

PLAN HIDROLÓGICO DE LA PARTE ESPAÑOLA DE LA DEMARCACIÓN HIDROGRÁFICA DEL TAJO

Revisión de tercer ciclo (2022-2027)

Apéndice 1. Modelo SIMPA

ANEJO Nº2.

Inventario de recursos hídricos

Diciembre 2022

Confederación Hidrográfica del Tajo O.A.



Índice

1	Introducción	6
2	Metodología	8
2.1	Fundamentos del modelo Hidrológico.....	9
2.2	Tratamiento de la fase atmosférica	13
2.2.1	Series meteorológicas	14
2.2.2	Procedimiento de revisión y completado de las series meteorológicas.....	15
2.2.3	Procedimiento de interpolación de los mapas mensuales de precipitación y temperatura	16
2.2.4	Estimación de la evapotranspiración potencial	20
2.2.5	Cálculo de la acumulación y fusión de nieve.....	25
2.3	Parametrización del modelo	27
2.3.1	Capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo, $H_{m\acute{a}x}$	27
2.3.2	Coeficiente de excedente, C	32
2.3.3	Capacidad de infiltración máxima, I_{max}	33
2.3.4	Coeficiente de agotamiento del acuífero, α	36
3	Contraste de la simulación	38
3.1	Análisis y selección de los puntos de contraste	38
3.2	Criterios de contraste de resultados.....	42
3.3	Resultados del contraste.....	43
3.3.1	Resumen del contraste.....	50
4	Análisis de los resultados	52
4.1	Caracterización de las principales variables hidrológicas	52
4.1.1	Precipitación.....	52
4.1.2	Temperatura.....	53
4.1.3	Evapotranspiración potencial.....	54
4.1.4	Evapotranspiración real	55
4.1.5	Humedad del suelo.....	55
4.1.6	Infiltración	56
4.1.7	Esorrentía subterránea.....	56
4.1.8	Esorrentía superficial.....	57
4.1.9	Aportación total	57
4.2	Resumen.....	58
5	Referencias bibliográficas	59

Índice de figuras

Figura 1 Esquema conceptual del módulo de evaluación de recursos hídricos de SIMPA	8
Figura 2 Balance de procesos hidrológicos en cada celda del modelo	9
Figura 3 Ley de excedente.....	11
Figura 4 Ley de infiltración en el modelo de Témez.....	12
Figura 5 Esquema conceptual del cálculo de los mapas climáticos que alimentan el modelo hidrológico	14
Figura 6 Red de estaciones meteorológicas: pluviométricas izquierda, termométricas derecha	15
Figura 7 Patrones de medias de la precipitación mensual (mm)	17
Figura 8 Patrones de desviación típica de la precipitación mensual.....	18
Figura 9 Patrones de medias de la temperatura mínima (°C).....	19
Figura 10 Patrones de medias de la temperatura máxima (°C).....	20
Figura 11 E Red de estaciones meteorológicas AEMET de temperatura y resto de variables.....	21
Figura 12 Estaciones meteorológicas utilizadas en la interpolación de los coeficientes correctores.....	22
Figura 13 Diagramas de dispersión del ajuste entre la ETP media mensual estimada según PenmanMonteith y Hargreaves en una estación de la cuenca del Júcar. Línea roja: Recta de regresión / Línea	23
Figura 14 Coeficientes correctores Hargreaves-Penman Monteith.....	24
Figura 15 Coeficiente de cultivo	25
Figura 16 Mapas de parámetros para el tratamiento de la nieve: izquierda temperatura base (°C) y	26
Figura 17 Ejemplos de calibración del modelo de nieve en la cuenca del río Ara en Boltaña.....	26
Figura 18 Ejemplos de ajuste de la evolución estacional de aportaciones en cuencas del Pirineo oriental. Comparación entre el modelo de fusión de nieve lineal (ER19) y exponencial (ER08)	27
Figura 19 Clasificación de los usos del suelo según CORINE	29
Figura 20 Clasificación de texturas del suelo	30
Figura 21 Clasificación de pendientes del terreno.....	31
Figura 22 Capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo, H _{máx} (mm).....	32
Figura 23 Coeficiente de excedente	33
Figura 24 Masas de agua subterránea	33
Figura 25 Clases del parámetro L _{max} . Ver leyenda tabla 5	34
Figura 26 Mapa del parámetro I _{max} (mm/mes)	36
Figura 27 Coeficiente de agotamiento (días-1)	37
Figura 28 Puntos de contraste iniciales correspondientes a estaciones de aforo y embalses	39
Figura 29 . Ejemplo de análisis de los datos de una estación aforo en régimen natural, río Arga en Echauri, DH del Ebro	40

Figura 30 Ejemplo de análisis de los datos de embalse en régimen natural, embalse de Belesar en el Miño.....	40
Figura 31 Ejemplo de análisis de cadenas entre estaciones del río Júcar.....	41
Figura 32 Selección final de puntos de contraste: fiables (izquierda) y, fiables y representativos (derecha).....	41
Figura 33 Contraste en la DH del Tajo según el PBIAS.	43
Figura 34 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Tajo en la frontera.....	44
Figura 35 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Tajo en Trillo.....	44
Figura 36 Contraste de las entradas al embalse de Entrepeñas en el río Tajo.	45
Figura 37 Contraste de las entradas al embalse de Buendía en el río Cigüela.	45
Figura 38 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Tiétar en desembocadura	46
Figura 39 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Alberche en desembocadura	46
Figura 40 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Alagón en desembocadura	47
Figura 41 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Jarama en desembocadura	47
Figura 42 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Tiétar en Arenas de San	48
Figura 43 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Alberche en cabecera..	48
Figura 44 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Tajuña en cabecera	49
Figura 45 Contraste de las entradas al embalse del Atazar en el río Jarama.....	49
Figura 46 Distribución espacial de la precipitación total anual (mm): izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18.....	52
Figura 47 Porcentaje de cambio de la precipitación anual, comparativa serie corta respecto de la serie	52
Figura 48 Distribución espacial de la temperatura media anual (°C): izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18.....	53
Figura 49 Distribución espacial de la temperatura mínima media anual: izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18.....	53
Figura 50 Distribución espacial de la temperatura máxima media anual: izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18	54
Figura 51 . Distribución espacial de la evapotranspiración potencial anual (mm): izquierda 1940/41-	54
Figura 52 Distribución espacial de la evapotranspiración real anual (mm): izquierda 1940/41-2017/18,.....	55
Figura 53 Distribución espacial del porcentaje de la humedad de suelo respecto a la humedad máxima	55

Figura 54 Distribución espacial de la infiltración anual (mm): izquierda 1940/41-2017/18, derecha	56
Figura 55 Distribución espacial de la escorrentía subterránea anual (mm): izquierda 1940/41- 2017/18, derecha 1980/81-2017/18	56
Figura 56 Distribución espacial de la escorrentía superficial anual (mm): izquierda 1940/41- 2017/18, derecha 1980/81-2017/18	57
Figura 57 Distribución espacial de la aportación total anual (hm ³ /año): izquierda 1940/41- 2017/18, derecha 1980/81-2017/18	57

Índice de tablas

Tabla 1. Grupos de uso de suelo reclasificados del CORINE LAND COVER 2000	28
Tabla 2. Grupos de uso de suelo reclasificados del CORINE LAND COVER 2000	29
Tabla 3. Clases de pendientes del terreno	30
Tabla 4. Reclasificación del parámetro H _{máx} (mm).....	31
Tabla 5. Reclasificación del parámetro I _{máx} (mm/mes).....	35
Tabla 6. Número de puntos de contraste iniciales por DH	39
Tabla 7. Número de puntos de contraste por DH fiables y, fiables y representativos	42
Tabla 8. Valores medios anuales de las principales variables hidrológicas en la la DH Tajo	58
Tabla 9. Valores promedios mensuales de las principales variables hidrológicas en la DH Tajo.....	58

1 Introducción

En el primer y segundo ciclo de planificación para el inventario de recursos hídricos se utilizó el modelo hidrológico de Simulación Precipitación-Aportación SIMPA desarrollado por el CEDEX (Estrela y Quintas, 1996; Estrela et al.; 1999; Álvarez et al., 2005). Se trata de un modelo conceptual y cuasi-distribuido que simula el proceso de transformación de precipitación en escorrentía en régimen natural, a escala mensual y en cada una de las celdas en las que se retícula el territorio.

Para el presente ciclo de planificación (2021-2027), ha sido necesaria una actualización de este inventario para un periodo temporal que comprenda los años hidrológicos 1940/41 a 2017/18, ambos inclusive.

Esta actualización fue llevada a cabo por el CEDEX en colaboración con las Oficinas de Planificación Hidrológicas de los Organismos de Cuenca. Para esta actualización se ha utilizado el modelo SIMPA, simulando el ciclo hidrológico en cada una de las aproximadamente 2.000.000 de celdas cuadradas de 500 m de lado en las que se ha reticulado la superficie de España.

Esta nueva evaluación de recursos es continuación de otros trabajos similares ya realizados dentro del proceso de planificación hidrológica, como las realizadas para el Libro Blanco del Agua en España (LBAE) y el Plan Hidrológico Nacional (PHN2000) (Cabezas et al., 1999; MAGRAMA, 2000a y 2000b), y las posteriores evaluaciones que han estado a disposición de los planes hidrológicos anteriores, denominada ER08 en este documento (CEDEX, 2013a).

Esta nueva evaluación se adapta a un marco de planificación hidrológica en el que hay nueva información disponible, de carácter físico y administrativo, y a la mejora en los medios útiles para el cálculo.

Cabe citar entre los cambios más destacados la revisión de la información climática, la mejora en el completado de dichas series, la mejora en los procedimientos de interpolación de variables climáticas como la precipitación y la temperatura, la mejora en el procedimiento combinado de Hargreaves y Penman-Monteith para el cálculo de la evapotranspiración potencial con la incorporación de información complementaria correspondiente a otras redes de observación, la mejora del tratamiento de acumulación y fusión de nieve, el análisis de la calidad de las series de datos de los puntos de contraste y selección para la calibración del modelo, la incorporación de nuevas masas de agua subterránea, la actualización de la información sobre modelos digitales de elevaciones, usos de suelo y la consideración de información de texturas, pendientes y usos de suelo en la parametrización.

El ámbito del trabajo es el territorio de España. No obstante, el ámbito se ha ampliado a zonas limítrofes de Portugal y Francia con objeto de simular en aquellas zonas que vierten agua al territorio español y que por lo tanto le aportan recursos hídricos.

Los resultados se presentan también agregados para el conjunto de España y para cada Demarcación Hidrográfica (DH).

Todos los trabajos desarrollados para llevar a cabo una evaluación actualizada de los recursos hídricos de España en régimen natural se encuentran recogidos en la nota técnica “EVALUACIÓN DE RECURSOS HÍDRICOS EN RÉGIMEN NATURAL EN ESPAÑA (1940/41 – 2017/18)” del CEDEX.

El objeto del presente apéndice es la descripción del modelo utilizado con base a lo expuesto en dicha nota técnica.

2 Metodología

Los recursos hídricos se han calculado mediante el modelo hidrológico integrado en SIMPA. Es un modelo hidrológico conceptual, de simulación continua de cuenca, cuasi distribuido, diseñado para evaluar los recursos hídricos y basado conceptualmente en el modelo agregado de Témex (Témex, J.R., 1977).

El modelo funciona realizando balances hídricos con paso mensual en cada celda en la que se divide el territorio. Para este trabajo, el territorio de España se ha reticulado en celdas de 500 m x 500 m, con lo que se han realizado balances hídricos en cada una de las aproximadamente 2.000.000 celdas resultantes.

Los datos de entrada al modelo son la precipitación (PRE) y evapotranspiración potencial (ETP) de los meses para los que se va a realizar la simulación (Figura 1).

Los datos de salida son las siguientes variables hidrológicas: humedad del suelo (HMS), evapotranspiración real (ETR), recarga a los acuíferos (REC), escorrentía superficial (ASP), escorrentía subterránea (ASB), escorrentía (AES) y aportación total (APN).

Posteriormente, se realiza un contraste para comparar los valores simulados con los datos observados en una serie de puntos de control, con objeto de ajustar la simulación mediante la calibración de los parámetros del modelo hidrológico.

En consecuencia, se han desarrollado 3 etapas metodológicas secuenciales: tratamiento de las variables atmosféricas para obtener los mapas mensuales de PRE y ETP, simulación hidrológica y contraste para la calibración.

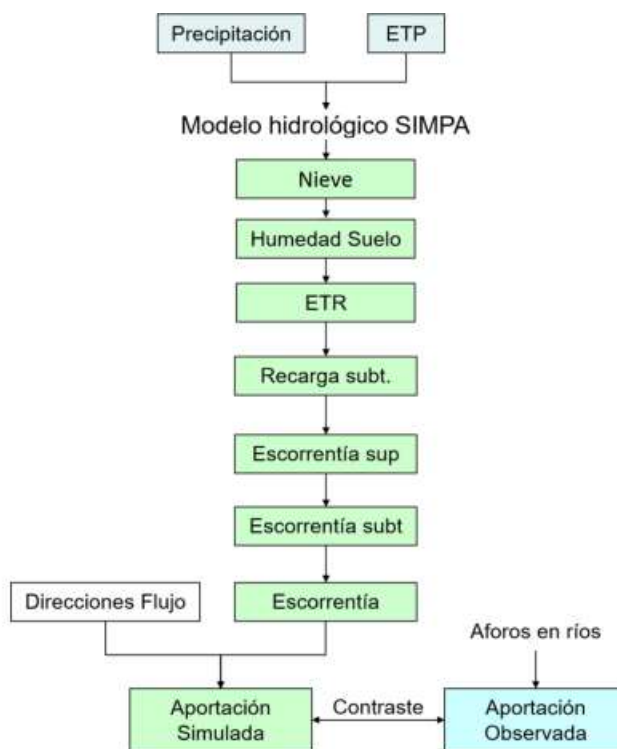


Figura 1 Esquema conceptual del módulo de evaluación de recursos hídricos de SIMPA

2.1 Fundamentos del modelo Hidrológico

El modelo hidrológico SIMPA es una versión cuasi distribuida del modelo agregado de Témez. Reproduce las distintas fases del ciclo hidrológico mediante un balance hídrico en cada una de las celdas en que se reticula el territorio siguiendo un planteamiento conceptual basado en el principio de continuidad de masas con dos almacenamientos, suelo y acuífero (Figura 2). Entre ellos se establecen leyes de reparto y transferencia de agua. El modelo hidrológico considera dos zonas en sentido vertical:

- La superior no saturada o de humedad del suelo desde la cual se produce la evapotranspiración.
- La inferior o acuífero saturada de agua que funciona como un embalse subterráneo con desagüe a la red superficial de drenaje.

En el modelo se añade un elemento más que se refiere al almacenamiento de nieve desde el cual se produce la fusión de nieve contribuyendo a incrementar la precipitación en forma líquida.

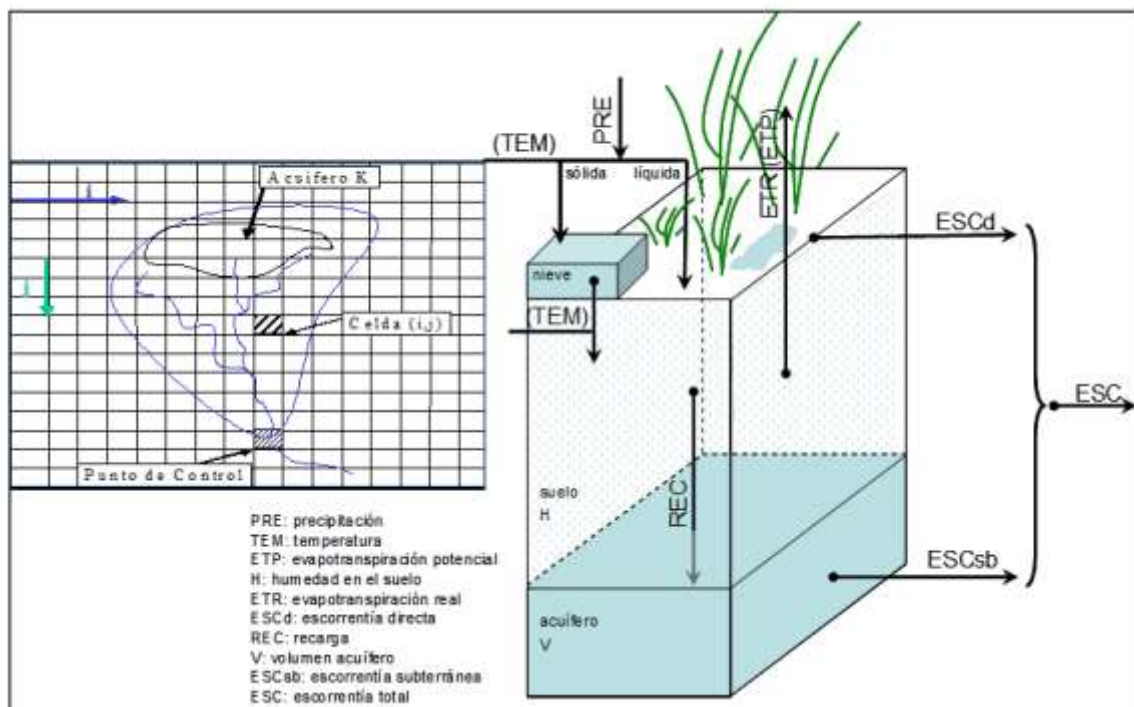


Figura 2 Balance de procesos hidrológicos en cada celda del modelo

a) Cálculo de la fusión de nieve:

Para el cálculo de la fusión de nieve se emplea un modelo lineal que considera la fusión dependiente de la temperatura (tem) a través de un factor de fusión (Ff), que expresa la cantidad de nieve que se funde por cada incremento de temperatura, y según un valor de temperatura, denominada temperatura base (Tb) a partir del cual se produce la fusión. Este modelo es una simplificación a escala mensual del modelo ASTER utilizado en el programa ERHIN (Estimación de los Recursos Hídricos Invernales) de la Dirección General del Agua (DGA).

$$\text{si } \text{tem}_i > T_b \left\{ \begin{array}{l} \rightarrow \text{fusion}_i = Ff \cdot (\text{tem}_i - T_b) \\ \text{si } \text{volsol}_{i-1} < \text{fusion}_i \rightarrow \text{apnieve}_i = \text{volsol}_{i-1} \\ \quad \rightarrow \text{volsol}_i = 0 \\ \text{si } \text{volsol}_{i-1} \geq \text{fusion}_i \rightarrow \text{apnieve}_i = \text{fusion}_i \\ \quad \rightarrow \text{volsol}_i = \text{volsol}_{i-1} - \text{fusion}_i \\ \rightarrow \text{PREL}_i = \text{pre}_i + \text{apnieve}_i \end{array} \right.$$

fusion = fusión de nieve
apnieve = aportación de nieve
volsol = volumen almacenado en forma de nieve
pre = precipitación
PREL = precipitación líquida
tem = temperatura
i = mes

b) Cálculo del excedente:

El excedente mensual, T_i , es la parte de precipitación líquida, $PREL_i$, que no queda almacenada en el suelo. Se descompone en una parte que discurre directamente en superficie, $ESCd_i$, y otra que infiltra hasta el acuífero, $RECI$. La primera llega al cauce durante el mismo mes de cálculo i , mientras que el agua infiltrada se incorpora al acuífero, que drena durante el mismo mes y durante fechas posteriores en función de sus propiedades hidrodinámicas. Considerando la ley de conservación de masa y definiendo los términos mensuales de umbral de escorrentía, P_{oi} , retención adicional en el suelo, D_i , y el excedente, T_i , la $PREL_i$ se descompone en:

Ec. 2-2. Descomposición de la lluvia mensual

$$PREL_i = P_{oi} + D_i + T_i$$

Por otro lado, asumiendo aplicable la ley experimental del Soil Conservation Service, SCS, referente a la constancia entre términos potenciales y reales de excedentes y detracciones (Chow et al., 1994), se obtiene la expresión final del término de excedente:

Ec. 2-3. Uso de la ley experimental del SCS para la determinación del excedente

$$\frac{T_i}{PREL_i - P_{oi}} = \frac{D_i}{H_{max} - H_{i-1} + ETP_i - P_{oi}}$$

Ec. 2-4. Término de excedente en el modelo de Témez

$$\forall PREL_i > P_{oi} \Rightarrow \begin{cases} D_i = PREL_i - P_{oi} - T_i \\ T_i = \frac{(PREL_i - P_{oi})^2}{PREL_i + H_{max} - H_{i-1} + ETP_i - 2 \cdot P_{oi}} = \frac{(PREL_i - P_{oi})^2}{PREL_i + \delta_i - 2 \cdot P_{oi}} \end{cases}$$

$$\forall PREL_i \leq P_{oi} \Rightarrow T_i = 0$$

Se puede destacar que a diferencia de las expresiones del SCS para la estimación de los volúmenes de escorrentía, en la ecuación anterior aparece explícitamente el déficit de almacenamiento mensual de agua en el suelo y la ETP_i y se descuenta el umbral de escorrentía de la detracción total que queda por tanto aquí definida como la detracción adicional máxima. Las expresiones anteriores son dependientes del umbral de escorrentía, P_{oi} , y del parámetro δ según las expresiones siguientes:

Ec. 2-5. Umbral de escorrentía

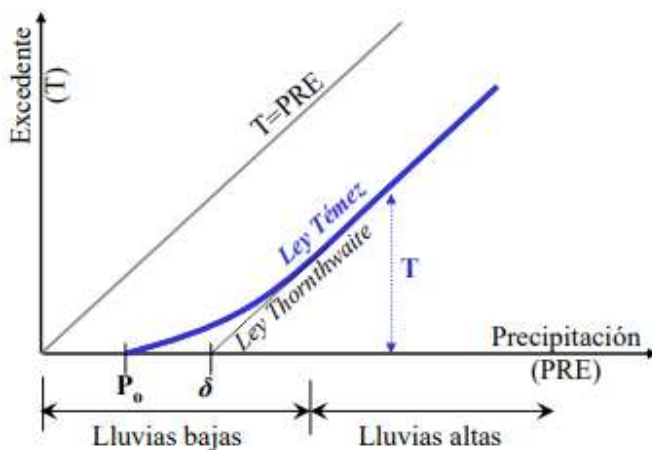
$$P_{oi} = C \cdot (H_{m\acute{a}x} - H_{i-1})$$

Ec. 2-6. Término δ

$$\delta = H_{m\acute{a}x} - H_{i-1} + ETP_i$$

donde $H_{m\acute{a}x}$ es la capacidad máxima de humedad en el suelo (mm) y C es un parámetro de proporcionalidad entre el déficit de almacenamiento en el suelo y el umbral de escorrentía.

