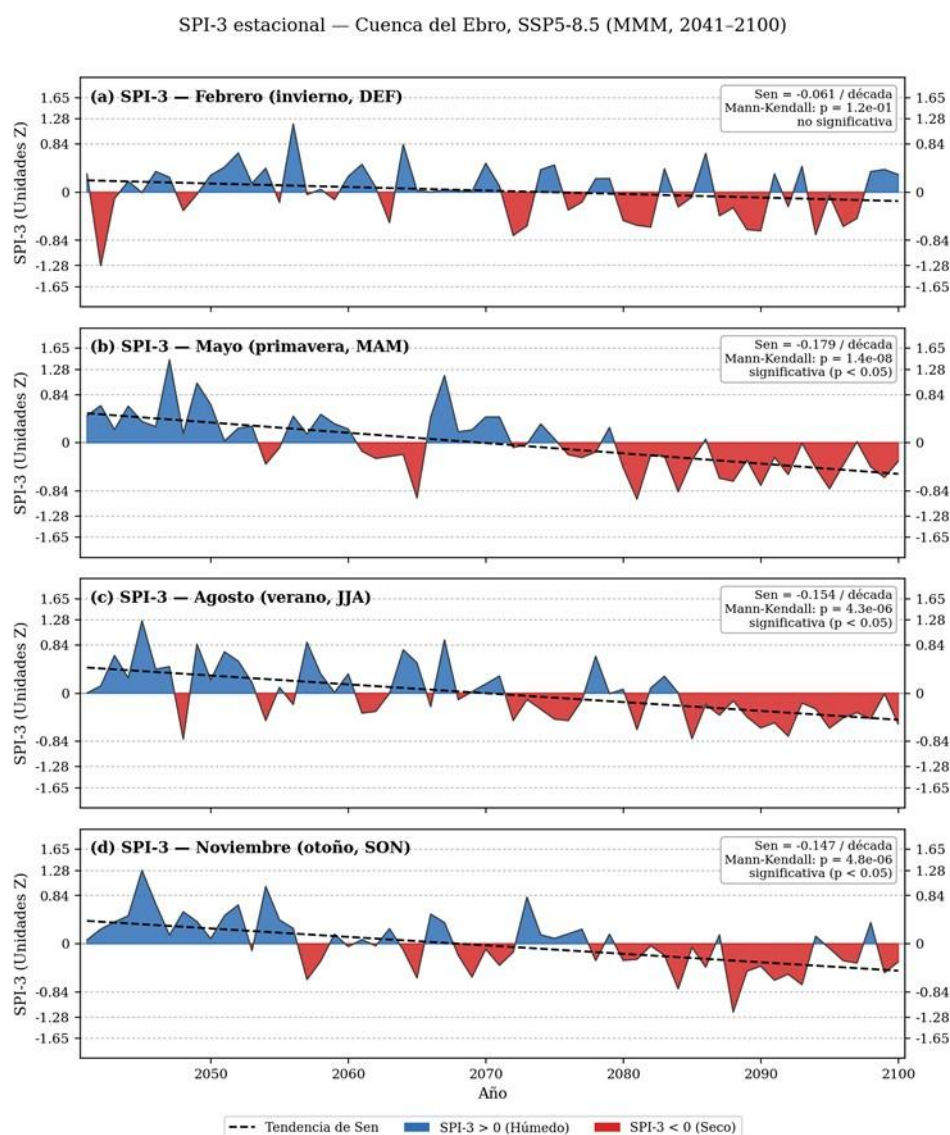


Figura 28. Series estacionales del SPI-3 proyectado para la cuenca del Ebro durante el periodo 2041-2100 bajo el escenario SSP5-8.5, con la misma representación que la Figura 26.