La ley de generación de excedente (Figura 3) es asintótica a la que propuso Thornthwaite para valores altos de la precipitación y más realista en la parte baja de la misma. La expresión del balance en el suelo de Thornthwaite depende de un único parámetro, el umbral de escorrentía, denominado δ en la Figura 3, o capacidad de almacenamiento del suelo, superado el cual, hay excedente. Para valores de lluvia inferiores al mismo, no hay excedente. En el modelo de Témez, hay dependencia del umbral de escorrentía, pero el dominio de lluvias bajas queda representado por una ley no lineal dependiente del parámetro $H_{m\acute{a}x}$ y del esquema de generación de escorrentía del SCS.



Ec. 2-7. Expresión del balance hidrológico de Thornthwaite

$$\forall PRE_i > \delta \Rightarrow T_i = PRE_i - \delta$$

$$\forall PRE_i \leq \delta \Rightarrow T_i = 0$$

Figura 3 Ley de excedente

c) Agua en el suelo y evapotranspiración real:

El total de agua disponible en el suelo después de la lluvia es la humedad de partida del suelo en cada mes de cálculo, H_{i-1} , más la cantidad que no ha generado excedente.

Ec. 2-8. Balance de agua disponible después de la lluvia

$$H_{i-1} + PREL_i - T_i$$

Al comparar el agua disponible con la evapotranspiración potencial, ETP_i , se obtiene la evapotranspiración real, ETR_i . La expresión siguiente indica que se evapotranspira todo el agua disponible con el límite superior de la evapotranspiración potencial.

Ec. 2-9. Evapotranspiración real

$$ETR_i = \min(ETP_i, H_{i-1} + PREL_i - T_i)$$

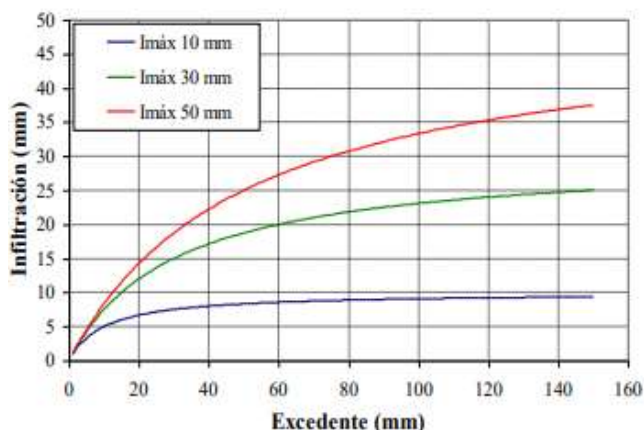
Al final del mes queda una cantidad de humedad, H_i , estimada según la siguiente regla

Ec. 2-10. Balance de agua en el suelo después de la evapotranspiración

$$H_t = \text{máx}(0, H_{t-1} + \text{PREL}_t - T_t - \text{ETP}_t)$$

d) Infiltración:

La infiltración mensual al acuífero, li (mm), es función del excedente Ti (mm) y del parámetro de infiltración máxima $Imáx$ que representa una conductividad hidráulica vertical en mm/mes. La Ley de infiltración se representa en la Figura 4 y su expresión matemática hace que aumente con el excedente con tendencia asintótica para valores altos del mismo al valor límite $Imáx$.

**Ec. 2-11. Ley de infiltración en el modelo de Témez**

$$I_i = I_{\text{máx}} \cdot \frac{T_i}{T_i + I_{\text{máx}}}$$

Figura 4 Ley de infiltración en el modelo de Témez

e) Escorrentía directa:

La infiltración, li , es la recarga al acuífero, $RECi$, en tanto que el resto del excedente constituye la escorrentía directa, $ESCdi$. Se ha supuesto que el tiempo de paso por la zona no saturada es inferior al intervalo de tiempo de simulación.

Ec. 2-12. Ley de escorrentía directa

$$ESCd_t = T_t - I_t$$

f) Descarga subterránea:

El funcionamiento del acuífero se simula utilizando el modelo de tanque unicelular que asume proporcionalidad entre el caudal Qi drenado en el instante i y el volumen de agua almacenada en el acuífero, Vi . El parámetro de proporcionalidad α (días⁻¹) es el coeficiente de la rama de descarga del acuífero y representa las propiedades hidrodinámicas del acuífero.

Ec. 2-13. Modelo de tanque unicelular

$$Q_t = \alpha \cdot V_t$$

Si se supone que la recarga mensual está distribuida uniformemente, la ley de conservación de masa permite plantear la ecuación diferencial que resuelve el estado final del acuífero o el flujo instantáneo en cada instante.

Ec. 2-14. Ley de conservación de masas en el acuífero

$$\frac{dV_i}{dt_i} = \dot{V}_i = I_i - Q_i$$

Ec. 2-15. Ley de descarga del modelo de tanque unicelular

$$\dot{V}_i + \alpha \cdot V_i - REC_i = 0 \Rightarrow V_i = V_{i-1} \cdot e^{-\alpha t} + \frac{REC_i}{\alpha} (1 - e^{-\alpha t}) \Rightarrow Q_i = Q_{i-1} e^{-\alpha t} + REC_i (1 - e^{-\alpha t})$$

Siendo REC_i la recarga uniforme al acuífero durante i , coincidente con la infiltración I_i y t el paso temporal de cálculo, 30 días.

La aportación subterránea a lo largo del período, ESC_{sb_i} , es balance entre el estado final del acuífero, el inicial y la recarga.

Ec. 2-16. Escorrentía subterránea

$$ESC_{sb_i} = V_{i-1} - V_i + REC_i \cdot t$$

g) Escorrentía total:

La escorrentía total, ESC_{t_i} , es suma de la escorrentía superficial y la escorrentía subterránea, ESC_{sb_i} .

Ec. 2-17. Escorrentía total

$$ESC_{t_i} = ESC_{d_i} + ESC_{sb_i}$$

En resumen, el modelo hidrológico depende de 4 parámetros: $H_{máx}$ la capacidad máxima de humedad del suelo, C el parámetro de excedente, $I_{máx}$ la capacidad máxima de infiltración y α el coeficiente de la rama de descarga.

En su versión distribuida estas ecuaciones representan los sucesivos balances en cada celda en las que se discretiza el territorio. Variables y parámetros son distribuidos hasta el modelo tanque del acuífero. El parámetro α simula el conjunto de propiedades hidrodinámicas de un acuífero y su esencia es agregada. El drenaje de cada acuífero, se supone distribuido, aunque constante en todas las celdas de cada uno de ellos.

2.2 Tratamiento de la fase atmosférica

La información de partida son los datos climáticos observados en estaciones meteorológicas (Figura 5). El proceso seguido ha consistido en la revisión de la información, el completado y la interpolación de los datos. El proceso de interpolación de los datos es muy importante habida cuenta de la escasez de información en zonas de montaña, donde la incertidumbre en el cálculo, especialmente de la precipitación, es muy alta.

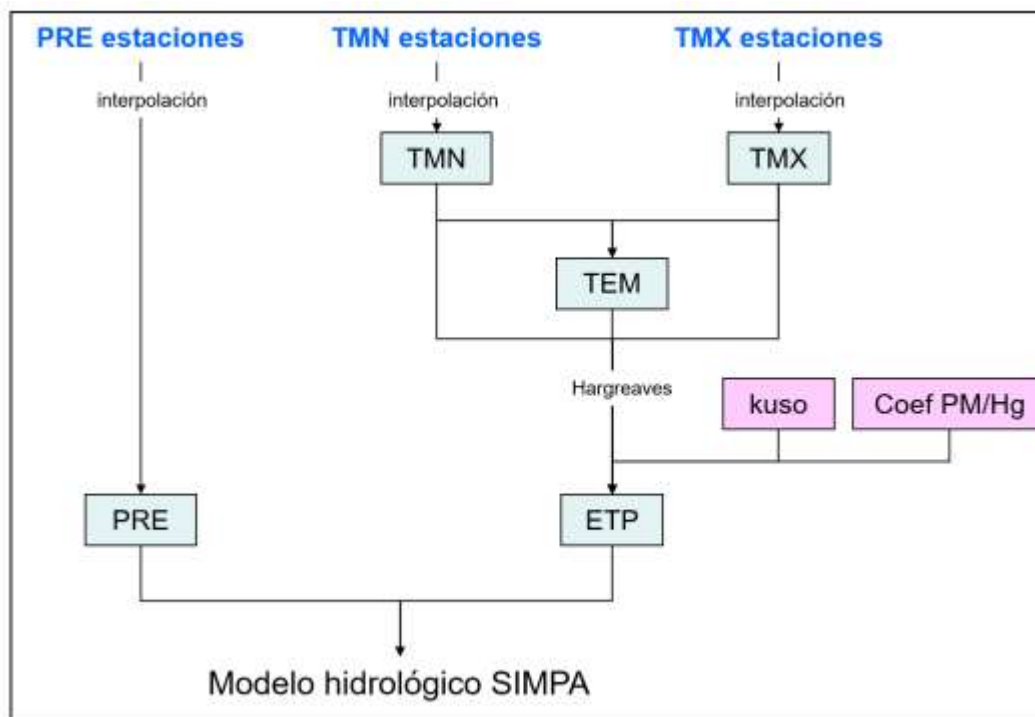


Figura 5 Esquema conceptual del cálculo de los mapas climáticos que alimentan el modelo hidrológico de SIMPA

2.2.1 Series meteorológicas

Los datos meteorológicos proceden mayoritariamente de las series de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Con fecha anterior al año 1970, existen en la base de datos HIDRO del CEH (Quintas, L., 1996) series de precipitación registradas por los servicios de hidrometría de las Confederaciones Hidrográficas que se han incluido para la completar las series de AEMET. También se han incorporado series de diversas variables meteorológicas, como velocidad del viento, humedad relativa y número de horas de sol, procedentes de la Red de estaciones agrometeorológicas de SiAR, para asesoramiento del regante, del Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente, de las estaciones evaporimétricas de los anuarios de aforos y del servicio meteorológico de Cataluña. En el caso del archipiélago de Canarias, esta información se ha completado con los datos meteorológicos disponibles de los Consejos Insulares de Isla y, para las cuencas portuguesas y francesas que vierten agua al territorio español, se ha recurrido a las series meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional de Francia (Météo-France) y del Sistema Nacional de Información de Recursos Hídricos de Portugal (SNIRH). En el caso de Portugal, esta información se ha completado con datos meteorológicos recopilados por Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA).

La Figura 6 muestra la distribución de las series pluviométricas y termométricas. Para todo el periodo de estudio, 1940/41-2017/18, se cuentan con cerca de 9.900 estaciones pluviométricas y 1.740 estaciones termométricas procedentes de AEMET, aunque en los últimos años el número máximo de estaciones con registro anual completo se aproxima a los 3.900 para las pluviométricas y 1.500 para las termométricas. Respecto a Météo-France se han utilizado 14 estaciones pluviométricas y termométricas, del SNIRH 500 estaciones pluviométricas y 83 termométricas en total, aunque este número se reduce en los últimos años a unos 350 en el caso de las

pluviométricas y 20 en las termométricas. La información adicional pluviométrica de los Consejos Insulares de Isla corresponde a un total de 56 estaciones, unas 20 en los años más recientes.

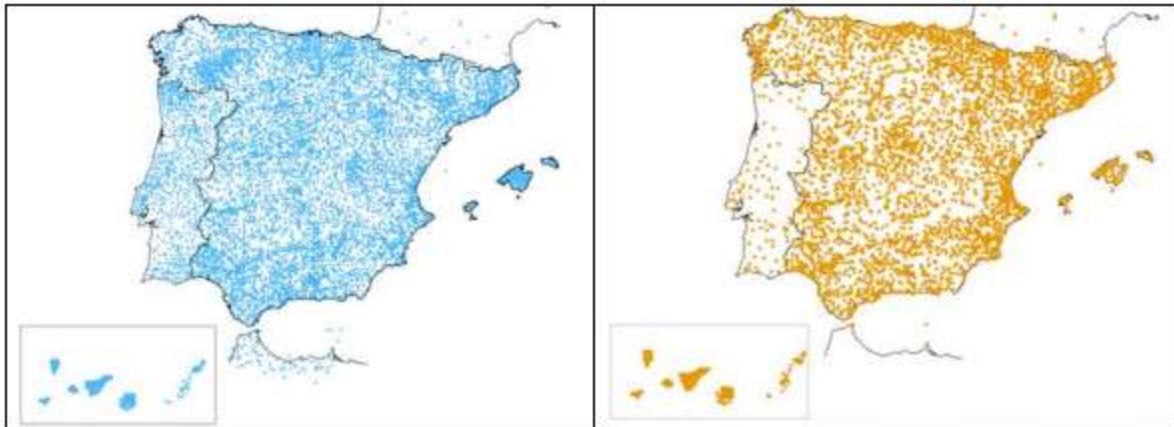


Figura 6 Red de estaciones meteorológicas: pluviométricas izquierda, termométricas derecha

2.2.2 Procedimiento de revisión y completado de las series meteorológicas

En primer lugar, se ha realizado un análisis de los datos de las series meteorológicas para detectar y eliminar valores anómalos, como es el caso de varios registros con valor cero de forma continuada hasta el momento en que se interrumpe la medida o valores anormalmente altos, para ello se ha comparado la información de la estación estudiada con las estaciones más próximas con altitud y orientación similares. También, se ha aplicado a las series de datos el método de dobles masas o dobles acumulaciones para detectar inconsistencias en las estaciones. Esta metodología se basa en la comparación de los datos de una estación con las de su entorno o con una estación de referencia. La teoría de este método se basa en el hecho de que si se representan en unos ejes de coordenadas las acumulaciones sucesivas de dos series de valores en el mismo periodo con igual régimen meteorológico y, si la relación entre las dos series se ha mantenido estable, es decir, a los incrementos de una corresponden los proporcionales en la de referencia, la representación mostrará una tendencia lineal. En caso contrario, la presencia de quiebros y saltos indica cambios en la relación entre las series de datos.

Una vez revisada la información, se ha procedido al completado de las series de precipitación acumulada mensual y de temperatura media mensual de las máximas y mínimas diarias. Para ello, se ha seguido un procedimiento de regresión bivariada sin persistencia con estacionarización previa. Esta técnica consiste en establecer una relación lineal entre la estación incompleta y las dos estaciones con las que guarda mayor correlación. Se utilizan dos estaciones para tener en cuenta el hecho físico de la bidireccionalidad de las lluvias. La estacionarización permite filtrar las componentes cíclicas que son características de cada estación y, por lo tanto, utiliza series de residuos en la ecuación de regresión que son estacionarias en media y varianza. El criterio seguido para elegir la pareja de estaciones que proporciona el completado más satisfactorio se basa en la formación de una matriz de priorización para cada estación a completar. Esta matriz es función de los coeficientes de correlación múltiple entre las series de residuos y del número de datos comunes entre las tres estaciones. Previamente a la definición de la matriz, se ha revisado la correlación entre cada par de estaciones para asegurar un mínimo valor de correlación entre ellas.

2.2.3 Procedimiento de interpolación de los mapas mensuales de precipitación y temperatura

El método de interpolación de las variables climáticas se ha resuelto mediante el uso combinado de patrones mensuales de precipitación y temperatura, máxima y mínima, y de mapas de anomalías o residuos. Los patrones son estimaciones de las medias mensuales de precipitación y temperatura, y de su desviación típica mensual. En ellos se refleja la influencia de factores locales como la orografía, la orientación o la influencia costera para tenerlos en cuenta en el procedimiento de interpolación. Normalmente se considera un periodo mínimo de 30 años para la obtención de estos patrones siguiendo las recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) por considerar que ese periodo tiene suficiente representatividad estadística.

Los patrones de medias de precipitación y temperaturas, máxima y mínima, utilizados proceden de los Atlas Climáticos realizados de forma conjunta por AEMET y el Instituto de Meteorología de Portugal para la Península y Baleares y el archipiélago de Canarias (AEMET-IM, 2011 y AEMET-IM, 2012). La información básica utilizada en la elaboración de estos mapas ha sido la de las normales climatológicas (valores medios) correspondientes al período 1971-2000, tomando como base los datos de observación de estaciones meteorológicas de las redes nacionales. En el caso de la interpolación de los valores medios de temperatura mínima y máxima, se ha utilizado una regresión multivariada con altitud, distancia al litoral, latitud y longitud, a la que se ha añadido un componente residual obtenido por interpolación por el inverso de la distancia al cuadrado. Para los mapas de precipitación mensual se ha aplicado una metodología similar de interpolación aunque en este caso el componente residual se ha obtenido por Kriging simple.

La decisión de tomar los mapas de patrones de medias procedentes de los Atlas Climáticos y no los estimados para la ER08, vino motivada por los resultados obtenidos del contraste entre valores de escorrentía observados en las estaciones de medida y los valores de precipitación según ambas fuentes. Se comprobó que algunos de los problemas detectados de falta de precipitación en algunas zonas altas, como la cabera del Tormes, la margen derecha del Tiétar, la cordillera Cantábrica y algunas zonas de los Pirineos, se corregían cuando se consideraban estos nuevos mapas de patrones de medias.

El método de interpolación propuesto para este trabajo, también requiere estimar los mapas de desviación típica de la precipitación mensual. Para ello se ha aplicado una metodología similar a la empleada en los mapas de medias de los Atlas Climáticos (Álvarez-Rodríguez, 2011). Se seleccionan las series mensuales de AEMET, del SNIRH de Portugal y de Météo-France registradas y completadas, y se calculan los valores de desviación típica mensual para los 30 años correspondientes al mismo periodo 1971-2000. Los patrones de desviaciones típicas se interpolan mediante un esquema de ventana móvil que formula una ecuación de regresión en función de la altitud y orientación, en cada celda, mes y estadístico. Esta misma metodología se ha aplicado para completar los mapas de patrones de medias para la parte francesa. Conocida la media y desviación típica mensual en cada punto del territorio, se estacionarizan las series y se obtienen los residuos o anomalías de cada dato registrado, en cada mes y año. Después de analizar la continuidad espacial y ponderar criterios prácticos como la velocidad de proceso, los residuos se han interpolado siguiendo un procedimiento de inverso de distancia al cuadrado. Una vez obtenido el mapa de

residuos correspondiente a la fecha de interpolación, se compone el mapa de temperatura o lluvia mediante una ecuación de desestacionarización.

En el caso de la temperatura, al tratarse de una variable que presenta menor variabilidad que la precipitación, únicamente ha requerido la utilización de los patrones de medias para la obtención de los residuos. Una vez obtenidos los mapas mensuales de temperaturas máximas y mínimas se calculan los mapas mensuales de temperaturas medias como promedio de los dos.

Las leyes utilizadas presentan mejoras respecto a otros mecanismos de interpolación ya que no extrapolan linealmente la lluvia en función de la altitud, sino que las ecuaciones de regresión incorporan modelos que reducen el gradiente conforme aumenta la altitud, tal como cabe esperar de un agotamiento de la humedad del aire en altura siendo, por tanto, las extrapolaciones, más conservadoras. Estas leyes tampoco se construyen dando el mismo peso al conjunto de registros disponible, sino que teniendo en cuenta la variabilidad de las relaciones entre lluvia y altitud, se da más peso a los registros más cercanos a cada celda de cálculo.