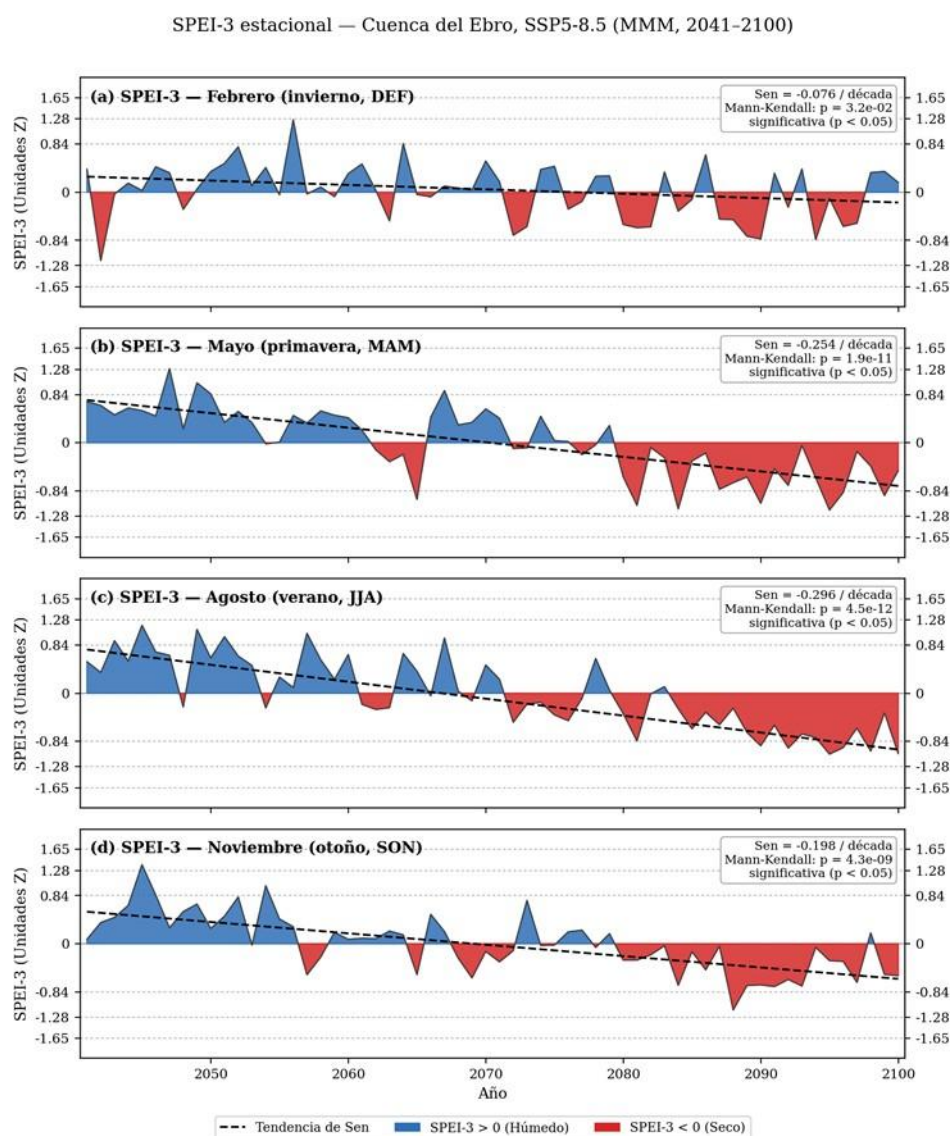


Figura 29. Series estacionales del SPEI-3 proyectado para la cuenca del Ebro durante el periodo 2041-2100 bajo el escenario SSP5-8.5, con la misma representación que la Figura 26.

El análisis de las funciones de densidad (Fig.30) permite cuantificar el desplazamiento del estado medio que las series estandarizadas respecto al futuro no muestran de forma directa. Cuando el SPI-3 y el SPEI-3 del periodo 2041-2100 se estandarizan respecto al periodo histórico 1979-2014, las distribuciones se desplazan claramente hacia valores negativos, de forma mucho más acusada en el SPEI que en el SPI y en SSP5-8.5 que en SSP2-4.5. En el caso del SPEI-3 bajo altas emisiones, la moda de la distribución se sitúa en el entorno del umbral de sequía moderada, lo que implica que condiciones consideradas anómalamente secas en el clima actual pasarían a constituir el estado habitual de la cuenca a finales de siglo. Este resultado

ilustra, además, la sensibilidad de los índices estandarizados al periodo de referencia elegido, una cuestión metodológica relevante para la interpretación de proyecciones de sequía (Ernst et al., 2025).

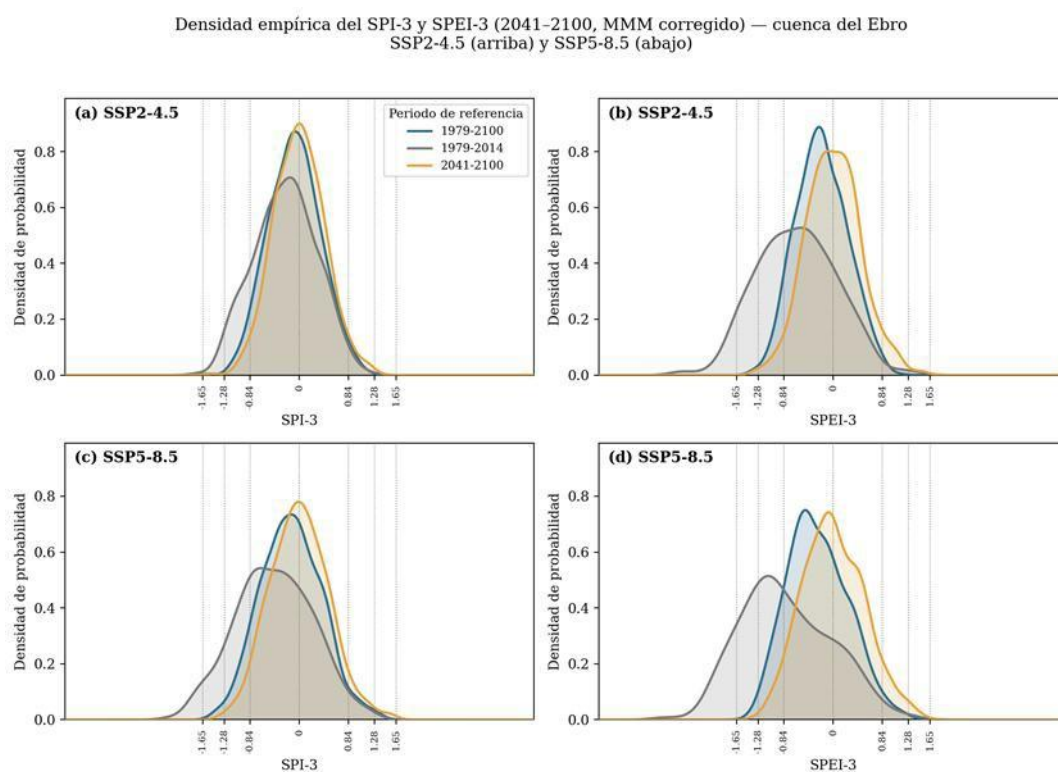


Figura 30. Funciones de densidad empírica del SPI-3 y del SPEI-3 durante el periodo futuro 2041-2100 en la cuenca del Ebro: (a) SPI-3 bajo SSP2-4.5; (b) SPEI-3 bajo SSP2-4.5; (c) SPI-3 bajo SSP5-8.5; y (d) SPEI-3 bajo SSP5-8.5. Cada panel muestra las distribuciones calculadas con tres periodos de referencia alternativos para la estandarización (1979-2100, 1979-2014 y 2040-2100). Las líneas verticales indican los umbrales estándar de clasificación de los índices.

Finalmente, las Figuras 31 y 32 sintetizan el cambio en la probabilidad de ocurrencia de condiciones secas mediante el Risk Ratio (RR; apartado 4.2.6), calculado con dos estandarizaciones alternativas: respecto al propio horizonte futuro (Fig. 31) y respecto al periodo histórico 1979-2014 (Fig. 32) y en la escala de tres meses del SPI y el SPEI. Cuando los índices se estandarizan respecto al propio clima futuro (Fig.31), el RR aumenta de forma general con los umbrales de calentamiento en ambos índices y escenarios. Bajo SSP2-4.5, el riesgo de ocurrencia de condiciones secas es mayor según el SPI que el SPEI. Sin embargo, para condiciones severas y extremas ($\tau \leq -1.28$) y extremas ($\tau \leq -1.65$), el riesgo de condiciones secas es mayor en las series del SPEI. Bajo el SSP5-8.5 y $\tau \leq -0.84$, los umbrales severos

alcanzan valores de RR próximos a 2, siendo muy similares entre el SPI y el SPEI para ambos tramos de calentamiento. Un aspecto relevante es que, bajo SSP5-8.5, los RR asociados al SPI3 son superiores a los del SPEI3 para condiciones severas y extremas ($\tau \leq -1.28$) y extremas ($\tau \leq -1.65$). Este resultado debe interpretarse con cautela. Dado que los índices fueron estandarizados respecto al propio periodo futuro 2041-2100, el SPEI3 evalúa las anomalías dentro de un clima ya más cálido y con mayor demanda evaporativa. Por tanto, parte del efecto medio del calentamiento sobre la PET queda absorbido por la climatología futura, reduciendo el contraste relativo entre los tramos térmicos.

En este contexto, los mayores RR del SPI3 indican que los déficits de precipitación presentan una asociación más marcada con los tramos de mayor calentamiento, mientras que el efecto termodinámico incorporado en el SPEI3 puede actuar de forma más persistente a lo largo del periodo futuro. No obstante, los intervalos de confianza son amplios, especialmente para los eventos severos y extremos, lo que refleja la dispersión de los extremos. En consecuencia, la figura debe interpretarse principalmente como evidencia de una intensificación del riesgo de sequía con el calentamiento, más robusta para los eventos severos y extremos que para los moderados (Tebaldi & Knutti, 2007; Knutti & Sedláček, 2013).

Con la estandarización del periodo futuro respecto al periodo histórico (Fig.32), en cambio, los valores de RR se moderan sensiblemente, situándose entre 1.0 y 1.4. Esta aparente atenuación no implica una menor amenaza, sino un efecto de saturación. Al referirse las anomalías al clima de 1979-2014, el desplazamiento del estado medio documentado en la Figura 30 hace que las condiciones secas sean frecuentes en todos los tramos de calentamiento, incluido el contrafactual, de modo que el cociente entre frecuencias tiende hacia la unidad. La comparación entre ambas figuras ilustra así, nuevamente, la importancia metodológica del periodo de referencia en la interpretación de proyecciones de sequía, lo que está en consonancia con estudios previos (Ej.: Ernst et al., 2025). En síntesis, la referencia histórica revela que la sequía se convierte en la condición habitual del clima futuro, mientras que la referencia futura muestra que, dentro de ese nuevo clima, el riesgo sigue escalando con la temperatura.

Risk Ratio de ocurrencia de sequía por tramos de calentamiento (vs contrafactual 0,5-1,5 °C)
SPI3 y SPEI3, modelos individuales, 2041-2100 — índices estandarizados respecto al propio periodo futuro 2040-2100