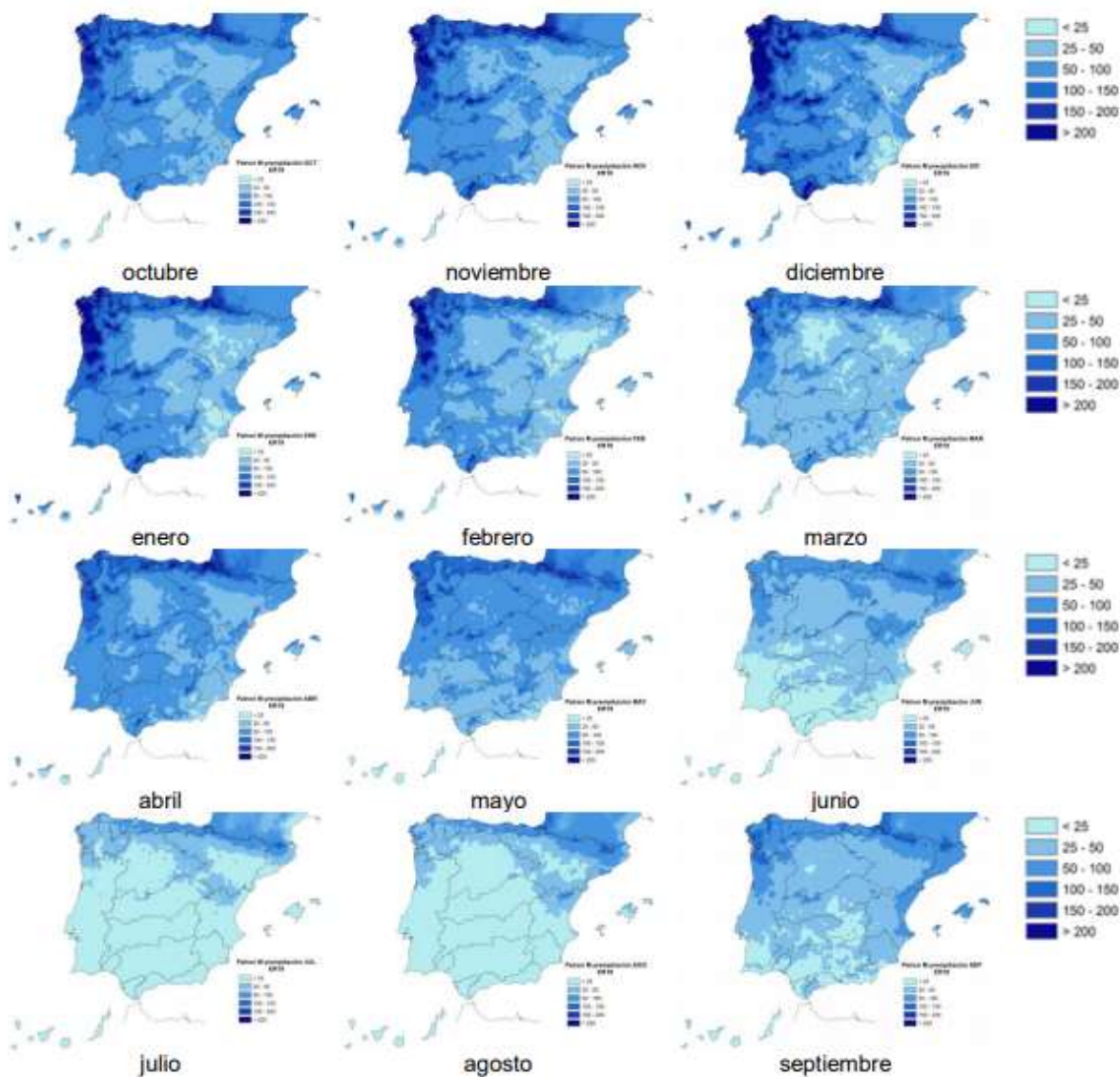


Figura 7 Patrones de medias de la precipitación mensual (mm)

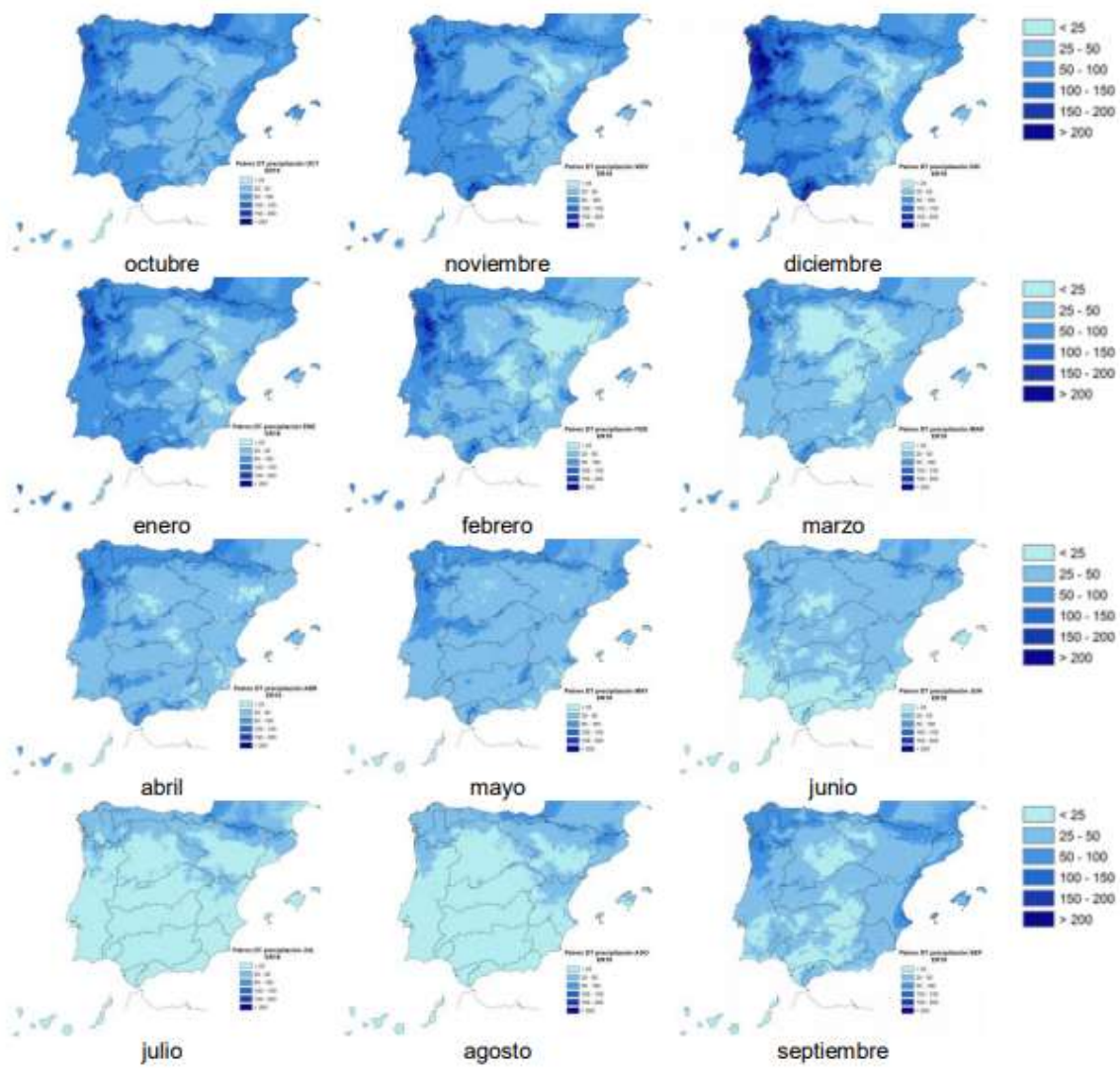


Figura 8 Patrones de desviación típica de la precipitación mensual

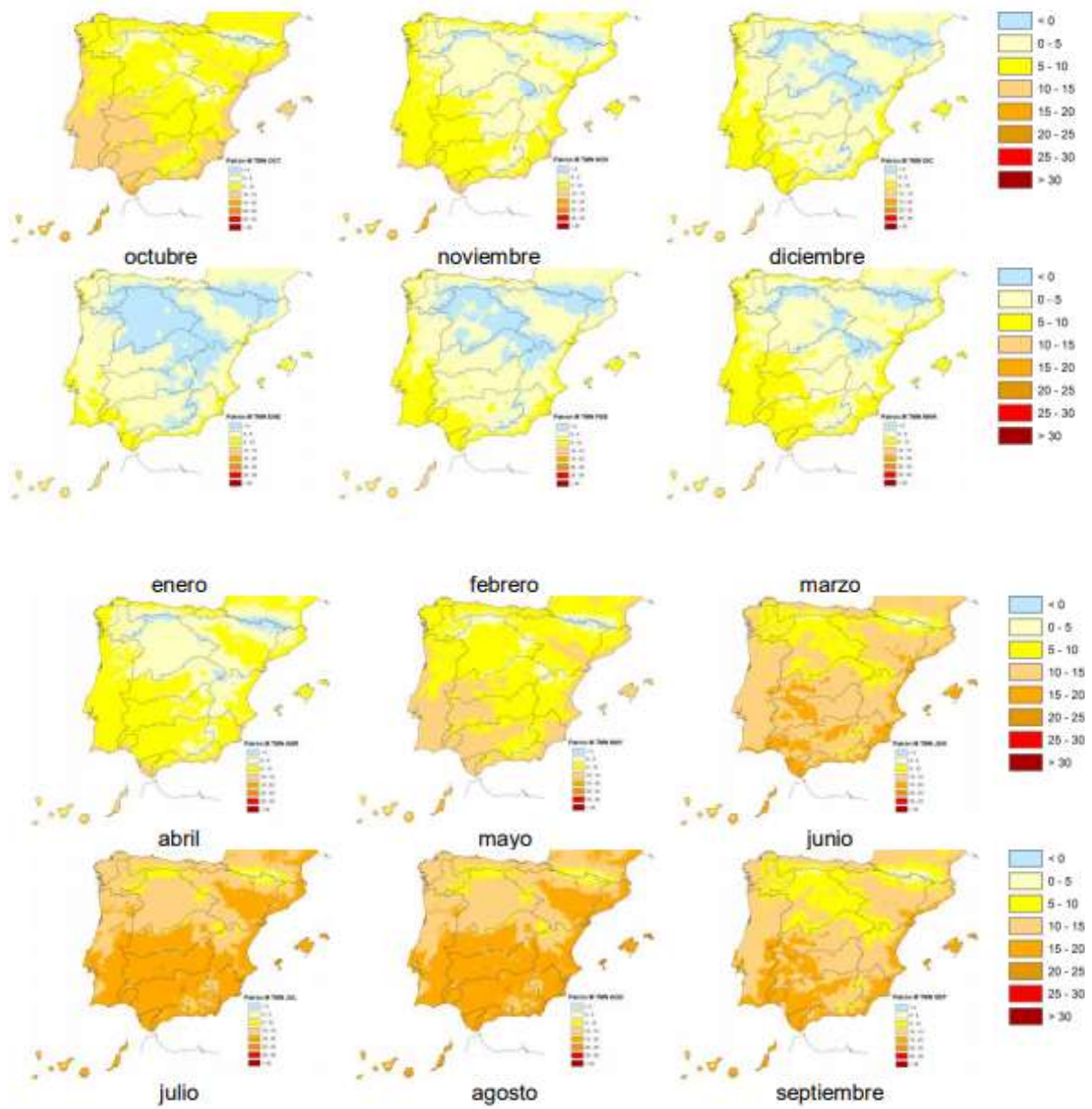


Figura 9 Patrones de medias de la temperatura mínima (°C)

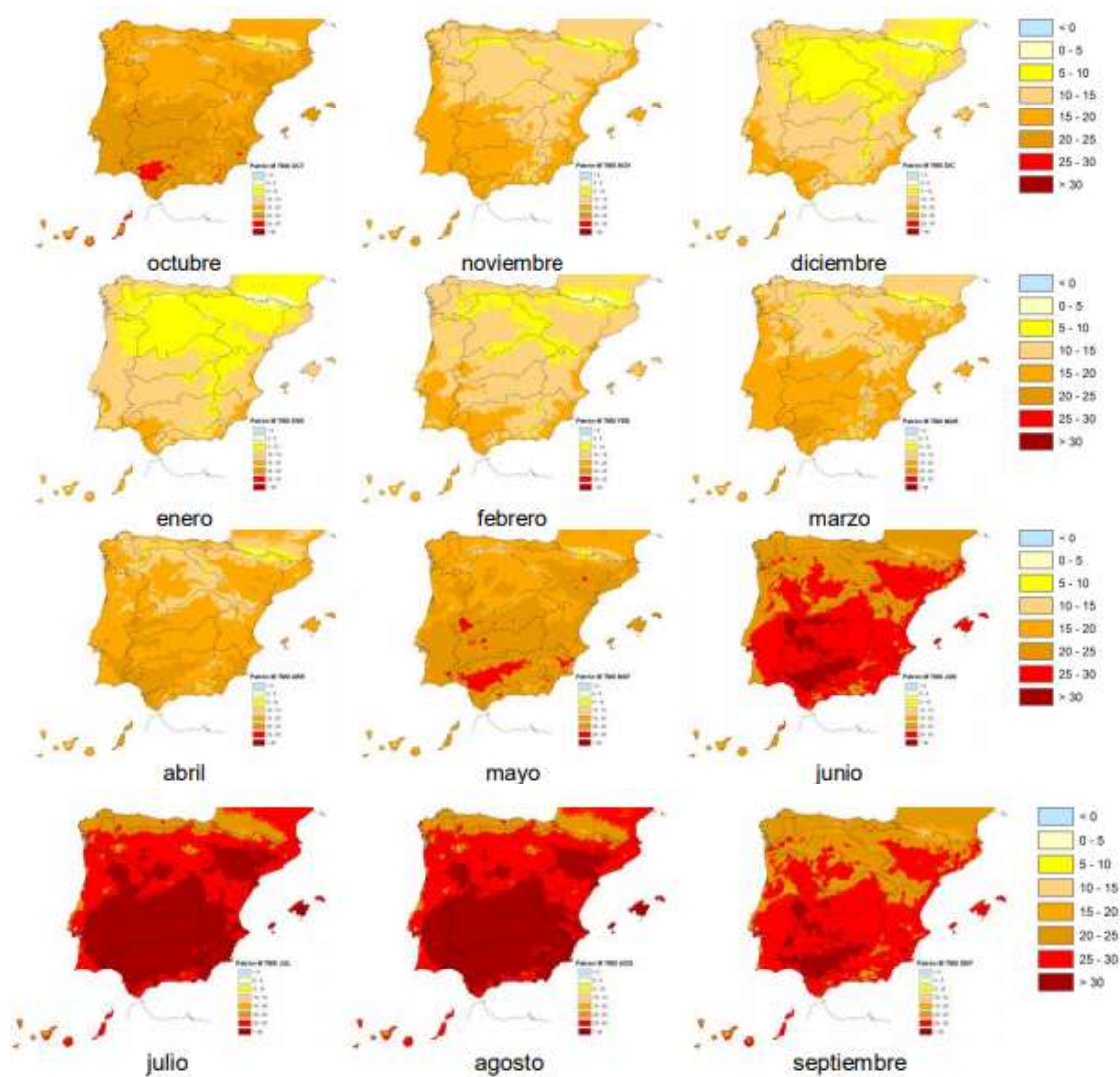


Figura 10 Patrones de medias de la temperatura máxima (°C)

2.2.4 Estimación de la evapotranspiración potencial

Los mapas mensuales de evapotranspiración potencial (ETP) se calculan mediante combinación de los métodos de Hargreaves y Penman-Monteith, siguiendo las recomendaciones de la FAO (FAO, 2006), y al resultado final se le aplica un coeficiente de uso de suelo que tiene en cuenta el efecto de la vegetación. El procedimiento seguido ha consistido, en primer lugar, en el cálculo de la ETP mediante el método de Hargreaves que permite calcular la ETP a partir de temperaturas medias mensuales, de las mínimas diarias y de las máximas diarias. Al ser este método un procedimiento experimental, conviene afectarlo por unos coeficientes correctores en forma de mapas mensuales, además tal como se indica en la IPH, se han de obtener los coeficientes correctores de las ETP estimadas por métodos de temperatura y las obtenidas con métodos que ponderan términos balance aerodinámico y energético. De esta manera, estos mapas correctores se obtienen interpolando los coeficientes que resultan de la relación característica para cada mes entre el método de Hargreaves y la referencia dada por el método de Penman-Monteith en las estaciones climatológicas principales de AEMET que disponen de suficiente información (Figura 11) y para cada uno de los 12 meses del año medio.



Figura 11 E Red de estaciones meteorológicas AEMET de temperatura y resto de variables meteorológicas

Para aumentar la densidad de estaciones y mejorar la interpolación de los mapas de coeficientes correctores, se ha recurrido a completar la información de AEMET con datos de otras fuentes de información como la red agrometeorológica SiAR, las estaciones evaporimétricas de los anuarios de aforos y estaciones del servicio meteorológico de Cataluña. Para la parte de Francia se considera la información de la red meteorológica Météo-France y en el caso de Portugal se utiliza la red SNIRH que a su vez se completa con información de la base de datos de la NOAA. Por otra parte, debido a que los datos de la variable número de horas de sol era mucho más escasa que los de las otras variables necesarias para estimar la ETP según el método de Penman-Monteith (velocidad de viento, humedad relativa), se ha aumentado la información de esta variable en las estaciones sin dato mediante un procedimiento de interpolación que tiene en cuenta los datos de las estaciones cercanas y asigna un mayor peso a las más próximas. En la Figura 12 se observa el conjunto final de estaciones empleadas para la interpolación del coeficiente corrector que incluye 630 estaciones para España, y 70 estaciones en Portugal y la parte de Francia considerada.



Figura 12 Estaciones meteorológicas utilizadas en la interpolación de los coeficientes correctores mensuales

La corrección del modelo de Hargreaves con técnicas de regresión a partir del modelo Penman-Monteith se topa con varios problemas, uno de ellos es el escaso número de registros que influye en la robustez de las regresiones mensuales, aspecto que se ha intentado resolver con el aumento en el número de estaciones procedentes de otras redes de información. En segundo lugar, se comprueba que la relación entre las ETP de Hargreaves y de PenmanMonteith no es lineal durante algunos meses del año. Esto ha motivado finalmente que la ETP de Hargreaves se haya corregido con un coeficiente de proporcionalidad, equivalente a una recta de regresión con término independiente nulo, lo que supone emplear un coeficiente de medias.

Las siguientes gráficas (Figura 13) muestran las dispersiones entre los resultados de ambos métodos de cálculo de la ETP en una estación de la cuenca del Júcar. A las nubes de puntos se les ha superpuesto la recta de regresión en rojo, con y sin filtrado de extremos ya que los valores altos pueden tener un gran efecto en la estimación de los coeficientes de regresión. Los extremos se han definido por tener un grado de apalancamiento superior a 0,5, el grado de apalancamiento es una medida de hasta qué punto una variable independiente se desvía de su media. En verde se superpone la recta que representa el cociente entre medias de ambas estimaciones de la ETP.