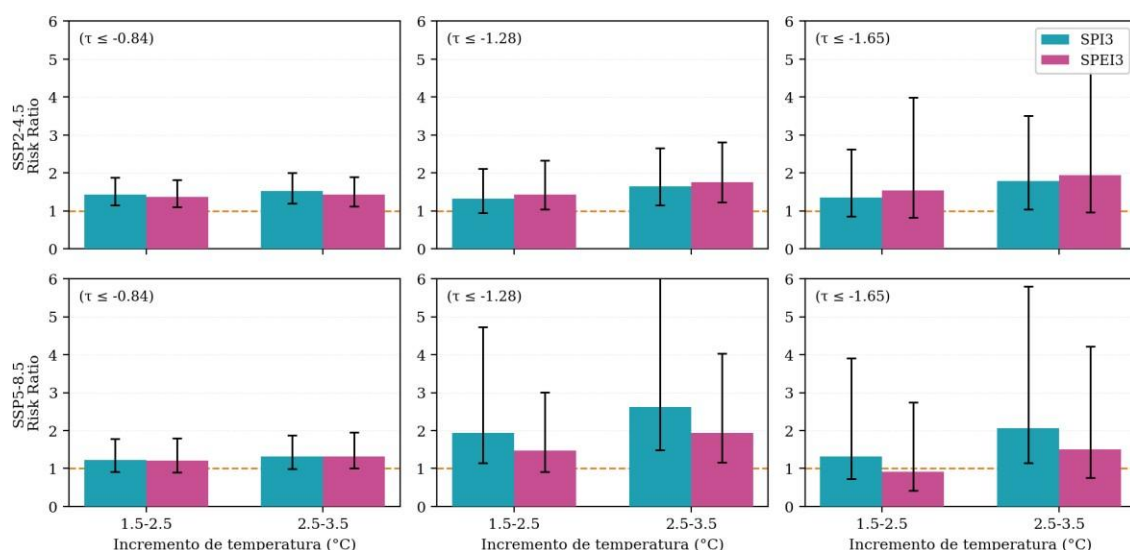


Figura 31. Risk Ratio de ocurrencia de condiciones secas moderadas ($\tau \leq -0.84$), severas ($\tau \leq -1.28$) y extremas ($\tau \leq -1.65$) según el SPI-3 y el SPEI-3, por tramos de calentamiento (1.5-2.5 °C y 2.5-3.5 °C respecto al periodo 1979-2014) frente a un contrafactual de calentamiento débil (0.5-1.5 °C), bajo los escenarios SSP2-4.5 (fila superior) y SSP5-8.5 (fila inferior). Índices calculados sobre las series de los cinco modelos individuales corregidos por sesgo para el periodo 2041-2100, estandarizados respecto al propio horizonte futuro (2040-2100). Las barras de error representan el intervalo de confianza del 95% obtenido mediante bootstrap circular por bloques de cinco años; la línea discontinua señala RR=1 (ausencia de cambio).

Risk Ratio de ocurrencia de sequía por tramos de calentamiento (vs contrafactual 0,5-1,5 °C)
SPI3 y SPEI3, modelos individuales, 2041-2100 — índices estandarizados respecto al periodo histórico 1979-2014

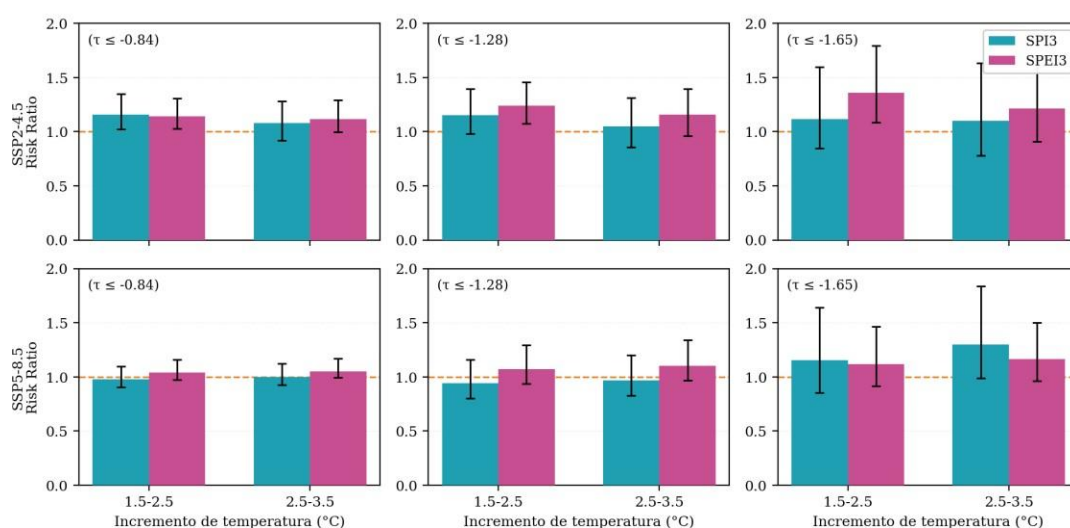


Figura 32. Como la Figura 31, pero con los índices estandarizados respecto al periodo histórico 1979-2014.

6. Conclusiones

Este trabajo ha evaluado la evolución histórica (1979-2025) y futura (2040-2100) de las condiciones de sequía en la cuenca del Ebro mediante los índices SPI y SPEI a escalas de 3 y 12 meses, combinando datos históricos MSWX y proyecciones regionalizadas NEX-GDDP-CMIP6 de cinco modelos climáticos bajo los escenarios SSP2-4.5 y SSP5-8.5. El conjunto de resultados obtenidos permite dar respuesta a los cinco objetivos específicos planteados y confirma a la cuenca del Ebro, como un territorio especialmente expuesto a la intensificación de la sequía en el contexto del cambio climático en Europa occidental y la región del Mediterráneo.

En el periodo histórico, la cuenca muestra indicios claros de calentamiento ($0.57\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{década}^{-1}$ en la temperatura máxima media anual y $0.39\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{década}^{-1}$ en la mínima), sin una tendencia significativa de la precipitación. En este contexto, el SPI y el SPEI siguen trayectorias diferentes. Mientras la señal pluviométrica del SPI permanece prácticamente constante, el SPEI muestra una tendencia descendente clara hacia la sequedad ($-0.207\text{ unidades}\cdot\text{década}^{-1}$ en la escala de 12 meses), colocando a la cuenca entre las regiones más secas del sur de Europa. Esta divergencia SPI-SPEI, constituye el hallazgo central del análisis histórico y responde al primer y tercer objetivo del trabajo, dado que la intensificación de las condiciones secas en la cuenca del Ebro durante las últimas décadas no se explica por una reducción de la precipitación, sino por el incremento de la demanda evaporativa atmosférica asociado al calentamiento. El análisis estacional refuerza esta conclusión, con tendencias negativas del SPEI generalizadas, particularmente en el verano, cuando la demanda evaporativa es más sensible al incremento térmico.

Desde el punto de vista metodológico, la validación del conjunto NEX-GDDP-CMIP6 demostró que la corrección de sesgo mediante QM mensual produce un conjunto multimodelo capaz de reproducir con elevada fidelidad el ciclo anual y la variabilidad estacional de la precipitación y la temperatura observados, lo que proporciona una base sólida para el análisis de las proyecciones. La adopción del propio periodo futuro como referencia de estandarización de los índices, complementada con el análisis de distribuciones respecto al clima histórico, permitió separar la variabilidad interna del nuevo clima del desplazamiento de su estado medio. Las proyecciones para 2040-2100 muestran una intensificación de las condiciones secas cuya magnitud depende de forma crítica de la trayectoria de emisiones. Bajo SSP2-4.5, el

calentamiento se modera ($0.26\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{década}^{-1}$ en la temperatura máxima) y la precipitación no presenta cambios robustos, de modo que los índices de sequía registran tendencias negativas significativas, pero moderadas (SPEI-12: $-0.087\text{ unidades}\cdot\text{década}^{-1}$). Bajo SSP5-8.5, el calentamiento se triplica ($0.86\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{década}^{-1}$), la precipitación se reduce de forma significativa (en torno a un 20 % entre las décadas inicial y final del periodo) y la intensidad de las condiciones secas se incrementa (SPEI-12: $-0.330\text{ unidades}\cdot\text{década}^{-1}$), con las tres últimas décadas del siglo instaladas de forma casi permanente en condiciones secas respecto a la media del periodo. El aumento térmico proyectado modifica también la frecuencia e intensidad de los episodios secos. Estandarizadas respecto al clima histórico, las distribuciones del SPEI-3 futuro se desplazan hasta situar su moda en el entorno del umbral de sequía moderada bajo SSP5-8.5, y el análisis de Risk Ratio indica que, dentro de la variabilidad del propio clima futuro, la probabilidad de años secos severos llega a duplicarse en los tramos de mayor calentamiento bajo SSP5-8.5. En todos los escenarios y métricas analizados, la señal del SPEI supera a la del SPI, lo que identifica a la demanda evaporativa como el principal amplificador de la sequía futura en la cuenca.

Aun cuando existen estudios con modelos específicos y con menor resolución, estos resultados proporcionan una base cuantitativa sólida, y directamente utilizable para la planificación hidrológica y la adaptación al cambio climático en la cuenca del Ebro, en un contexto en el que la demanda hídrica para regadío y abastecimiento deberá conciliarse con unas aportaciones progresivamente más inciertas. Entre las limitaciones del trabajo, cabe señalar la hipótesis de estacionariedad de la corrección de sesgo, el empleo de un único método de estimación de la evapotranspiración potencial (Hargreaves modificado), la agregación de los análisis futuros a escala de cuenca media y el empleo de un subconjunto de cinco modelos que, si bien fue seleccionado para abarcar el rango de sensibilidad climática del CMIP6, no agota la diversidad del conjunto completo. Futuras líneas de trabajo podrían incorporar conjuntos más amplios de modelos, métodos de estimación de la evapotranspiración con base física más completa y el análisis explícito de la propagación de la sequía meteorológica hacia la sequía hidrológica y agrícola en los distintos subsistemas de la cuenca.

7. Referencias

- Abramowitz, M., & Stegun, I. A. (Eds.). (1965). Handbook of mathematical functions with formulas, graphs, and mathematical tables (9.^a ed.). Dover Publications.
<https://personal.math.ubc.ca/~cbm/aands/>
- Agnew, C. T. (2000). Using the SPI to identify drought. Drought Network News, 12, 6–12.
<http://digitalcommons.unl.edu/droughtnetnews/1>
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements (FAO Irrigation and Drainage Paper N.º 56). FAO.
- Ault, T. R. (2020). On the essentials of drought in a changing climate. Science, 368(6488), 256–260. <https://doi.org/10.1126/science.aaz5492>
- Beck, H. E., van Dijk, A. I. J. M., Larraondo, P. R., McVicar, T. R., Pan, M., Dutra, E., & Miralles, D. G. (2022). MSWX: Global 3-hourly 0.1° bias-corrected meteorological data including near-real-time updates and forecast ensembles. Bulletin of the American Meteorological Society, 103(3), E710–E732. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0145.1>
- Beguiría, S., & Vicente-Serrano, S. M. (2017). SPEI: Calculation of the Standardised Precipitation-Evapotranspiration Index (Versión 1.7) [Paquete de R]. <https://CRAN.R-project.org/package=SPEI>
- Beguiría, S., Vicente-Serrano, S. M., Reig, F., & Latorre, B. (2014). Standardized precipitation evapotranspiration index (SPEI) revisited: Parameter fitting, evapotranspiration models, tools, datasets and drought monitoring. International Journal of Climatology, 34(10), 3001–3023. <https://doi.org/10.1002/joc.3887>
- Bi, D., Dhu, S., Marsland, S., et al. (2020). Configuration and spin-up of ACCESS-CM2... Journal of Southern Hemisphere Earth Systems Science, 70(1), 225–251.
- Caloiero, T., Veltri, S., Caloiero, P., & Frustaci, F. (2018). Drought analysis in Europe and in the Mediterranean basin using the standardized precipitation index. Water, 10(8), 1043. <https://doi.org/10.3390/w10081043>
- Cannon, A. J., Sobie, S. R., & Murdock, T. Q. (2015). Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes? Journal of Climate, 28(17), 6938–6959. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00754.1>
- Cattiaux, J., Douville, H., & Peings, Y. (2013). European temperatures in CMIP5: Origins of present-day biases and future uncertainties. Climate Dynamics, 41(11–12), 2889–2907. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1731-y>
- Coll, J. R., Aguilar, E., & Ashcroft, L. (2017). Drought variability and change across the Iberian Peninsula. Theoretical and Applied Climatology, 130(3–4), 901–916. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1926-3>

Confederación Hidrográfica del Ebro. (2023). Plan hidrológico de la parte española de la demarcación hidrográfica del Ebro 2022–2027. Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico.