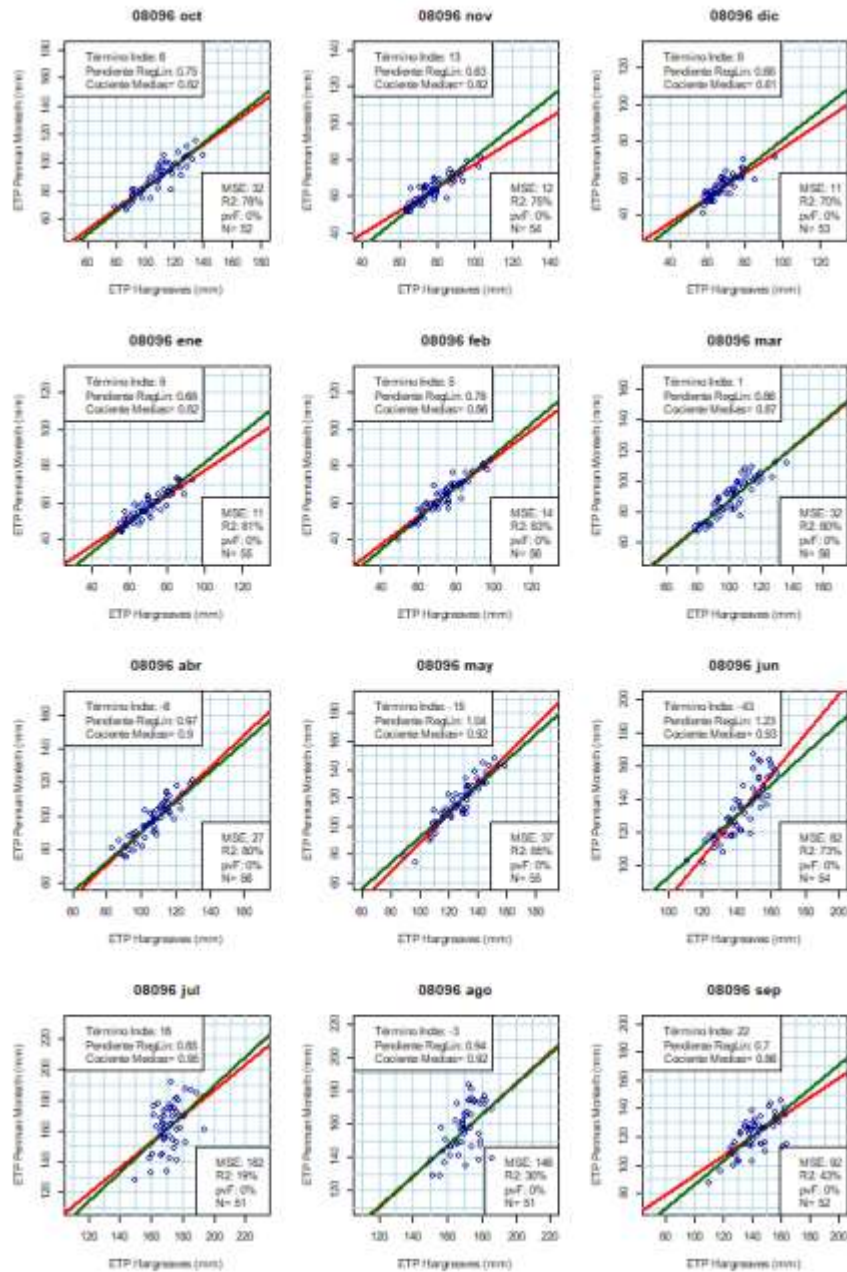


Figura 13 Diagramas de dispersión del ajuste entre la ETP media mensual estimada según PenmanMonteith y Hargreaves en una estación de la cuenca del Júcar. Línea roja: Recta de regresión / Línea verde: Recta de proporcionalidad

El proceso posterior de interpolación de los mapas correctores se ha realizado teniendo en cuenta las estaciones más cercanas y la correlación existente en el valor del coeficiente corrector y la altitud. Los 12 mapas mensuales de coeficientes correctores se muestran en la Figura 14.

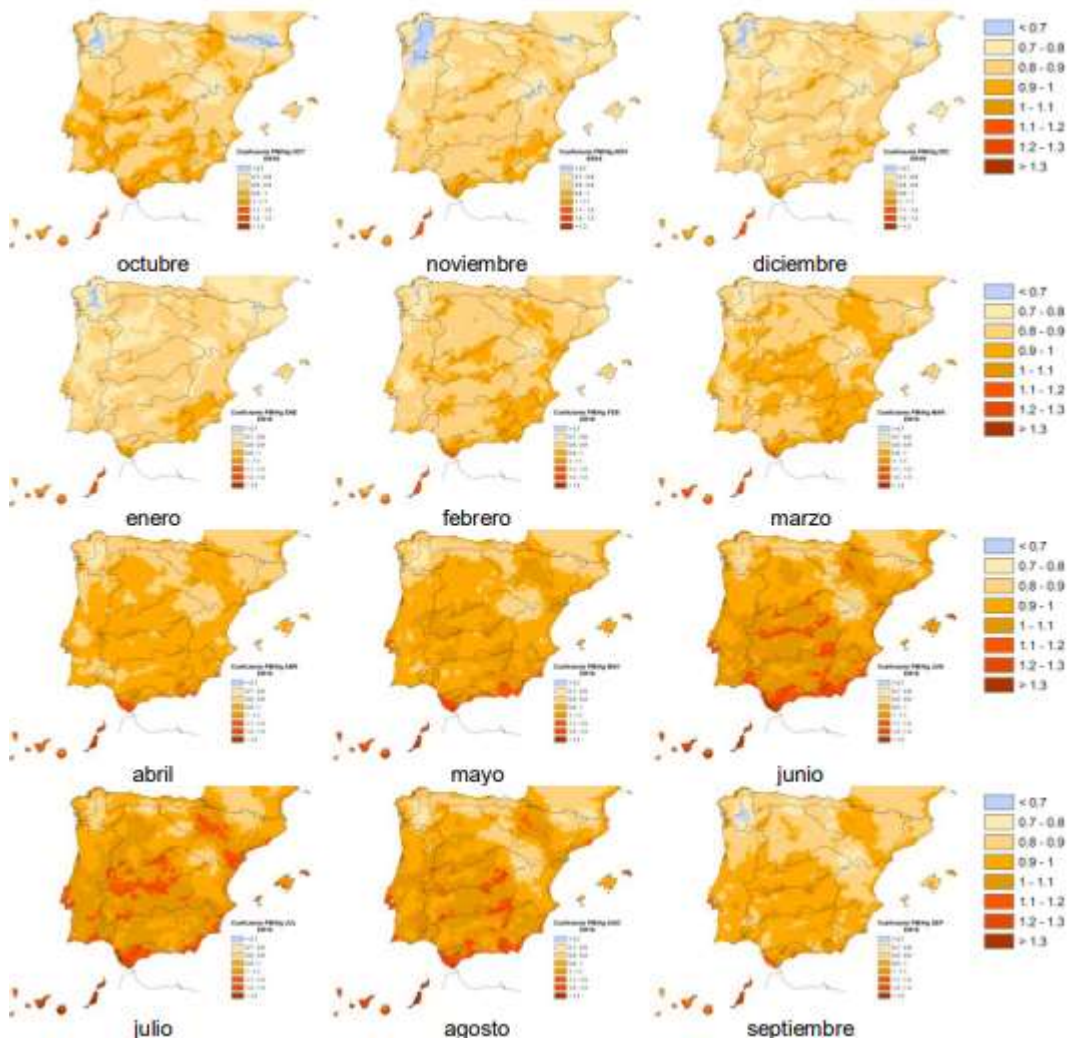


Figura 14 Coeficientes correctores Hargreaves-Penman Monteith

La ETP de Hargreaves corregida por Penman-Monteith corresponde a un cultivo de referencia, muy similar a una superficie extensa de pasto verde, bien regada, de altura uniforme, creciendo activamente y dando sombra totalmente al suelo (FAO, 2006). Otros usos del suelo se introducen por medio de coeficientes función de la vegetación, cobertura y grado de madurez, todos ellos variables en el tiempo. En hidrología y sobre cuencas naturales no se dispone de esta información y se ha simplificado la estimación de este coeficiente en uno medio anual de un único uso de suelo. De esta manera, para tener en cuenta el efecto de la vegetación real existente, a la serie completa de ETP se le ha aplicado un coeficiente corrector de cultivo función del uso del suelo. El uso de suelo considerado procede de una reclasificación del de usos de suelo CORINE LAND COVER 2000 (IGN, 2004) Los coeficientes de uso de suelo para cada clase de uso de suelo se han obtenido mediante calibración del modelo de simulación de recursos hídricos en régimen natural. Previamente, se tantearon los coeficientes asociados a cada uso de suelo utilizando la ecuación de SchreiberBudyko con los datos de aportación, precipitación y ETP anuales en las cuencas en régimen natural seleccionadas. Debe destacarse que entre los inconvenientes encontrados en la aplicación de este modelo están el predominio de determinadas clases de usos de suelo como los boscosos en las cuencas en régimen natural, dejando sin prácticamente representación otros usos de suelo. Un segundo inconveniente es la dificultad de discernir en la respuesta agregada de una cuenca la contribución de cada uso de suelo (CEDEX, 2013a). El valor de coeficiente de cultivo

finalmente asignado a cada uso de suelo varía desde 0,8 para suelos sin vegetación hasta 1 en el caso de pastizales (Figura 15).



Figura 15 Coeficiente de cultivo

2.2.5 Cálculo de la acumulación y fusión de nieve

La fusión de nieve es una variable fundamental en la evaluación de recursos de zonas de alta montaña donde predomina el régimen nival. Habitualmente para su estudio, se recurre a modelos sencillos que evalúan el balance energético de la nieve en la forma de modelos de grado-día como es el caso del modelo hidrológico ASTER, utilizado en el marco del programa ERHIN de la DGA sobre la evaluación de los recursos hídricos procedentes de la innivación. El modelo aquí empleado se basa en dicha metodología pero asumiendo una serie de simplificaciones derivadas de la distinta escala temporal utilizada, mensual frente a la diaria. Se utiliza un modelo lineal que considera la fusión dependiente de la temperatura a través de un factor de fusión grado-mes, que expresa la cantidad de nieve que se funde por cada incremento de temperatura. También se define una temperatura base a partir de la cual se produce la fusión. En este caso, debido a las simplificaciones derivadas del paso mensual, se iguala la temperatura base a la temperatura crítica que separa la lluvia en forma de nieve de la lluvia en forma líquida. Estos dos parámetros del modelo, factor de fusión y temperatura base, se han obtenido por calibración para intentar reproducir los datos procedentes del programa ERHIN sobre superficie de nieve y volumen de agua en forma de nieve (VAFN) para el periodo 2010 a 2014 en unas 75 cuencas nivales de las 90 cuencas nivales definidas en el programa. En la Figura 16 se muestran los mapas de parámetros finalmente empleados.

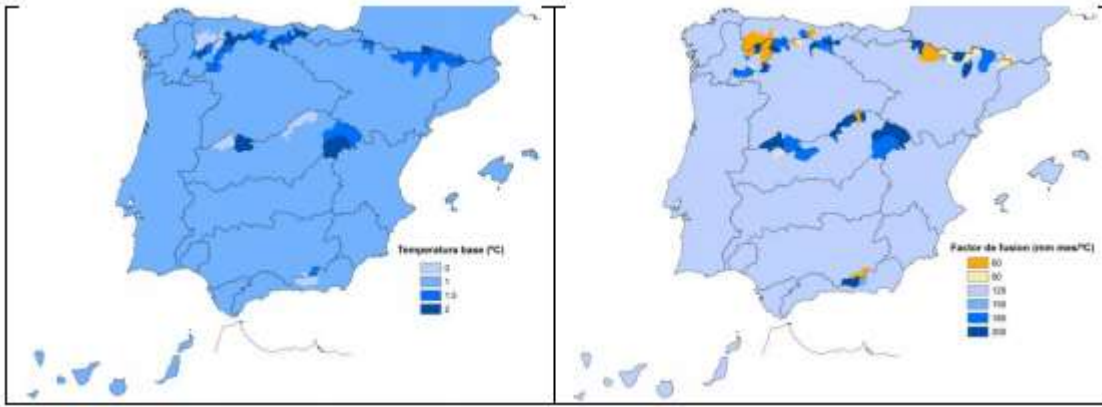


Figura 16 Mapas de parámetros para el tratamiento de la nieve: izquierda temperatura base (°C) y derecha factor de fusión (mm/°C)

En la Figura 17 se muestran dos ejemplos de calibración en la cuenca nival del río Ara en Boltaña en los Pirineos, para una temperatura base de 1.5 °C, izquierda, y 2 °C, derecha, y diferentes factores de fusión (desde 60 hasta 180 mm/°C). En ellas se aprecia el grado de ajuste a los datos ERHIN, puntos negros, de las variables simuladas superficie de nieve, volumen de agua en forma de nieve y aportación acumulada en el punto de cierre de la cuenca.

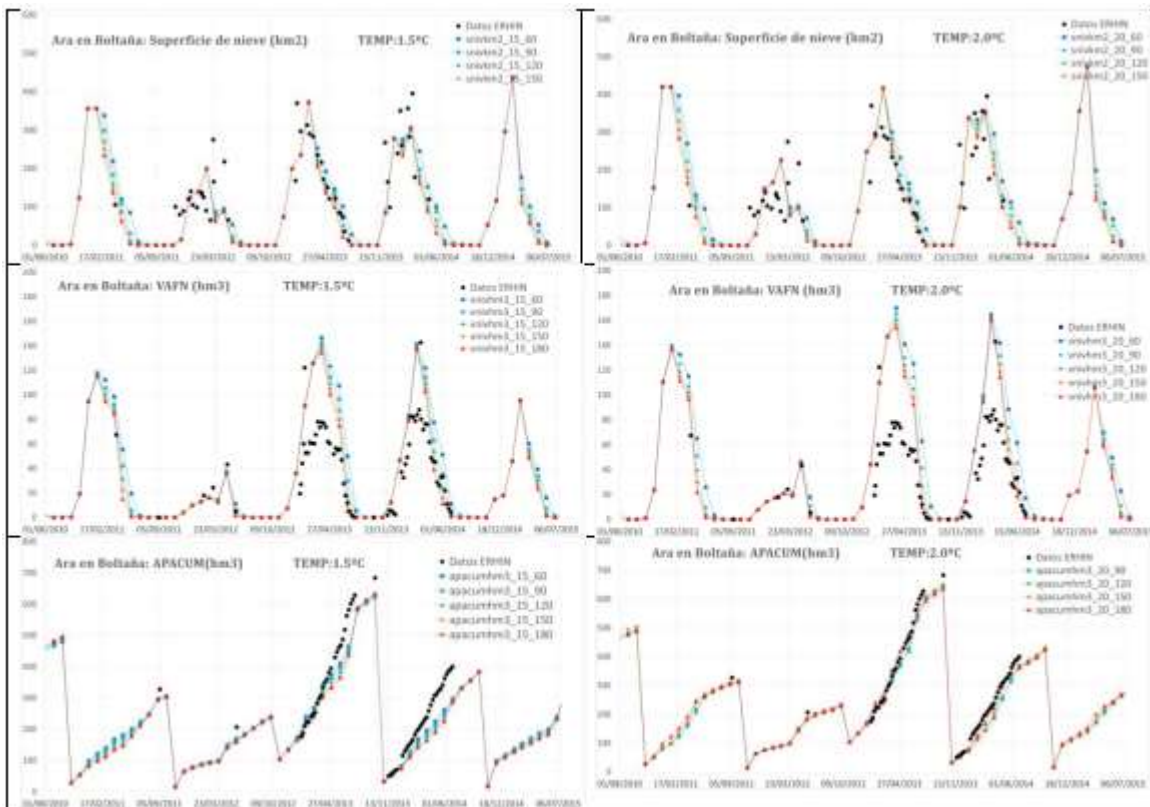


Figura 17 Ejemplos de calibración del modelo de nieve en la cuenca del río Ara en Boltaña.

En la Figura 18 se observa la comparativa del ajuste a los datos observados de la evolución de los promedios mensuales de aportaciones, entre el modelo de fusión lineal y el modelo de fusión exponencial empleado en la anterior evaluación de recursos (ER08), en una serie de cuencas nivales del Pirineo oriental. El modelo lineal consigue ajustarse mejor al pico de aportación del mes de mayo, en comparación con el modelo exponencial que tiene una respuesta más lenta. El modelo

de fusión de nieve empleado en ER08 seguía una ley exponencial decreciente que dependía del volumen de nieve acumulado en el mes anterior.

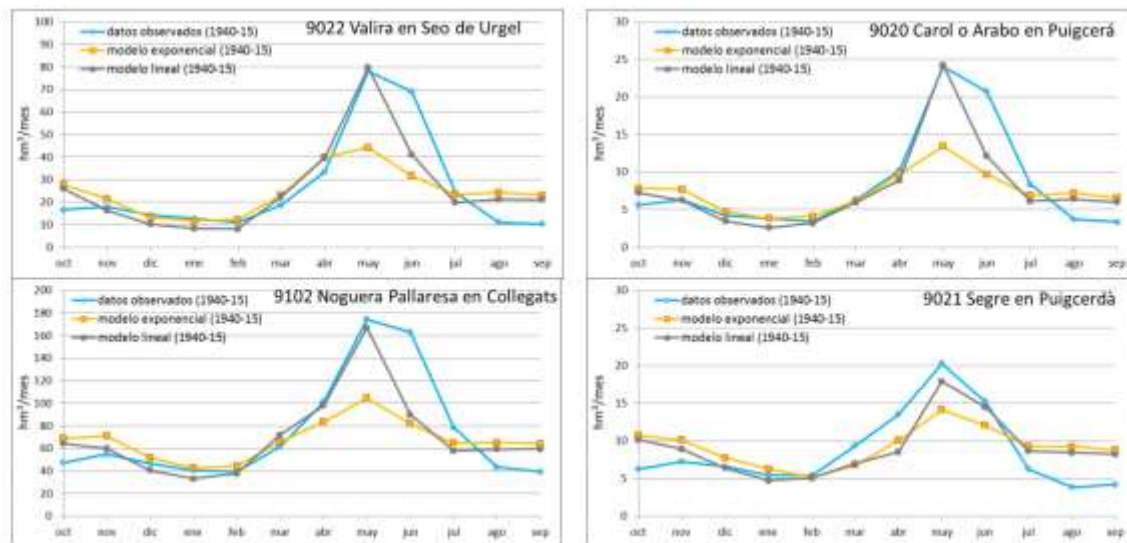


Figura 18 Ejemplos de ajuste de la evolución estacional de aportaciones en cuencas del Pirineo oriental. Comparación entre el modelo de fusión de nieve lineal (ER19) y exponencial (ER08)

2.3 Parametrización del modelo

Como se ha visto en el apartado anterior, los procesos del ciclo hidrológico simulados por el modelo SIMPA dependen de 4 parámetros. Primeramente se les da un valor en función de las características fisiográficas del medio que los condicionan. Posteriormente, se ajustan mediante la calibración al ajustar los caudales simulados a los observados. Los cuatro parámetros del modelo de SIMPA tienen variabilidad espacial por lo que están representados por los cuatro mapas correspondientes. Los parámetros capacidad de almacenamiento en el suelo (H_{max}) y coeficiente de excedente (C) están relacionados con las características superficiales y del suelo, mientras que los parámetros capacidad de infiltración (I_{max}) y coeficiente de agotamiento de los acuíferos (α) están relacionados con los parámetros hidrogeológicos. Se ha supuesto que los parámetros son estacionarios y no cambian en el tiempo que dura la simulación, los 78 años que van desde 1940 a 2017. Se ha adoptado esa suposición aun sabiendo que las características físicas del territorio que determinan los parámetros sufren permanentes cambios. No obstante, se han considerado estacionarios puesto que el objetivo de este estudio es la evaluación de los recursos hídricos y no de otros posibles cambios, como por ejemplo los de usos del suelo.

2.3.1 Capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo, $H_{m\acute{a}x}$

El parámetro capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo, $H_{m\acute{a}x}$, es el agua que como máximo puede contener un suelo y cuyo destino final será la evaporación, directa o a través de las plantas, parte en el mes de cálculo y el resto de manera diferida en los siguientes meses. Define la máxima humedad evapotranspirable en la zona no saturada. La textura del suelo es un concepto muy utilizado en agronomía para caracterizar las posibilidades del suelo para poderse cultivar. La humedad máxima del suelo se podría definir como la diferencia entre la capacidad de

campo y el punto de marchitez multiplicado por el espesor del suelo (no contempla el agua gravífica y sí el agua capilar).

Se ha obtenido de la combinación de la información de los mapas de usos de suelo, de texturas y pendientes, modificados además por características climáticas. Los usos de suelo proceden del CORINE LAND COVER 2000 (IGN, 2004) reclasificado en 8 grupos (Tabla 1, Figura 19).

Tabla 1. Grupos de uso de suelo reclasificados del CORINE LAND COVER 2000

Clase CORINE	Descripción de los usos de suelo CORINE Land Cover	Reclasificación a los Grupos de usos de suelo
21100	Tierras de labor de secano	1 Cultivos de secano
24110	Asociación de cultivos permanentes en secano	
24210	Mosaico de cultivos en secano	
24212	Mosaico de cultivos permanentes en secano	
24230	Mosaico de cultivos mixtos en secano	
24310	Mosaico de cultivos agrícolas en secano	
24213	Mosaico de cultivos anuales	2 Mosaico de cultivos permanentes
21200	Terranos regados permanentemente	3 Pastizales, regadíos y viñedos
22100	Viñedos	
23100	Prados y praderas	
24120	Asociación de cultivos permanentes en regadío	
24211	Mosaico de cultivos anuales con praderas	
24220	Mosaico de cultivos en regadío	
24221	Mosaico de cultivos anuales con praderas	
24222	Mosaico de cultivos permanentes en regadío	
24223	Mosaico de cultivos anuales	
24320	Mosaico de cultivos agrícolas en regadío	
24330	Mosaico de prados o praderas	4 Matorrales, bosques y frutales
32100	Pastizales naturales	
22200	Frutales	
22300	Olivares	
24400	Sistemas agroforestales	5 Bosques maduros
31160	Laurisilva macaronésica	
31200	Bosques de coníferas	
32	Matorrales y/o asociaciones de vegetación herbácea	6 Zonas urbanas e impermeable
31100	Bosques de frondosas	
31300	Bosque Mixto	
11	Tejido Urbano	
12	Zonas industriales, comerciales y de transporte	7 Suelos sin vegetación
13	Zonas de extracción minera, vertidos y de construcción	
14	Zonas verdes artificiales, no agrícolas	8 Humedales y superficies de agua libre
33	Espacios abiertos con escasa o sin vegetación	
21300	Arrozales	
41	Zonas húmedas continentales	
42	Zonas húmedas litorales	
51	Aguas continentales	
52	Aguas marinas	

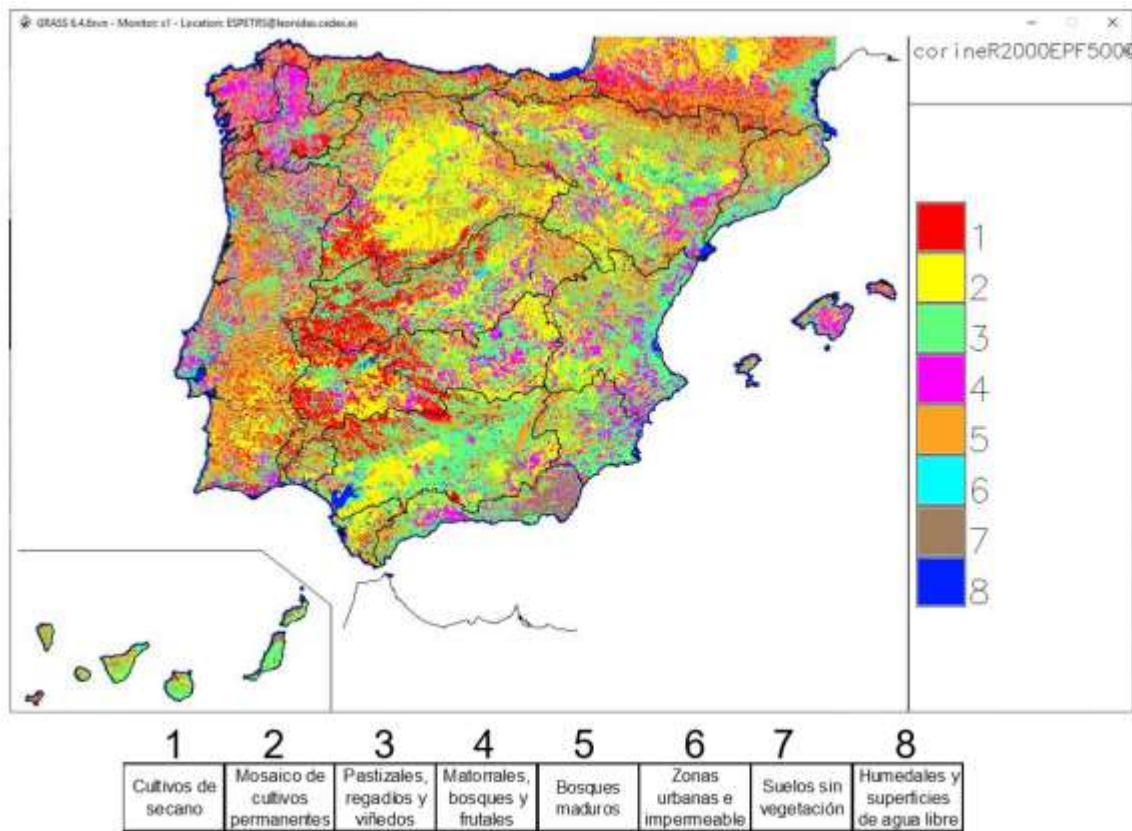


Figura 19 Clasificación de los usos del suelo según CORINE

Las texturas de suelos se han obtenido de la información geológica de la Base de Datos “Propiedades Edafológicas de los Suelos Españoles” (CIEMAT, 2000) en la que se asigna un porcentaje de arenas, limos y arcillas a una serie de perfiles de muestreo en la península ibérica. Esa información se interpola con base a la información litológica del mapa hidrogeológico a escala 1:2.000.000 del año 2006 (IGME, 2006), se completa para zonas exteriores con el mapa de suelo de la Comisión Europea a escala 1:1.000.000, referida aquí como Slecgeo (CE, 1985) y finalmente se reclasifica en los 5 grupos de Thornthwaite y Mather (1957) (Tabla 2 y Figura 20).

Tabla 2. Grupos de uso de suelo reclasificados del CORINE LAND COVER 2000

Thorn-Matter (1957)	Textura (USDA)
Arenosa fina	Arenosa
Franco-arenosa fina	Franco arcillo arenosa Arenoso franca Franco arenosa
Franco-limosa	Limosa Franco limosa Slecgeo (clase 123-12)
Franco-arcillosa	Franco arcillo limosa Franco arcillosa
	Franca
Arcillosa	Arcillo limosa Arcillo arenosa Arcillo limosa

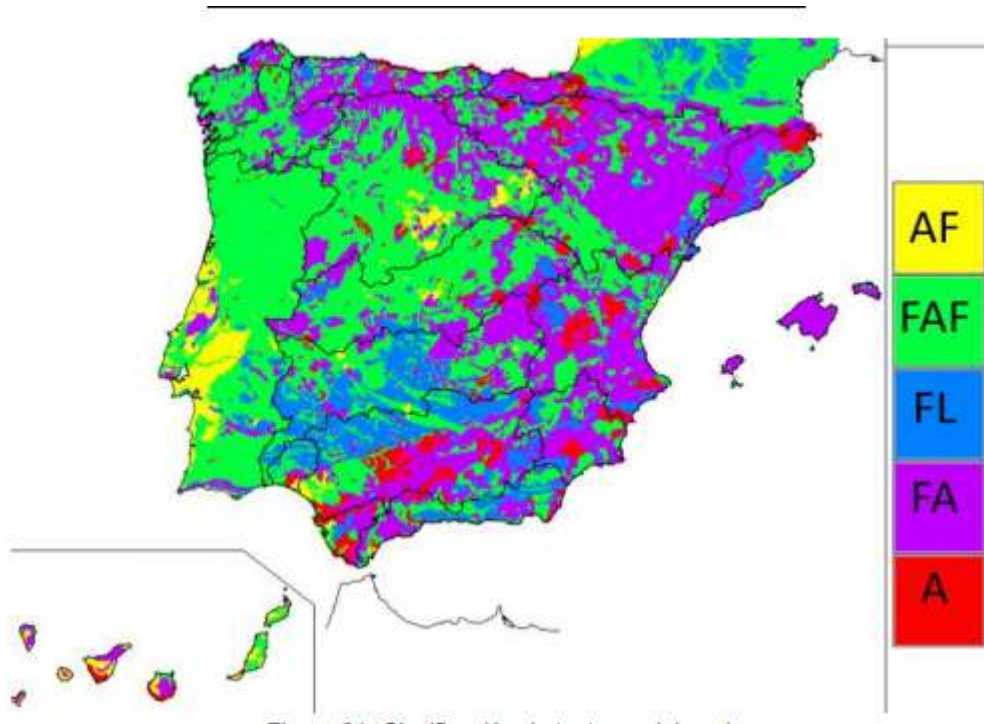


Figura 20 Clasificación de texturas del suelo

El mapa de pendientes está derivado del MDE a resolución 500 m, obtenido a partir del mapa del IGN a escala 1:25.000 (IGN, 2014). En esta nueva evaluación de recursos se ha aumentado la resolución, pasando de celdas de 1000 a 500 m. Este cambio ha supuesto que la topografía esté menos suavizada, con lo que las pendientes son mayores. Habida cuenta de la relevancia de este factor, se han considerado 8 clases de pendientes (Tabla 3 y Figura 21).

Tabla 3. Clases de pendientes del terreno

Pendiente (°)	Clase
< 0,5	1
0,5 a 1	2
1 a 2	3
2 a 4	4
4 a 7	5
7 a 10	6
10 a 14	7
≥ 14	8

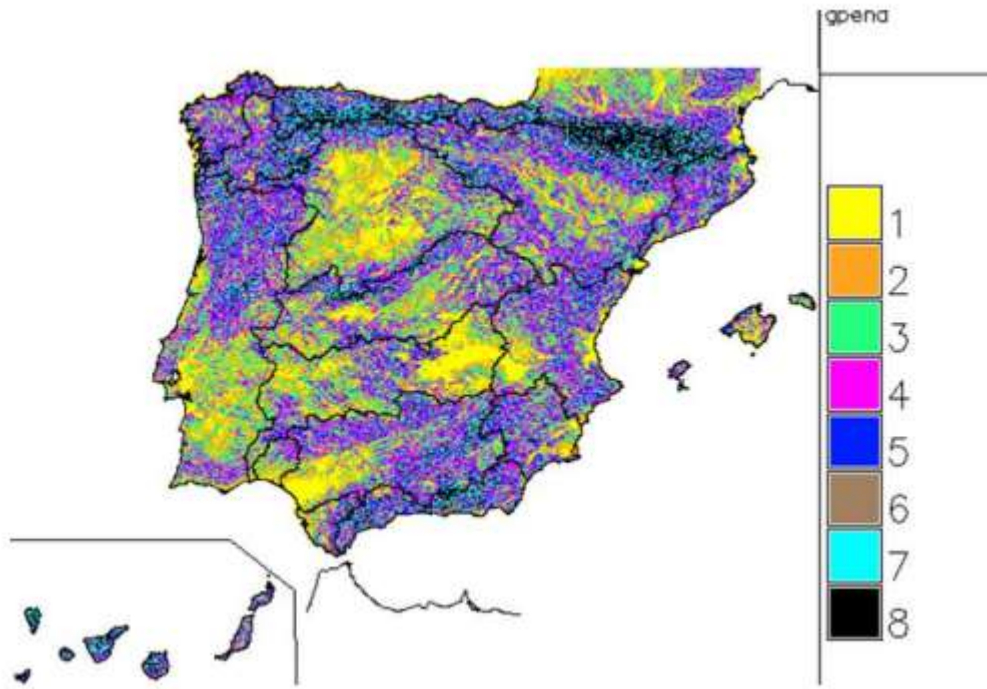


Figura 21 Clasificación de pendientes del terreno

La Tabla 4 detalla los valores de H_{máx} asignados en función de las pendientes, texturas y los usos de suelo. El valor medio para todo el territorio es de 190 mm.

Tabla 4. Reclasificación del parámetro H_{máx} (mm)

Textura	Pendiente	Usos del suelo							
		Cultivos de secano	Mosaico de cultivos permanentes	Pastizales, regadíos y viñedos	Matorrales, bosques y frutales	Bosques maduros	Zonas urbanas e impermeable	Suelos sin vegetación	Humedales y superficies de agua libre
Arenosa Fina	1	145	150	170	210	250	100	140	1000
	2	140	145	160	200	220	100	120	1000
	3	135	140	150	190	210	100	100	1000
	4	130	135	140	180	200	100	80	1000
	5	90	95	100	150	160	50	60	1000
	6	50	55	70	130	140	50	40	1000
	7	10	35	50	60	70	25	20	1000
	8	5	5	5	7	10	5	5	1000
Franco-Arenosa fina	1	220	220	230	240	260	110	220	1000
	2	200	200	220	220	230	110	210	1000
	3	170	170	220	220	230	110	200	1000
	4	160	160	200	200	200	110	180	1000
	5	100	120	190	190	200	50	140	1000
	6	30	80	100	110	130	50	120	1000
	7	15	30	60	75	75	25	75	1000
	8	5	5	5	10	10	5	5	1000
Franco-Limosa	1	240	250	300	310	400	120	240	1000
	2	230	230	260	270	350	120	225	1000
	3	215	215	240	240	310	120	210	1000
	4	200	200	210	210	240	120	190	1000
	5	170	170	180	190	230	50	150	1000
	6	60	100	130	130	130	50	130	1000
	7	30	50	75	80	80	25	80	1000
	8	5	5	5	10	30	5	5	1000
Franco-Arcillosa	1	230	250	260	265	320	110	220	1000
	2	190	240	245	255	300	110	210	1000
	3	155	210	240	245	250	110	200	1000
	4	145	180	230	235	240	110	180	1000
	5	120	140	180	190	230	50	140	1000
	6	60	80	90	125	140	50	120	1000
	7	25	35	35	60	70	25	75	1000
	8	5	5	5	10	20	5	5	1000
Arcillosa	1	160	220	250	260	270	100	180	1000
	2	150	210	230	240	250	100	170	1000
	3	140	190	210	220	230	100	160	1000
	4	120	150	190	200	220	100	150	1000
	5	90	130	140	180	190	50	75	1000
	6	40	100	110	140	150	50	50	1000
	7	20	35	50	60	70	25	25	1000
	8	5	5	5	7	10	5	5	1000

Estos valores se modificaron localmente para tener en cuenta peculiaridades climáticas como el índice de aridez para obtener finalmente el mapa de $H_{m\acute{a}x}$ de la Figura 22. La incertidumbre en el cálculo de la precipitación en altura, donde hay poca información, se ha manifestado en las diferencias entre mapas elaborados por diferentes organismos según diferentes métodos. Esa incertidumbre se ha intentado atender modificando el parámetro H_{max} en la DH de Guadalete Barbate y en zonas de cotas altas del norte de España y Sierra del Segura.



Figura 22 Capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo, $H_{m\acute{a}x}$ (mm)

2.3.2 Coeficiente de excedente, C

El coeficiente de excedente es un parámetro constante en el tiempo de proporcionalidad entre el déficit de almacenamiento en el suelo y el umbral de escorrentía, este último variable mensualmente. Un valor reducido de C implica menor umbral de escorrentía y mayor generación de excedente con una respuesta más rápida de la cuenca. Al contrario, mayores valores de C dan mayor umbral de escorrentía y menor generación de excedente.

El valor de C se ha adoptado reclasificando el número de curva obtenido según la metodología del SCS, en función de los usos del suelo, la pendiente del terreno y la textura del suelo. El parámetro C tiene valores entre 0,10 y 0,62, siendo 0,34 el valor medio para todo el territorio (Figura 23)

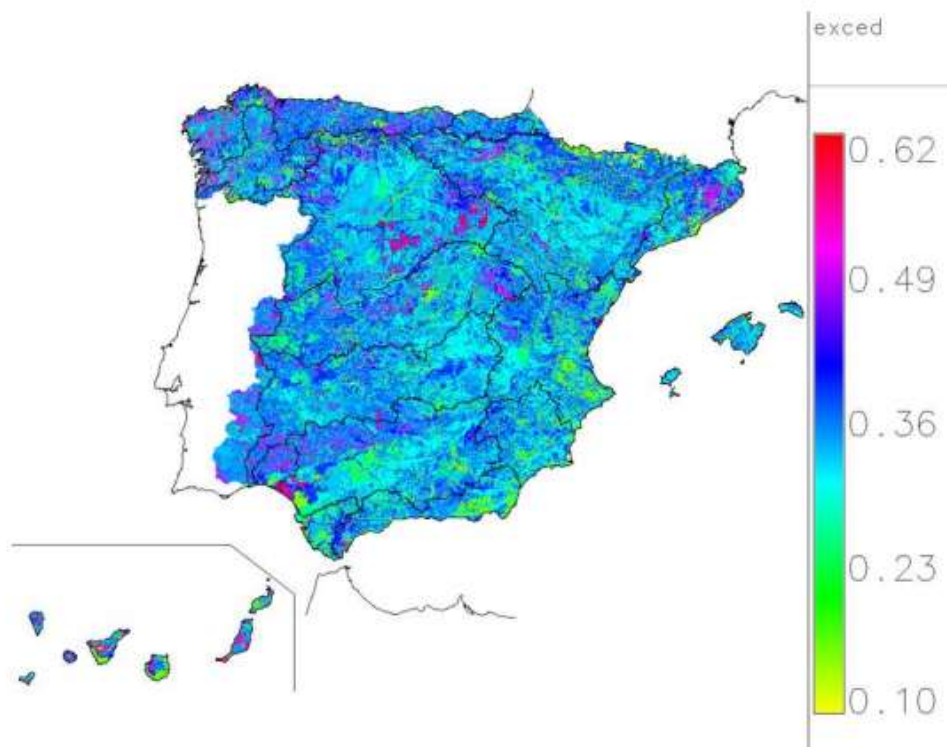


Figura 23 Coeficiente de excedente

2.3.3 Capacidad de infiltración máxima, I_{max}

Los parámetros I_{max} y alfa determinan la recarga y descarga de las masas de agua subterráneas. Por lo tanto, ambos parámetros solo afectan a aquellas partes del territorio en los que están definidas dichas masas. En la evaluación anterior, ER08, se identificaron 653 masas en España. En esta evaluación, ER19, se han identificado 760 masas en España y 22 en Francia y Portugal (Figura 24). Ha habido pues algunos cambios, básicamente incorporación de nuevas masas y división de otras preexistentes.



Figura 24 Masas de agua subterránea

El parámetro I_{max} ha cambiado respecto a ER08 ya que en la evaluación actual se ha determinado a partir de un mapa más reciente y de mayor detalle; en concreto, del mapa litoestratigráfico, de permeabilidades e hidrogeológico de España del IGME a escala 1:200.000. Ese mapa caracteriza las formaciones hidrogeológicas en 30 clases según dos campos de interés: litología y permeabilidad (Figura 25). Los valores de I_{max} correspondientes a cada clase se han obtenido reclasificando (Tabla 5), primero a partir de las equivalencias con las clases de ER08 considerando el orden de permeabilidad intrínseco de cada clase y, segundo, a partir de la calibración. La calibración tuvo en cuenta la visualización de los hidrogramas en los puntos de control de las estaciones más fiables y representativas y su índice de error. En la Tabla 5 se muestran los valores de reclasificación y en la Figura 26 el mapa final de I_{max}

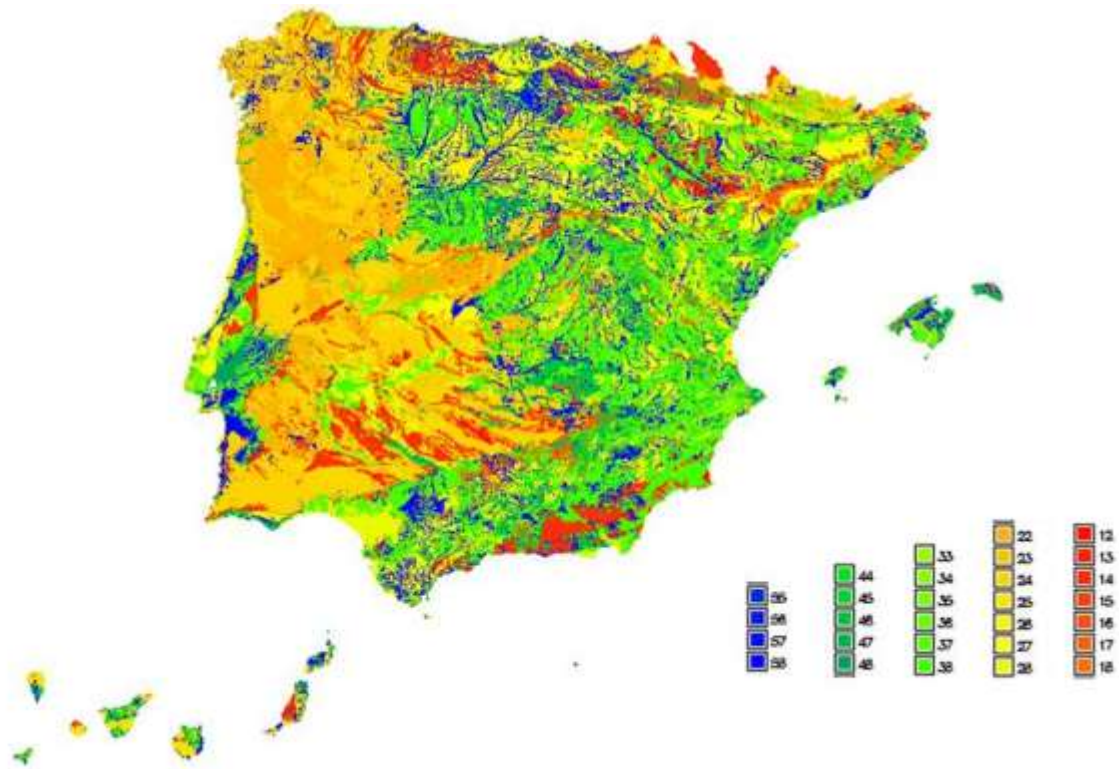


Figura 25 Clases del parámetro L_{max} . Ver leyenda tabla 5

Tabla 5. Reclasificación del parámetro Imax (mm/mes)

Litología	Permeabilidad	Clase	Imax ER19
Carbonatos	Muy baja	16	60
Carbonatos	Baja	26	100
Carbonatos	Media	36	300
Carbonatos	Alta	46	500
Carbonatos	Muy alta	56	1000
Cuaternarios	Muy baja	18	100
Cuaternarios	Baja	28	220
Cuaternarios	Media	38	280
Cuaternarios	Alta	48	400
Cuaternarios	Muy alta	58	500
Detríticos	Muy baja	17	60
Detríticos	Baja	27	220
Detríticos	Media	37	300
Detríticos	Alta	47	450
Detríticos	Muy alta	57	700
Evaporitas	Muy baja	13	20
Evaporitas	Baja	23	50

Litología	Permeabilidad	Clase	Imax ER19
Evaporitas	Media	33	200
Igneas	Muy baja	12	50
Igneas	Baja	22	80
Metadetríticos	Muy baja	14	45
Metadetríticos	Baja	24	70
Metadetríticos	Media	34	100
Metadetríticos	Alta	44	150
Volcánicos	Muy baja	15	40
Volcánicos	Baja	25	100
Volcánicos	Media	35	150
Volcánicos	Alta	45	300
Volcánicos	Muy alta	55	500