Cramer, W., Guiot, J., Fader, M., Garrabou, J., Gattuso, J.-P., Iglesias, A., ... Xoplaki, E. (2018). Climate change and interconnected risks to sustainable development in the Mediterranean. *Nature Climate Change*, 8(11), 972–980. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0299-2>

Cucchi, M., Weedon, G. P., Amici, A., Bellouin, N., Lange, S., Müller Schmied, H., Hersbach, H., & Buontempo, C. (2020). WFDE5: Bias-adjusted ERA5 reanalysis data for impact studies. *Earth System Science Data*, 12(3), 2097–2120. <https://doi.org/10.5194/essd-12-2097-2020>

Diffenbaugh, N. S., & Giorgi, F. (2012). Climate change hotspots in the CMIP5 global climate model ensemble. *Climatic Change*, 114(3–4), 813–822. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0570-x>

Döscher, R., Acosta, M., Alessandri, A., Anthoni, P., Arsouze, T., Bergman, T., ... Zhang, Q. (2022). The EC-Earth3 Earth system model for the Coupled Model Intercomparison Project 6. *Geoscientific Model Development*, 15(7), 2973–3020. <https://doi.org/10.5194/gmd-15-2973-2022>

Droogers, P., & Allen, R. G. (2002). Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrigation and Drainage Systems*, 16(1), 33–45. <https://doi.org/10.1023/A:1015508322413>

Dunne, J. P., Horowitz, L. W., Adcroft, A. J., Ginoux, P., Held, I. M., John, J. G., ... Zhao, M. (2020). The GFDL Earth System Model version 4.1 (GFDL-ESM4.1): Overall coupled model description and simulation characteristics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(11), e2019MS002015. <https://doi.org/10.1029/2019MS002015>

Ernst, J., Stojanovic, M., & Sorí, R. (2025). Historical and future drought intensification in the Pantanal wetland: Evidence from multi-source weather data and CMIP6 multi-model projections. *Environments*, 12(11), 413. <https://doi.org/10.3390/environments12110413>

Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>

Feng, H., & Zhang, M. (2015). Global land moisture trends: Drier in dry and wetter in wet over land. *Scientific Reports*, 5, 18018. <https://doi.org/10.1038/srep18018>

Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., ... Rummukainen, M. (2013). Evaluation of climate models. En T. F. Stocker et al. (Eds.),

Climate Change 2013: The Physical Science Basis (pp. 741–866). Cambridge University Press.

Folland, C. K., Karl, T. R., Christy, J. R., Clarke, R. A., Gruza, G. V., Jouzel, J., ... Wang, S.-W. (2001). Observed climate variability and change. En J. T. Houghton et al. (Eds.), *Climate Change 2001: The Scientific Basis* (pp. 99–181). Cambridge University Press.

García-Valdecasas Ojeda, M., Gámiz-Fortis, S. R., Romero-Jiménez, E., Rosa-Cánovas, J. J., Yeste, P., Castro-Díez, Y., & Esteban-Parra, M. J. (2021). Projected changes in the Iberian Peninsula drought characteristics. *Science of the Total Environment*, 757, 143702.

<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143702>

Gebrechorkos, S. H., Sheffield, J., Vicente-Serrano, S. M., Funk, C., Miralles, D. G., Peng, J., ... Dadson, S. J. (2025). Warming accelerates global drought severity. *Nature*, 642(8068), 628–635. <https://doi.org/10.1038/s41586-025-09047-2>

Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33(8), L08707. <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>

Giorgi, F., & Lionello, P. (2008). Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63(2–3), 90–104. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.09.005>

Hamed, K. H., & Rao, A. R. (1998). A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*, 204(1–4), 182–196. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X)

Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96–99. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>

Harris, I., Osborn, T. J., Jones, P., & Lister, D. (2020). Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data*, 7, 109. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>

Hausfather, Z., Marvel, K., Schmidt, G. A., Nielsen-Gammon, J. W., & Zelinka, M. (2022). Climate simulations: Recognize the “hot model” problem. *Nature*, 605(7908), 26–29. <https://doi.org/10.1038/d41586-022-01192-2>

Hawkins, E., & Sutton, R. (2009). The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8), 1095–1108. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2607.1>

Herrera, S., Cardoso, R. M., Soares, P. M. M., Espírito-Santo, F., Viterbo, P., & Gutiérrez, J. M. (2019). Iberia01: A new gridded dataset of daily precipitation and temperatures over Iberia. *Earth System Science Data*, 11(4), 1947–1956. <https://doi.org/10.5194/essd-11-1947-2019>

- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ...
Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal
Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hoerling, M., Eischeid, J., Perlwitz, J., Quan, X., Zhang, T., & Pegion, P. (2012). On the
increased frequency of Mediterranean drought. *Journal of Climate*, 25(6), 2146–2161.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00296.1>
- Hoyer, S., & Hamman, J. (2017). xarray: N-D labeled arrays and datasets in Python. *Journal
of Open Research Software*, 5(1), 10. <https://doi.org/10.5334/jors.148>
- Hunter, J. D. (2007). Matplotlib: A 2D graphics environment. *Computing in Science &
Engineering*, 9(3), 90–95. <https://doi.org/10.1109/MCSE.2007.55>
- 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(5), 775–788. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9111-6>
- IPCC. (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working
Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*
(V. Masson-Delmotte et al., Eds.). Cambridge University Press.
<https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Karger, D. N., Conrad, O., Böhrner, J., Kawohl, T., Kreft, H., Soria-Auza, R. W., ... Kessler,
M. (2017). Climatologies at high resolution for the earth’s land surface areas. *Scientific Data*,
4, 170122. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.122>
- Kendall, M. G. (1975). *Rank correlation methods* (4.^a ed.). Griffin.
- Knutti, R., & Sedláček, J. (2013). Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate
model projections. *Nature Climate Change*, 3(4), 369–373.
<https://doi.org/10.1038/nclimate1716>
- Lafon, T., Dadson, S., Buys, G., & Prudhomme, C. (2013). Bias correction of daily
precipitation simulated by a regional climate model: A comparison of methods. *International
Journal of Climatology*, 33(6), 1367–1381. <https://doi.org/10.1002/joc.3518>
- Lehner, B., Verdin, K., & Jarvis, A. (2008). New global hydrography derived from
spaceborne elevation data. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89(10), 93–94.
<https://doi.org/10.1029/2008EO100001>
- Lehner, F., Coats, S., Stocker, T. F., Pendergrass, A. G., Sanderson, B. M., Raible, C. C., &
Smerdon, J. E. (2017). Projected drought risk in 1.5 °C and 2 °C warmer climates.
Geophysical Research Letters, 44(14), 7419–7428. <https://doi.org/10.1002/2017GL074117>
- 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(1), 311–322.
<https://doi.org/10.5194/hess-15-311-2011>

- Lorenzo-Lacruz, J., Morán-Tejeda, E., Vicente-Serrano, S. M., & López-Moreno, J. I. (2013). Streamflow droughts in the Iberian Peninsula between 1945 and 2005: Spatial and temporal patterns. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(1), 119–134. <https://doi.org/10.5194/hess-17-119-2013>
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13(3), 245–259. <https://doi.org/10.2307/1907187>
- Maraun, D. (2016). Bias correcting climate change simulations – A critical review. *Current Climate Change Reports*, 2(4), 211–220. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0050-x>
- McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. En *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology* (pp. 179–184). American Meteorological Society. https://www.droughtmanagement.info/literature/AMS_Relationship_Drought_Frequency_Duration_Time_Scales_1993.pdf
- McKinney, W. (2010). Data structures for statistical computing in Python. En S. van der Walt & J. Millman (Eds.), *Proceedings of the 9th Python in Science Conference* (pp. 56–61). <https://doi.org/10.25080/Majora-92bf1922-00a>
- Mehran, A., AghaKouchak, A., & Phillips, T. J. (2014). Evaluation of CMIP5 continental precipitation simulations relative to satellite-based gauge-adjusted observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(4), 1695–1707. <https://doi.org/10.1002/2013JD021152>
- Met Office. (2015). Cartopy: A cartographic Python library with a Matplotlib interface. <https://scitools.org.uk/cartopy>
- Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico. (2021). Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático 2021–2030. Gobierno de España.
- Mishra, A. K., & Singh, V. P. (2010). A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, 391(1–2), 202–216. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.012>
- Müller, W. A., Jungclaus, J. H., Mauritsen, T., Baehr, J., Bittner, M., Budich, R., ... Marotzke, J. (2018). A higher-resolution version of the Max Planck Institute Earth System Model (MPI-ESM1.2-HR). *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(7), 1383–1413. <https://doi.org/10.1029/2017MS001217>
- Noguera, I., Domínguez-Castro, F., & Vicente-Serrano, S. M. (2021). Flash drought response to precipitation and atmospheric evaporative demand in Spain. *Atmosphere*, 12(2), 165. <https://doi.org/10.3390/atmos12020165>
- O'Neill, B. C., Tebaldi, C., van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., ... Sanderson, B. M. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9), 3461–3482. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016>

Organización Meteorológica Mundial. (1992). International meteorological vocabulary (2.^a ed., OMM N.º 182). OMM.

Organización Meteorológica Mundial. (2012). Índice normalizado de precipitación: Guía del usuario (OMM N.º 1090). OMM.

Otkin, J. A., Svoboda, M., Hunt, E. D., Ford, T. W., Anderson, M. C., Hain, C., & Basara, J. B. (2018). Flash droughts: A review and assessment of the challenges imposed by rapid-onset droughts in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(5), 911–919. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0149.1>

Páscoa, P., Gouveia, C. M., Russo, A., & Trigo, R. M. (2017). Drought trends in the Iberian Peninsula over the last 112 years. *Advances in Meteorology*, 2017, 4653126. <https://doi.org/10.1155/2017/4653126>

Páscoa, P., Russo, A., Gouveia, C. M., Soares, P. M. M., Cardoso, R. M., Careto, J. A. M., & Ribeiro, A. F. S. (2021). A high-resolution view of the recent drought trends over the Iberian Peninsula. *Weather and Climate Extremes*, 32, 100320. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100320>

Piani, C., Haerter, J. O., & Coppola, E. (2010). Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 99(1–2), 187–192. <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0134-9>

R Core Team. (2023). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing. <https://www.R-project.org/>

Riahi, K., van Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B. C., Fujimori, S., ... Tavoni, M. (2017). The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, 42, 153–168. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009>

Rijsberman, F. R. (2006). Water scarcity: Fact or fiction? *Agricultural Water Management*, 80(1–3), 5–22. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2005.07.001>

Secretaría de la Convención de Ramsar. (1993). Convenio relativo a los humedales de importancia internacional especialmente como hábitat de aves acuáticas. Ramsar.