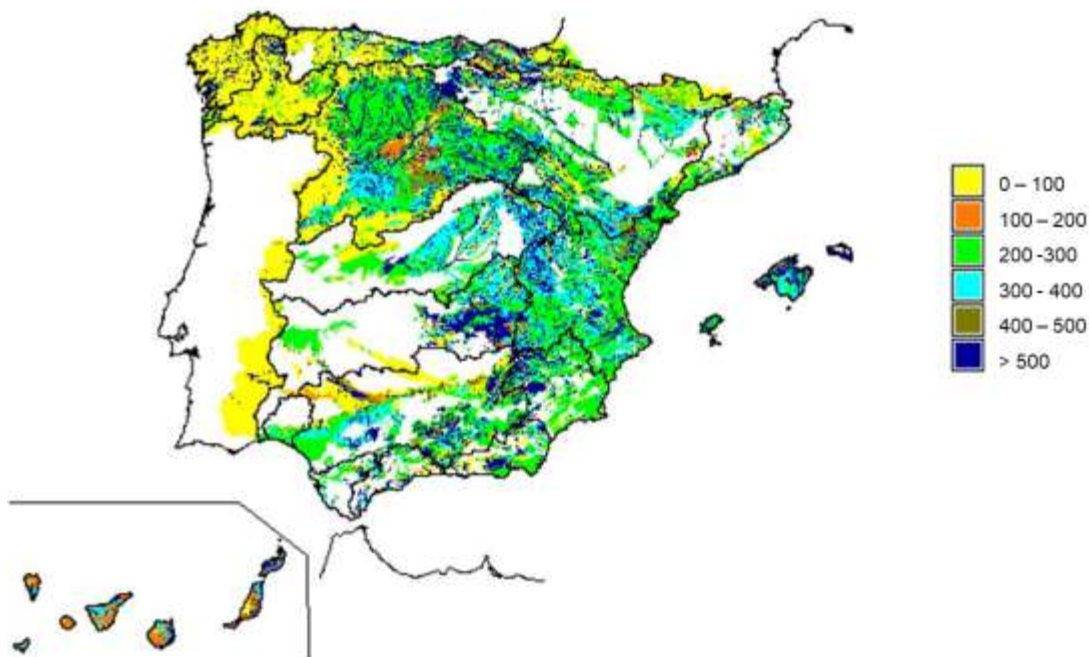


Figura 26 Mapa del parámetro Imax (mm/mes)

2.3.4 Coeficiente de agotamiento del acuífero, alfa

El intercambio entre río y acuífero se simula mediante el modelo unicelular, cuyo parámetro α o coeficiente de agotamiento, se obtiene de la caracterización de la descarga del flujo base registrado en los puntos de control y de su relación con las propiedades hidrodinámicas de los acuíferos. Sin embargo, no se dispone de suficientes series de aportaciones para caracterizar el número total de unidades acuíferas, integradas principalmente por las masas de agua subterránea. La asignación inicial de alfa se hizo a partir del valor en anteriores evaluaciones y según la relación de cambio de la superficie dada por la siguiente ecuación que lo relaciona con las características hidrogeológicas:

Ec. 2-18. Ecuación del coeficiente de agotamiento en función de las características hidrogeológicas

$$\alpha = \frac{\pi^2 T}{4SL^2}$$

Siendo,

α el coeficiente de agotamiento (días⁻¹)

T la transmisividad del acuífero (m²/s)

S el coeficiente de almacenamiento (%)

L distancia media desde cualquier punto del acuífero al lugar de descarga al río (m)

Los valores previos se ajustaron en el proceso de calibración, comparando las ramas de recesión de las series simuladas con las series registradas en estaciones de aforo en aquellas cuencas en las que se ha dispuesto de suficiente información hidrométrica. En la Figura 27 se muestra el mapa con los valores alfa adoptados. Los valores de alfa varían entre 0,00068 d⁻¹ y 0,08 d⁻¹ (0,0287 d⁻¹ de media), lo que corresponde a unos tiempos de semivaciado de 9 días a 3 años (1 mes de media).

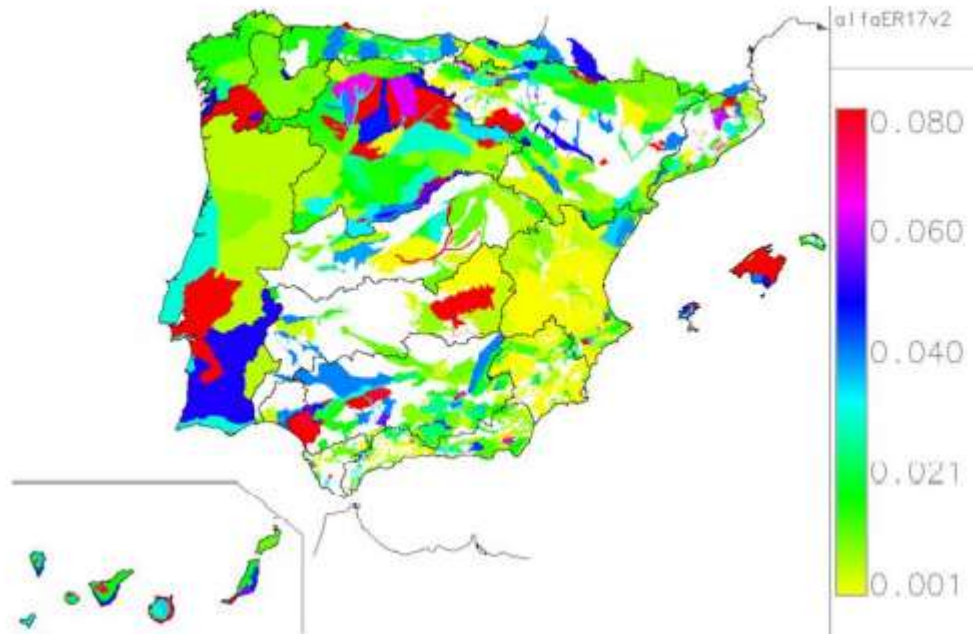


Figura 27 Coeficiente de agotamiento (días-1)

3 Contraste de la simulación

3.1 Análisis y selección de los puntos de contraste

Normalmente, la estrategia de ajuste de los parámetros en los modelos hidrológicos se realiza mediante la comparación de las series de caudales simulados con los registrados. Por esta razón la selección de un conjunto de puntos de contraste lo más fiable y representativo es un paso clave en la simulación hidrológica así se asegura que el modelo reproduzca la realidad lo mejor posible. Como la simulación se realiza en régimen natural, el que corresponde a un ciclo hidrológico no alterado por la actividad humana, son necesarios puntos de medida que se encuentren lo menos alterados posible y alejados de las fuentes de actividad humana y de los usos de agua. Esto ocurre en pequeñas cuencas, normalmente de montaña. Para completar estos puntos y poder ajustar cuencas más grandes se recurre a estrategias de restitución a régimen natural de las series alteradas de los puntos de medida.

En este trabajo se parte un conjunto de puntos con series en régimen natural y series restituidas a régimen natural seleccionados y proporcionados por las DH, que comprenden tanto estaciones de aforo en río como embalses. En algún caso, las series restituidas se han tomado de las series ya validadas de anteriores planes hidrológicos de cuenca. Por otra parte, en algunas DH se ha realizado una revisión de los puntos de contraste al no encontrarse en régimen natural, para ello se han seleccionado aquellos puntos que no tuvieran en su cuenca vertiente embalses, derivaciones o grandes extensiones de regadío. En Portugal, para comprobar el ajuste del modelo en cuencas que vierten a España, se ha utilizado la información de SNIRH.

En la Figura 28 se muestran los puntos iniciales de contraste recibidos por las DH y los puntos no seleccionados por no encontrarse en régimen natural. La Tabla 6 detalla el número de puntos por DH, distinguiendo entre estaciones de aforo en río y embalses, y entre series en régimen natural y alterado.

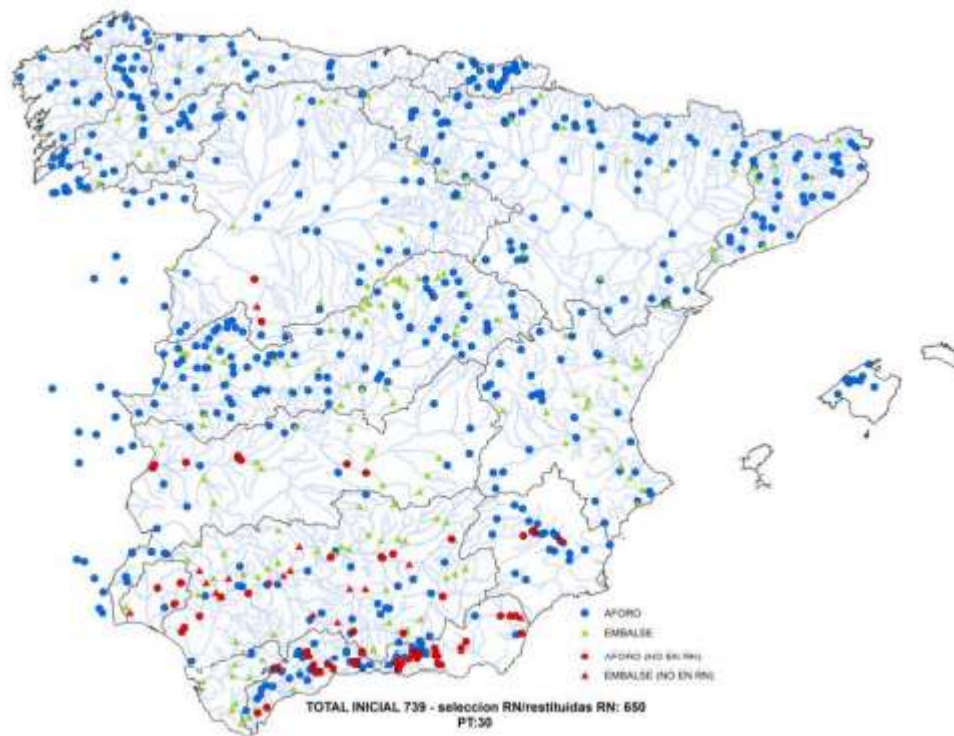


Figura 28 Puntos de contraste iniciales correspondientes a estaciones de aforo y embalses

Tabla 6. Número de puntos de contraste iniciales por DH

DH INTERCOMUNITARIAS	Nº PC (enviados por DH)	No en régimen natural	Selección (RN o restituidos a RN)	Nº PC RN	Nº PC RESTITUIDOS A RN	Nº EST. AFORD	Nº EMBALSES
MIÑ	47		47	47		41	6
COC			20*	19	1	18	2
CDR	17		22**	22		22	
LUJE	49	3	46	42	4	34	12
TAJ	129		129	9	120	90	39
GDN	41	8	33	19	14	19	14
GDI	87	29	58	54	4	25	33
SEG	26	4	22	1	21	22	
JUC	55		55	34	21	35	20
EBR	87		87	82	5	75	12
TOTAL INTERCOMUNITARIAS	538	44	519	329	190	381	138
DH INTRACOMUNITARIAS							
GAL	17		17	17		17	
CMA	90	40	50	47	3	41	9
TDP	8	5	3	3		1	2
GYB	9		9	1	8	1	8
CAT	43		43	38	5	36	7
BAL			9*	9		9	
TOTAL INTRACOMUNITARIAS	167	45	122	115	16	105	26
TOTAL	705	89	650	444	206	486	164

* SELECCIÓN CEDEX, ** SELECCIÓN CEDEX + ENVÍO CIPV

Las series de referencia no se pueden considerar libres de error y resulta conveniente revisar la calidad de los registros para asegurar la fiabilidad de los datos en la medida de lo posible. Por ello, se ha revisado la información aplicando una metodología consistente en el análisis de la evolución temporal de los datos anuales, mensuales y estacionales, curvas de relación nivelcaudal, curvas de duración de caudal, y análisis de cadenas entre estaciones situadas en el mismo río o en cuencas próximas con similares características hidrológicas. Este análisis se complementa con una serie de tests estadísticos que permiten valorar si los cambios de tendencia o saltos bruscos detectados en los datos son significativos (CEDEX, 2013b). En las siguientes figuras se muestran ejemplos de los análisis realizados para una estación en régimen natural (Figura 29), un embalse en régimen natural (Figura 30) y un análisis de cadenas entre estaciones (Figura 31).

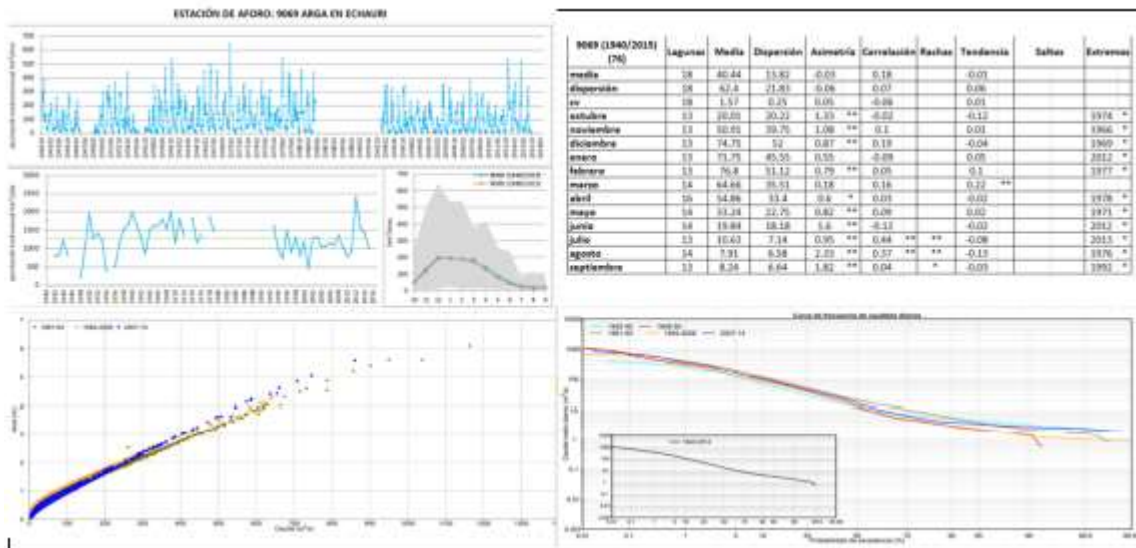


Figura 29 . Ejemplo de análisis de los datos de una estación aforo en régimen natural, río Argá en Echauri, DH del Ebro

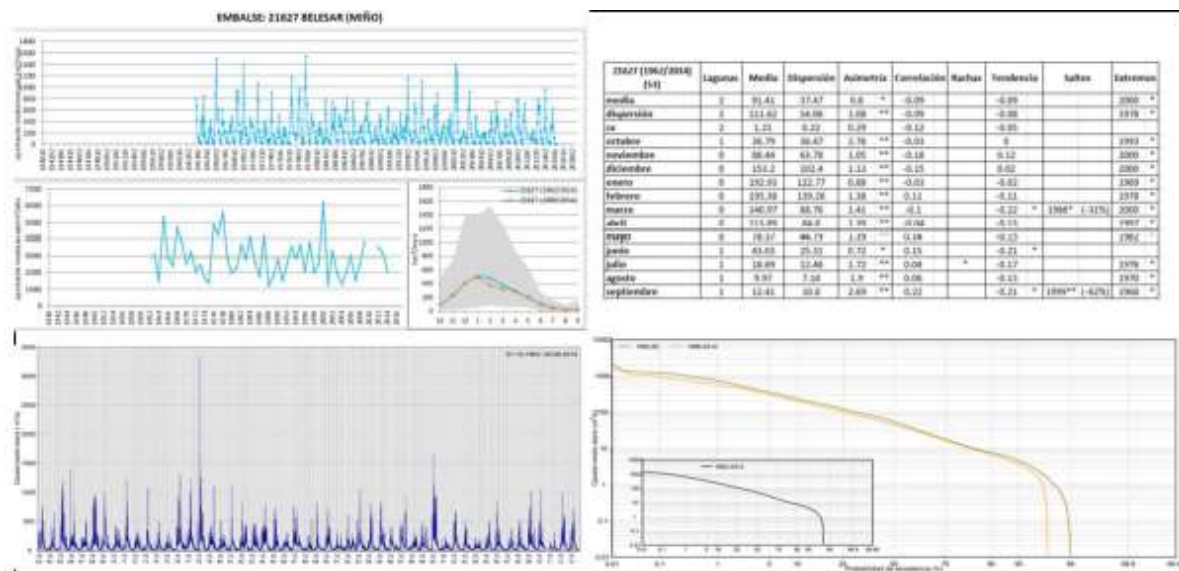


Figura 30 Ejemplo de análisis de los datos de embalse en régimen natural, embalse de Belesar en el Miño.

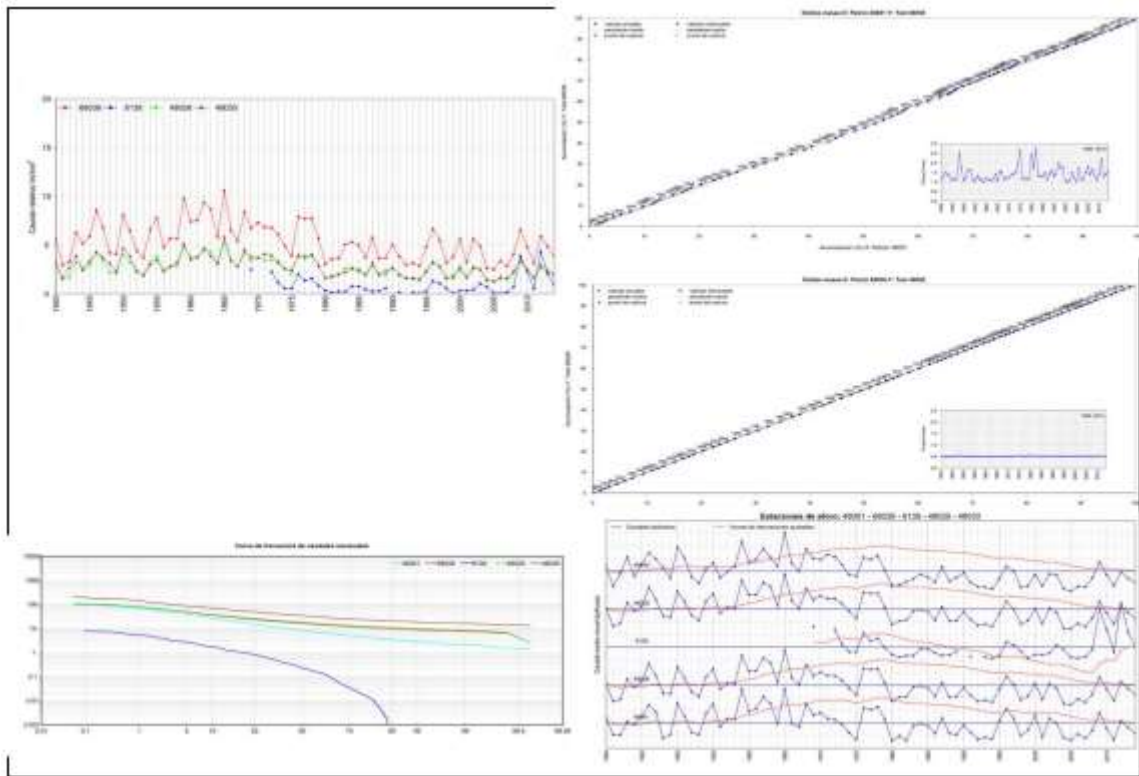


Figura 31 Ejemplo de análisis de cadenas entre estaciones del río Júcar.

Una vez analizada la información de los 650 puntos de contraste de partida, se seleccionaron un total de 409 puntos de contraste fiables, a las que se añadieron 11 estaciones de Portugal. Para facilitar la calibración con una densidad de puntos razonable y centrar el ajuste del modelo en los puntos verdaderamente representativos, se ha seleccionado del conjunto de puntos fiables, un total de 310 puntos (Figura 32 y Tabla 7). Estos puntos corresponden a aquellos con las series más largas, con pocas lagunas y con mayores cuencas vertientes, en los casos en que existían puntos próximos entre sí. Ha quedado pendiente una puesta en común con los organismos de cuenca para consensuar la selección y poder disponer de un conjunto de puntos de contraste lo más adecuado y representativo que será de gran utilidad para futuras evaluaciones de recursos.