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

Seneviratne, S. I., Zhang, X., Adnan, M., Badi, W., Dereczynski, C., Di Luca, A., ... Zhou, B. (2021). Weather and climate extreme events in a changing climate. En V. Masson-Delmotte et al. (Eds.), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis* (pp. 1513–1766). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.013>

- Sheffield, J., Goteti, G., & Wood, E. F. (2006). Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journal of Climate*, 19(13), 3088–3111. <https://doi.org/10.1175/JCLI3790.1>
- Soares, P. M. M., Careto, J. A. M., Russo, A., & Lima, D. C. A. (2023). The future of Iberian droughts: A deeper analysis based on multi-scenario and a multi-model ensemble approach. *Natural Hazards*, 117(3), 2001–2028. <https://doi.org/10.1007/s11069-023-05938-7>
- Spinoni, J., Naumann, G., Vogt, J. V., & Barbosa, P. (2015). The biggest drought events in Europe from 1950 to 2012. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 3, 509–524. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.01.001>
- Spinoni, J., Naumann, G., & Vogt, J. V. (2017). Pan-European seasonal trends and recent changes of drought frequency and severity. *Global and Planetary Change*, 148, 113–130. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.11.013>
- Spinoni, J., Vogt, J. V., Naumann, G., Barbosa, P., & Dosio, A. (2018). Will drought events become more frequent and severe in Europe? *International Journal of Climatology*, 38(4), 1718–1736. <https://doi.org/10.1002/joc.5291>
- Spinoni, J., Barbosa, P., Buchignani, E., Cassano, J., Cavazos, T., Christensen, J. H., ... Dosio, A. (2020). Future global meteorological drought hot spots: A study based on CORDEX data. *Journal of Climate*, 33(9), 3635–3661. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0084.1>
- Stagge, J. H., Kingston, D. G., Tallaksen, L. M., & Hannah, D. M. (2017). Observed drought indices show increasing divergence across Europe. *Scientific Reports*, 7, 14045. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-14283-2>
- Swart, N. C., Cole, J. N. S., Kharin, V. V., Lazare, M., Scinocca, J. F., Gillett, N. P., ... Winter, B. (2019). The Canadian Earth System Model version 5 (CanESM5.0.3). *Geoscientific Model Development*, 12(11), 4823–4873. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-4823-2019>
- Tebaldi, C., & Knutti, R. (2007). The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 365(1857), 2053–2075. <https://doi.org/10.1098/rsta.2007.2076>
- Themeßl, M. J., Gobiet, A., & Heinrich, G. (2012). Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. *Climatic Change*, 112(2), 449–468. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0224-4>
- Thom, H. C. S. (1958). A note on the gamma distribution. *Monthly Weather Review*, 86(4), 117–122. https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/86/4/1520-0493_1958_086_0117_anotgd_2_0_co_2.xml
- Thrasher, B., Wang, W., Michaelis, A., Melton, F., Lee, T., & Nemani, R. (2022). NASA Global Daily Downscaled Projections, CMIP6. *Scientific Data*, 9, 262. <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01393-4>

Tramblay, Y., Koutroulis, A., Samaniego, L., Vicente-Serrano, S. M., Volaire, F., Boone, A., ... Polcher, J. (2020). Challenges for drought assessment in the Mediterranean region under future climate scenarios. *Earth-Science Reviews*, 210, 103348.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103348>

Trullenque-Blanco, V., Beguería, S., Vicente-Serrano, S. M., Peña-Angulo, D., Reig, F., & Tomas-Burguera, M. (2024). Catalogue of drought events in peninsular Spain along the 1916–2020 period. *Scientific Data*, 11, 678. <https://doi.org/10.1038/s41597-024-03484-w>

Van Rossum, G., & Drake, F. L. (2009). Python 3 reference manual. CreateSpace.

Vicente-Serrano, S. M., & Cuadrat-Prats, J. M. (2007). Trends in drought intensity and variability in the middle Ebro valley (NE of the Iberian Peninsula) during the second half of the twentieth century. *Theoretical and Applied Climatology*, 88(3–4), 247–258.

<https://doi.org/10.1007/s00704-006-0236-6>

Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., & López-Moreno, J. I. (2010). A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, 23(7), 1696–1718. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>

Vicente-Serrano, S. M., Lopez-Moreno, J. I., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Sanchez-Lorenzo, A., García-Ruiz, J. M., ... Espejo, F. (2014). Evidence of increasing drought severity caused by temperature rise in southern Europe. *Environmental Research Letters*, 9(4), 044001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/4/044001>

Vicente-Serrano, S. M., Peña-Angulo, D., Beguería, S., Domínguez-Castro, F., Tomas-Burguera, M., Noguera, I., ... El Kenawy, A. (2022). Global drought trends and future projections. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 380(2238), 20210285.

<https://doi.org/10.1098/rsta.2021.0285>

Wilhite, D. A., & Glantz, M. H. (1985). Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. *Water International*, 10(3), 111–120.

<https://doi.org/10.1080/02508068508686328>

Wilks, D. S. (2011). Statistical methods in the atmospheric sciences (3.^a ed.). Academic Press.

Wood, A. W., Leung, L. R., Sridhar, V., & Lettenmaier, D. P. (2004). Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Climatic Change*, 62(1–3), 189–216. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000013685.99609.9e>