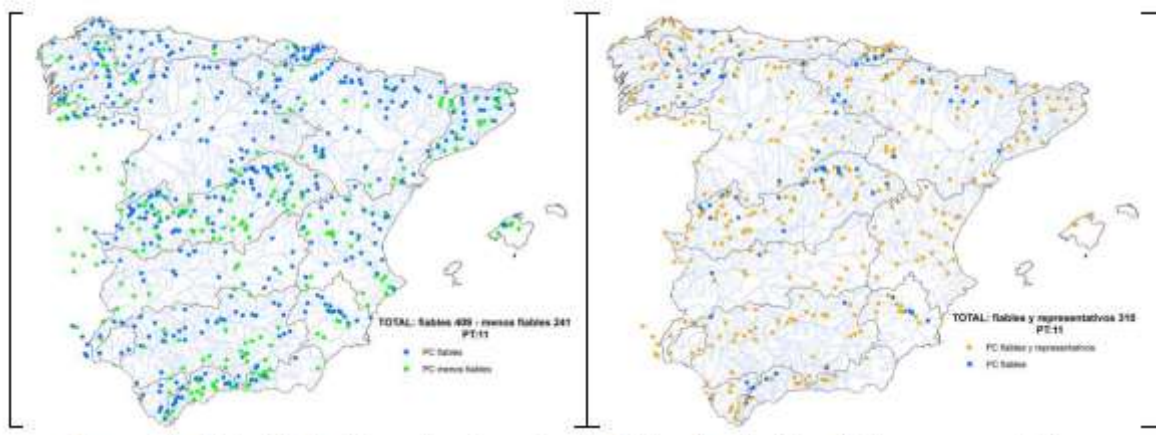


Figura 32 Selección final de puntos de contraste: fiables (izquierda) y, fiables y representativos (derecha).

Tabla 7. Número de puntos de contraste por DH fiables y, fiables y representativos

DH INTERCOMUNITARIAS	Selección (RN o restituidos a RN)	Nº FIABLES	Nº FIABLES Y REPRESENTATIVOS
MIÑ	47	31	14
COC	20	17	12
COR	22	17	10
DUE	46	38	32
TAJ	129	75	51
GDN	33	23	19
GDQ	58	33	31
SEG	22	16	10
JUC	55	27	27
EBR	87	65	47
TOTAL INTERCOMUNITARIAS	519	342	253
DH INTRACOMUNITARIAS			
GAL	17	14	13
CMA	50	19	14
TOP	3	3	3
GYB	9	7	6
CAT	43	21	18
BAL	9	3	3
TOTAL INTRACOMUNITARIAS	131	67	57
TOTAL	650	409	310

3.2 Criterios de contraste de resultados

Según la IPH, los criterios utilizados para el contraste serán, al menos, el error medio absoluto (EMA), el error medio relativo (PBIAS) y el error cuadrático medio (ECM). En la calibración se ha utilizado además el índice de eficiencia o de Nash-Sutcliffe (CE). Estos índices se basan en comparar los caudales simulados (S) con los observados (O):

De manera extensiva se han utilizado el PBIAS y el CE. El PBIAS es un indicador de ajuste del volumen total simulado respecto al observado, se trata de un indicador del sesgo, mientras que el CE mide si el modelo reproduce bien la variabilidad observada, por lo que se trata de un indicador de la varianza. En los detalles para cada DH también se muestran los otros dos índices de error. Cuando el PBIAS está entre -10% a +10%, el ajuste se considera muy bueno, si no pasa en valor absoluto de 25% se considera bueno y si pasa de 25% se considera no satisfactorio. Cuando el CE está entre 0,75 y 1, el ajuste se considera muy bueno, si está entre 0,65 y 0,75 se considera bueno, si está entre 0,5 y 0,65 se considera satisfactorio y si es inferior a 0,5 se considera no satisfactorio.

Ec. 3-1. Ecuaciones de los índices de error EMA, PBIAS, ECM y CE

$$EMA = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |S_i - O_i|$$

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)}{\sum_{i=1}^n O_i} * 100$$

$$ECM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2$$

$$CE = \frac{\sum (O_i - \bar{O})^2 - \sum (O_i - S_i)^2}{\sum (O_i - \bar{O})^2}$$

3.3 Resultados del contraste

A continuación se muestra el contraste en las estaciones de control en la Demarcación Hidrográfica del Tajo.

Se presenta primeramente un mapa con las estaciones de control donde se ha hecho el contraste, indicando con un número el código de la estación y con un color el grado de ajuste de los caudales simulados en el periodo completo 1940/41-2017/18.

Posteriormente se muestra un gráfico las series de caudales anuales históricos y simulados para el periodo completo en una selección representativa de cada DH.

Como es lógico, las series simuladas ocupan todo el periodo, mientras que las históricas suelen mostrar lagunas en muchos casos. También se muestra otro gráfico con las medias de los valores mensuales de la precipitación y caudales simulados y de los caudales históricos para todo el periodo completo. Finalmente se reflejan de manera numérica cuatro valores de errores que se han utilizado para la calibración de todo el periodo: PBIAS, CE, EMA y ECM (ver la descripción de errores en el capítulo 3.2).

Respecto al número para referirse al punto de contraste, se ha añadido un primer dígito delante del código de referencia de la estación para indicar que se trata de una estación de aforo en río en régimen natural (0), embalse en régimen natural (2), embalse con datos restituidos (4) y estación de aforo en río con datos restituidos (6). En el caso del Distrito Cuenca Fluvial de Cataluña, los 10.000 se refieren a estaciones de aforo en río en régimen natural, 30.000 a embalses en régimen natural y 70.000 a estaciones de aforo en río con datos restituidos.

En la DH del Tajo se ha efectuado el contraste en 129 puntos del control, 51 de los cuales son las más fiables y representativas. Hay un buen ajuste de los caudales observados en los tramos medios y bajos de los ríos, pero el ajuste es peor en zonas de cabecera con fuertes pendientes, como es el caso de la cabecera del Tiétar y del Alberche (Figura 33). Además, ha habido muchas dificultades en la calibración del río Tajuña.

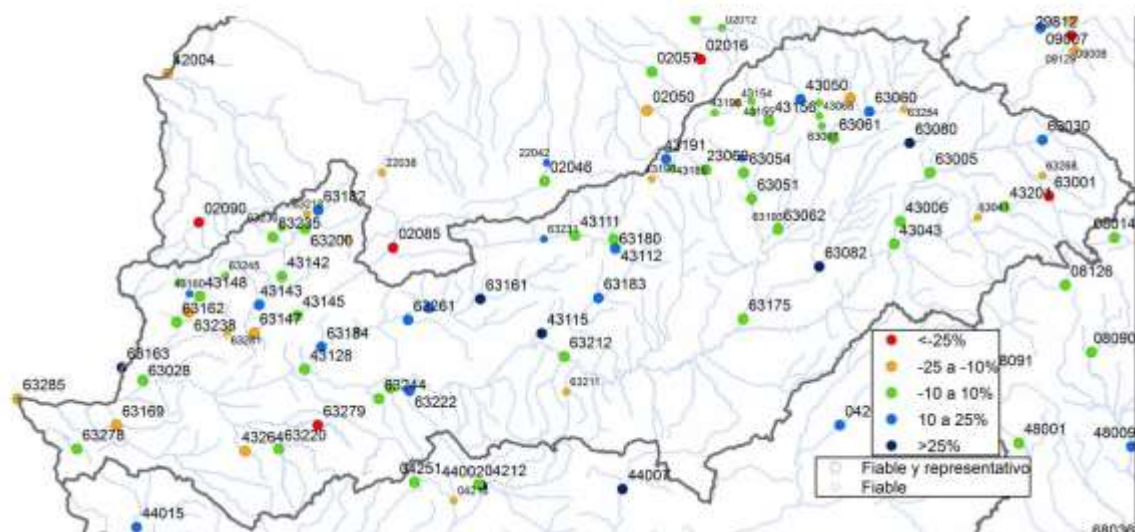


Figura 33 Contraste en la DH del Tajo según el PBIAS.

El Tajo en la frontera tiene una cuenca vertiente de 58.799 km² y datos desde 1940 hasta 1992, por lo que no hay datos históricos restituidos para los últimos 25 años, tal como se muestra en el círculo negro de la Figura 34. El ajuste es bueno. La simulación da un 12% menos de agua para el periodo común de información y hay un muy buen ajuste según el índice CE.

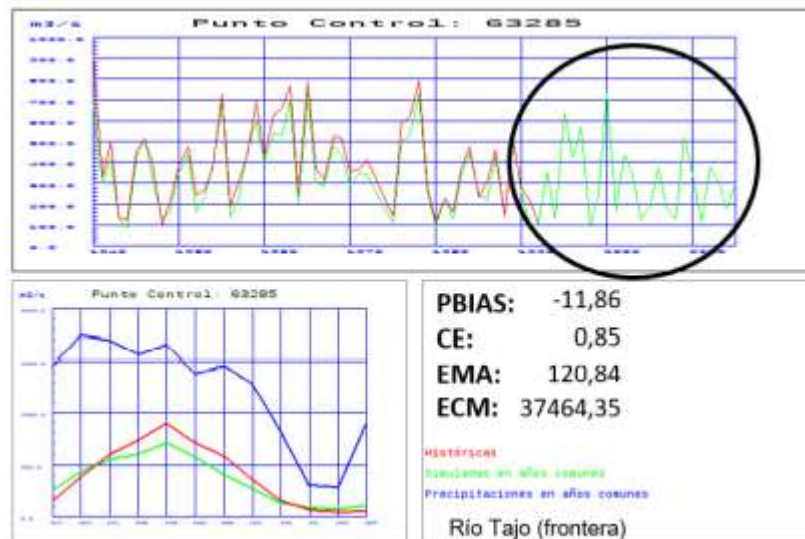


Figura 34 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Tajo en la frontera

En la cabecera del Tajo, en Trillo, tiene una cuenca vertiente de 3.216 km² y datos restituidos en casi todo el periodo. Hay un buen ajuste (Figura 35).

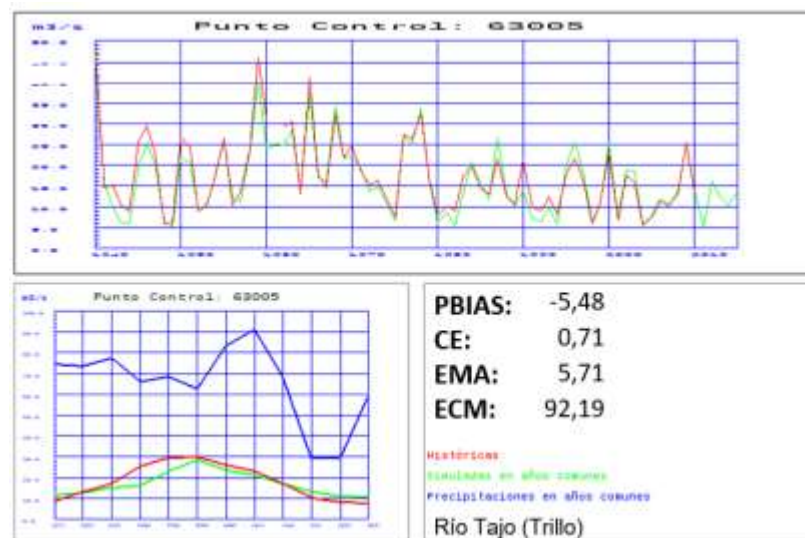


Figura 35 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Tajo en Trillo

Aguas abajo, pero también en cabecera del Tajo, la cuenca vertiente al embalse de Entrepeñas es de 3.790 km² y hay datos restituidos desde mitad de los años 50. El ajuste es bueno (Figura 36).

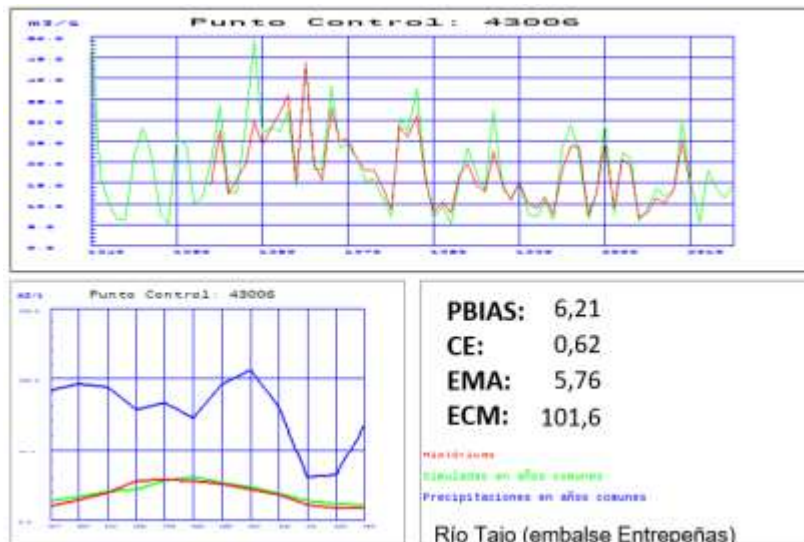


Figura 36 Contraste de las entradas al embalse de Entrepeñas en el río Tajo.

También en cabecera del Tajo, la cuenca vertiente del río Cigüela al embalse de Buendía es de 3.313 km² y hay datos restituidos desde mitad de los años 50, interrumpidos en los años 90. El ajuste es bueno (Figura 37).

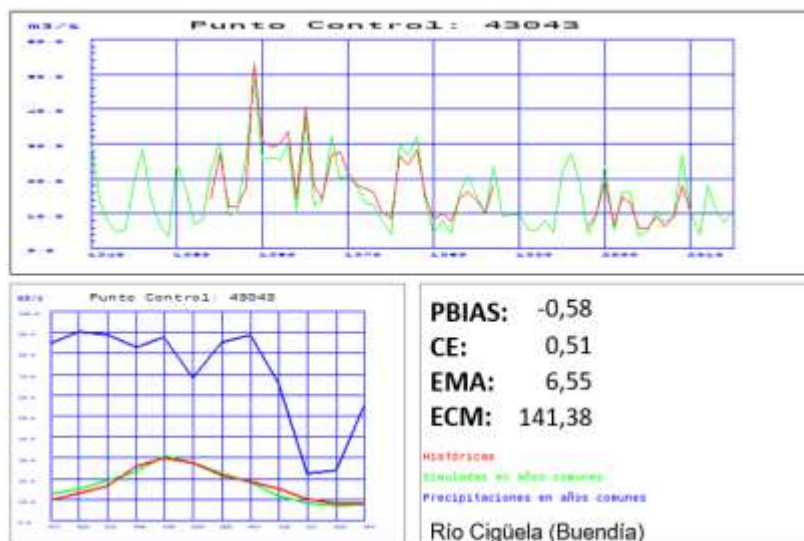


Figura 37 Contraste de las entradas al embalse de Buendía en el río Cigüela.

El río Tiétar en su desembocadura tiene una cuenca vertiente de 4.464 km² y datos restituidos desde 1940 hasta el año 2010. El ajuste es muy bueno en valores medios y según el índice CE (Figura 38).

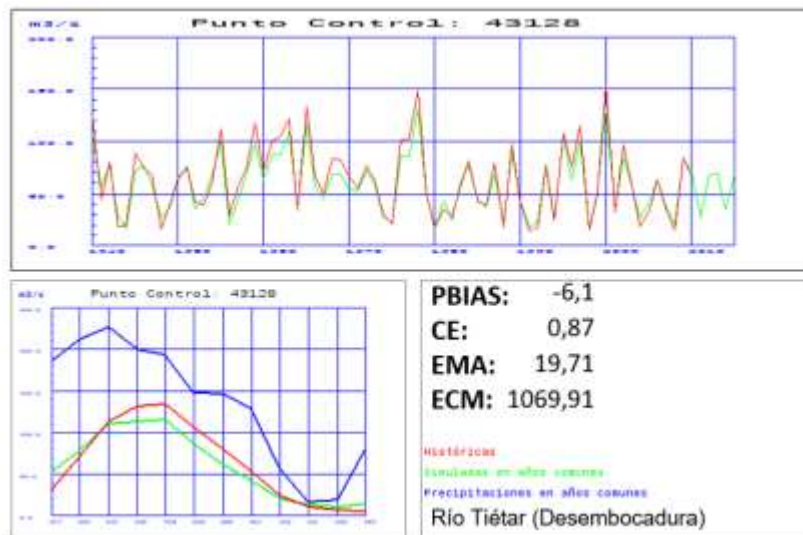


Figura 38 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Tiétar en desembocadura

El río Alberche en desembocadura tiene una cuenca vertiente de 762 km² y datos restituidos desde 1980 hasta el año 2000. El ajuste es problemático ya que se simula un 29% más de agua y el índice CE es inferior a 0,5 (Figura 39). El círculo negro de dicha figura resalta el periodo sin datos históricos de caudales.

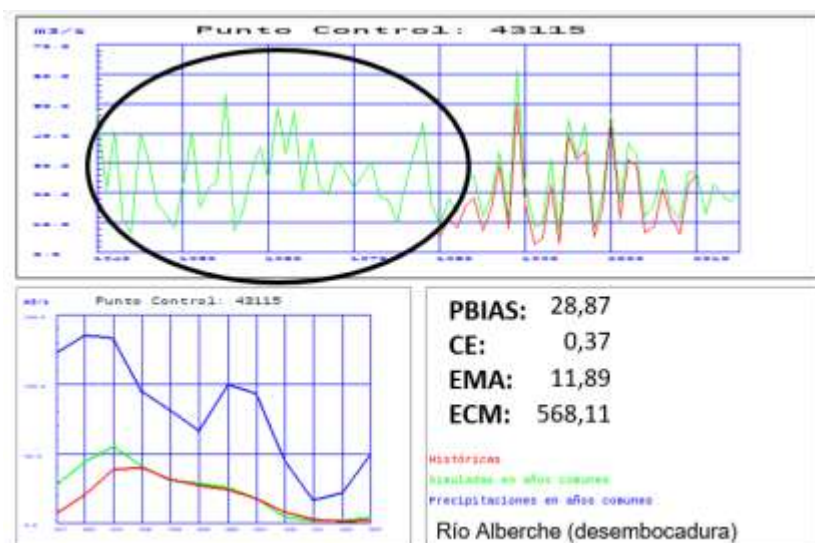


Figura 39 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Alberche en desembocadura

El río Alagón en desembocadura tiene una cuenca vertiente de 5.406 km² y datos restituidos desde 1940 hasta el año 1992. El ajuste es muy bueno en valores medios y según el índice CE (Figura 40). El círculo negro de dicha figura resalta el periodo sin datos históricos restituidos de caudales.

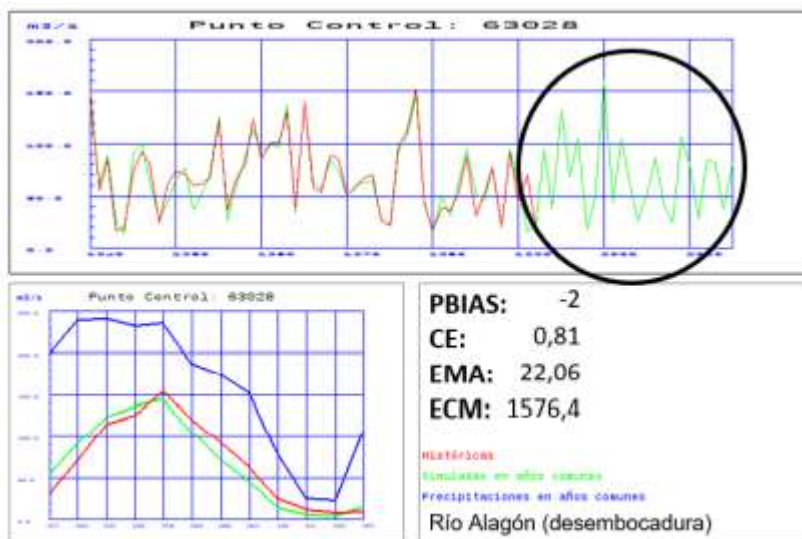


Figura 40 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Alagón en desembocadura

El río Jarama en desembocadura tiene una cuenca vertiente de 11.528 km² y datos restituidos desde 1940 hasta el año 1992. El ajuste es muy bueno en valores medios y según el índice CE (Figura 41).

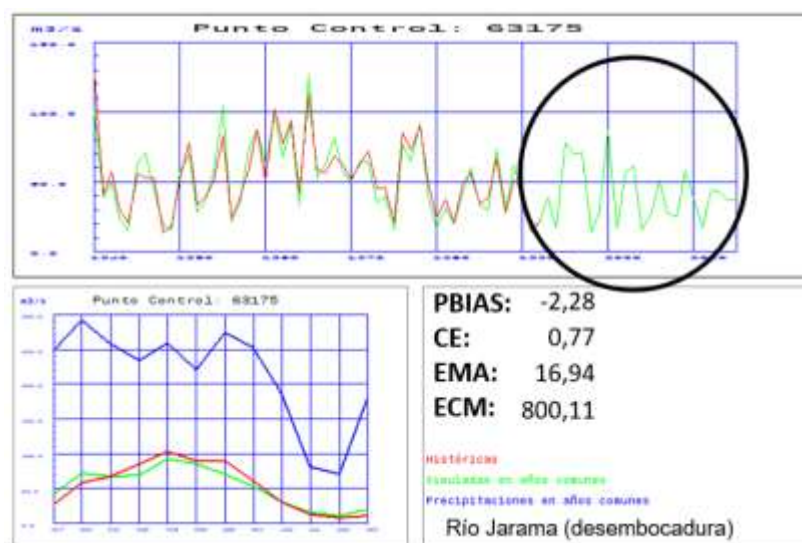


Figura 41 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Jarama en desembocadura

Como se comentó anteriormente, hay más dificultades para reproducir los caudales de los ríos en cabecera.

El punto de control del río Tiétar en la parte alta tiene una cuenca vertiente de 789 km² y datos restituidos desde 1985 de manera interrumpida. Se sobrevaloran los caudales medios un 56% y el ajuste está lejos de ser satisfactorio según el índice CE (Figura 42).

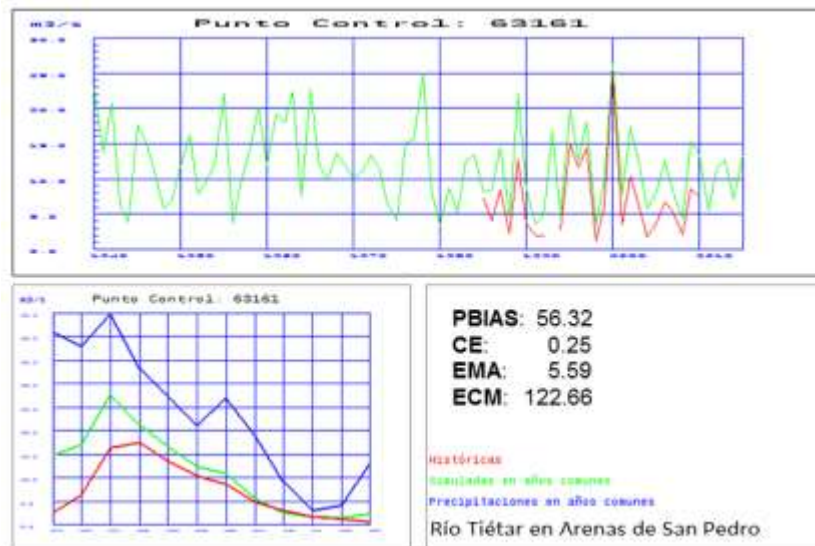


Figura 42 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Tiétar en Arenas de San Pedro

La estación de control en cabecera del río Alberche tiene una cuenca vertiente de 701 km² y datos restituidos desde 1987 a 2010. El ajuste es tan solo satisfactorio en valores medios ya que se infraestiman los caudales en un 22% y el índice CE está próximo a 0,5 (Figura 43).

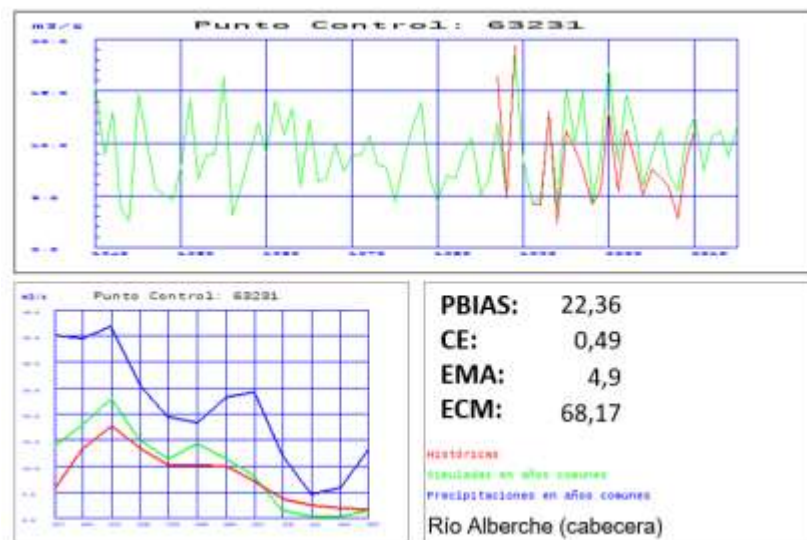


Figura 43 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Alberche en cabecera

La cabecera del río Tajuña muestra de manera muy acusada los problemas para calibrar esa cuenca. El punto de control de la Figura 44 tiene una cuenca vertiente de 662 km², con datos restituidos desde 1980 a 2010. El ajuste no es satisfactorio ya que se simula un 75% más de caudal y el índice CE tiene valor cero.

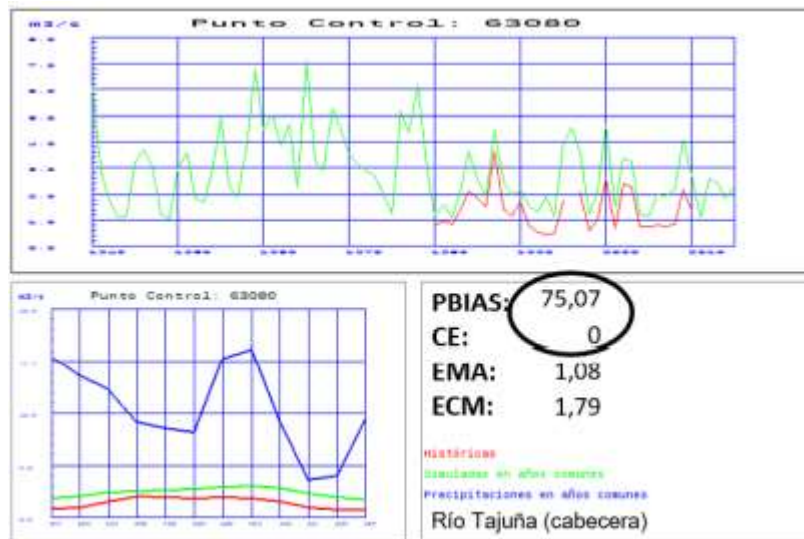


Figura 44 Contraste de los caudales anuales y medios mensuales en el río Tajuña en cabecera

Finalmente, el embalse del Atazar recoge el agua de una cuenca vertiente de 927 km². Hay datos de entradas restituídas desde 1970 a 2000. El ajuste es muy bueno en valores medios y casi satisfactorios según el índice CE debido a un desfase en los valores mensuales (Figura 45).

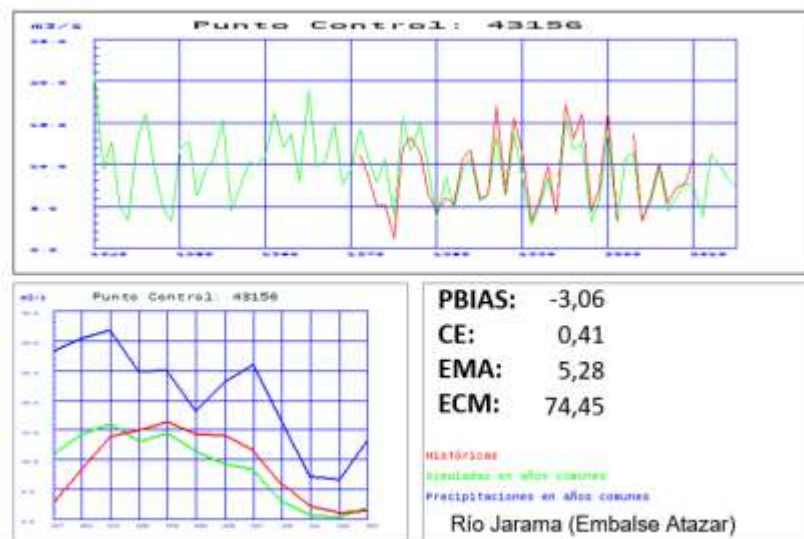


Figura 45 Contraste de las entradas al embalse del Atazar en el río Jarama

3.3.1 Resumen del contraste

COD	PBIAS	CE	EMA	ECM	Nº Datos	Superficie (km ²)	Tipo
63183	23,51	0,25	10,68	469,24	227	3114	Fiable y Representativo
43115	28,87	0,37	11,89	568,11	372	4005	Fiable y Representativo
63001	-28,08	0,38	2,46	20,53	792	405	Fiable y Representativo
43112	23,36	0,41	10,02	343,84	372	1925	Fiable y Representativo
63180	-7,72	0,54	3,11	31,51	252	634	Fiable y Representativo
43111	-0,19	0,55	6,77	119,35	852	1049	Fiable y Representativo
43201	8,41	-0,03	1,3	5,12	344	364	Fiable y Representativo
43043	-0,58	0,51	6,55	141,38	635	3313	Fiable y Representativo
63041	-22,48	0,29	2,32	16,12	366	577	Fiable
43006	6,21	0,62	5,76	101,6	689	3790	Fiable y Representativo
63005	-5,48	0,71	5,71	92,19	840	3216	Fiable y Representativo
63030	20,79	-1,53	0,93	2,21	372	942	Fiable y Representativo
63268	-13,74	0,39	0,38	0,4	372	190	Fiable
43287	-18,21	0,71	1,09	2,58	355	366	Fiable y Representativo
63062	0,73	0,66	4,76	55,53	308	3968	Fiable y Representativo
63193	-12,89	0,5	0,29	0,24	202	260	Fiable
63061	-5,4	0,71	4,38	48,37	309	2596	Fiable y Representativo
63067	-0,12	0,54	2,01	14,61	323	523	Fiable
63231	22,36	0,49	4,9	68,17	286	701	Fiable
63159	-0,4	0,6	1,97	8,88	368	436	Fiable
43196	-9,65	0,35	2,17	11,41	372	251	Fiable
63060	17,4	0,4	0,94	2,56	252	1034	Fiable y Representativo
63254	-16,04	0,46	0,32	0,18	386	211	Fiable
63082	57,74	-1,81	1,71	7,09	306	2073	Fiable y Representativo
43068	3,15	0,67	1,86	8,8	300	475	Fiable
43157	19,21	0,47	0,99	3,15	522	220	Fiable
63080	75,07	0	1,08	1,79	371	662	Fiable y Representativo
43190	-11,2	0,47	0,19	0,1	369	18	Fiable
43191	22,98	-0,03	0,15	0,05	489	10	Fiable y Representativo
63175	-2,28	0,77	16,94	800,11	636	11528	Fiable y Representativo
23069	-1,88	0,58	1,47	5,81	836	239	Fiable y Representativo
43189	5,36	0,26	0,22	0,11	489	18	Fiable
43050	13,47	0,53	2,93	19,14	748	381	Fiable y Representativo
63054	-0,64	0,45	1,14	4,64	312	241	Fiable y Representativo
43156	-3,06	0,41	5,28	74,45	479	927	Fiable y Representativo
43195	-1,86	0,36	4,14	49,39	371	730	Fiable
43155	-8,26	0,4	4,09	45,94	371	678	Fiable
43154	-11,5	0,37	2,95	23,22	371	402	Fiable

COD	PBIAS	CE	EMA	ECM	Nº Datos	Superficie (km ²)	Tipo
63051	0,16	0,53	8,99	224,99	372	2466	Fiable y Representativo
43143	10,01	0,74	13,92	524,9	372	2449	Fiable y Representativo
43148	8,64	0,73	2,18	16,68	643	333	Fiable y Representativo
63218	-19,7	0,64	1,17	4,01	461	101	Fiable
63240	-10,96	0,21	1,42	3,56	372	102	Fiable
63200	-8,99	0,06	2,74	16,61	362	238	Fiable y Representativo
63236	9,3	0,59	1,1	4,74	413	76	Fiable
63235	2,63	0,72	1,09	2,87	421	109	Fiable y Representativo
63182	18,44	0,6	1,95	13,75	503	372	Fiable y Representativo
43128	-6,1	0,87	19,71	1069,91	852	4464	Fiable y Representativo
43145	5,44	0,82	3,05	26,73	288	375	Fiable y Representativo
63281	-15,84	0,59	0,62	0,91	275	151	Fiable
63245	-1,54	0,76	0,35	0,41	428	52	Fiable
43142	5,89	0,79	11,53	356,9	657	1849	Fiable y Representativo
43127	19,51	0,74	9,17	311,38	347	1740	Fiable y Representativo
63211	-10,25	0,48	0,37	0,48	335	139	Fiable
63212	-9,16	0,66	0,67	1,48	309	434	Fiable y Representativo
63161	56,32	0,25	5,59	122,66	319	789	Fiable y Representativo
63028	-2	0,81	22,06	1576,4	636	5406	Fiable y Representativo
63261	11,86	0,73	0,79	2,43	317	400	Fiable y Representativo
63234	-7,04	0,7	2,56	21,89	408	225	Fiable
63184	13,06	0,8	16,59	898,74	320	4053	Fiable y Representativo
63285	-11,86	0,85	120,84	37464,35	636	58799	Fiable y Representativo
63278	6,16	0,17	0,6	2,9	297	167	Fiable y Representativo
63147	-21,76	0,73	5,55	54,1	354	665	Fiable y Representativo
63238	-10,55	0,67	2,57	16,7	332	387	Fiable y Representativo
63163	34,87	0,66	4,73	72,64	455	1016	Fiable y Representativo
63222	21,72	0,59	0,74	2,32	446	190	Fiable y Representativo
63169	-10,12	0,6	4,34	135,56	372	1975	Fiable y Representativo
43264	-15,61	0,63	0,38	0,58	354	134	Fiable y Representativo
63283	4,58	0,59	0,77	1,67	314	54	Fiable
43160	21,54	0,47	1,97	11,54	258	182	Fiable
63162	8,78	0,35	2,69	29,33	299	386	Fiable y Representativo
63221	3,44	0,16	1,92	13,21	447	266	Fiable y Representativo
63244	-8,9	0,66	0,5	0,74	287	139	Fiable y Representativo
63279	-36,23	0,56	0,73	3,56	264	286	Fiable y Representativo
63220	7,14	0,54	1,08	17,08	463	459	Fiable y Representativo

4 Análisis de los resultados

4.1 Caracterización de las principales variables hidrológicas

A continuación se ofrece una caracterización de las principales variables hidrológicas: precipitación, temperatura, evapotranspiración potencial, evapotranspiración real, humedad del suelo, infiltración, escorrentía subterránea, escorrentía superficial, escorrentía total y aportación total. En este análisis se distingue entre el periodo completo 1940/41-2017/18 y el periodo más reciente 1980/81-2017/18. Posteriormente se incluye un resumen final de los valores de las distintas variables por DH.

4.1.1 Precipitación

En la Figura 46 se muestra la distribución espacial de la precipitación anual para el periodo de la serie larga, 1940/41-2017/18, y el periodo de la serie corta, 1980/81-2017/18.

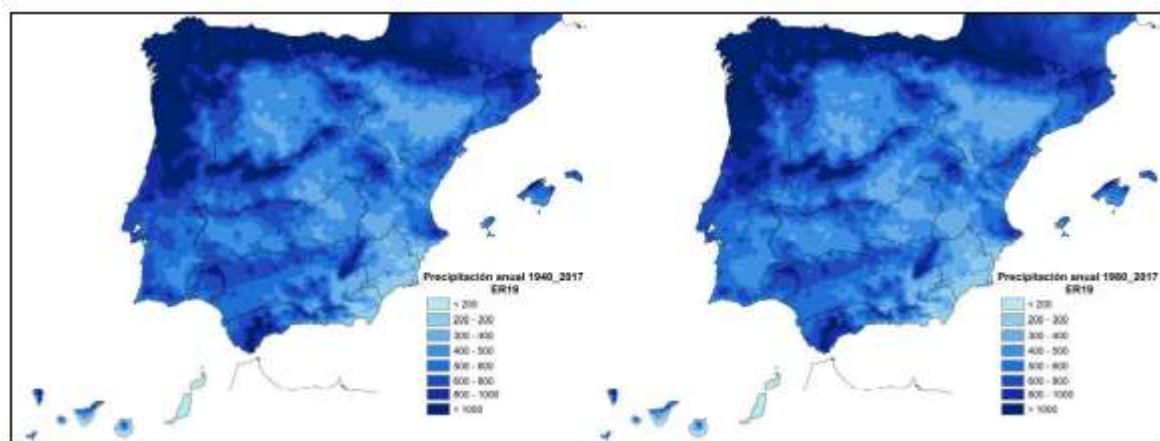


Figura 46 Distribución espacial de la precipitación total anual (mm): izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18

En la Figura 47 se muestra la distribución espacial del porcentaje de reducción de precipitación anual de la serie corta respecto de la serie larga.

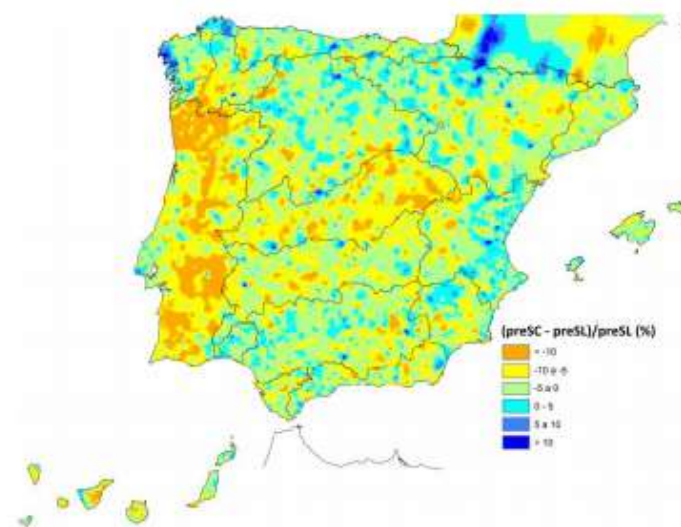


Figura 47 Porcentaje de cambio de la precipitación anual, comparativa serie corta respecto de la serie

larga derecha 1980/81-2017/18

4.1.2 Temperatura

En la Figura 48 se muestra la distribución espacial de la temperatura media anual para el periodo 1940/41-2017/18 y el periodo 1980/81-2017/18.

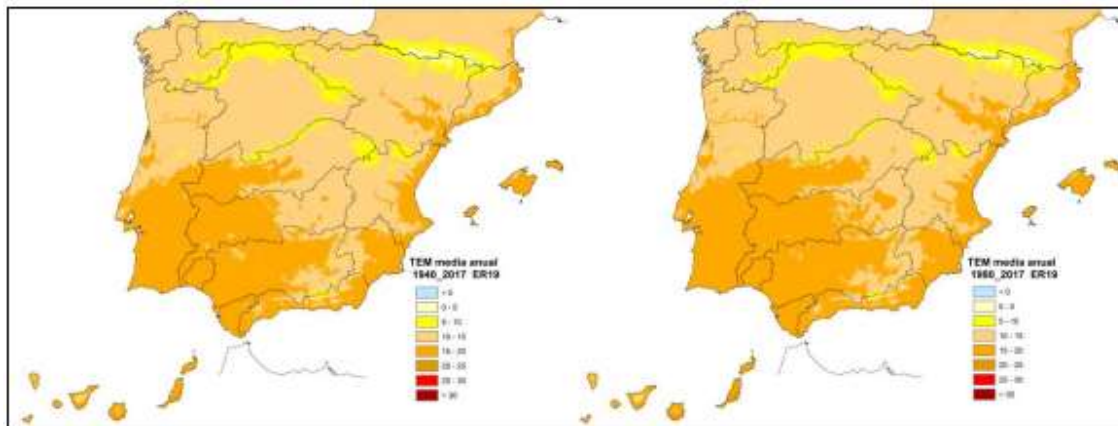


Figura 48 Distribución espacial de la temperatura media anual (°C): izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18.

En la Figura 49 se muestra la distribución espacial de la temperatura mínima media anual para el periodo 1940/41-2017/18 y el periodo 1980/81-2017/18.

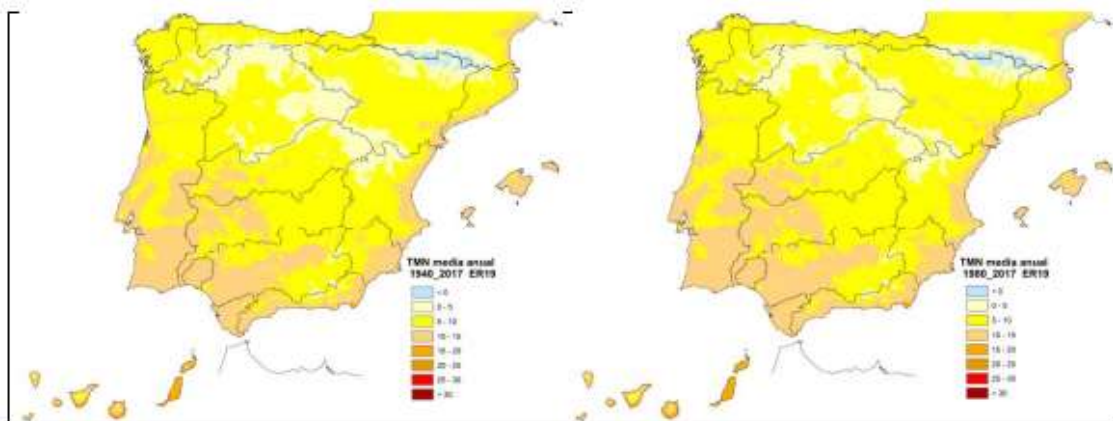


Figura 49 Distribución espacial de la temperatura mínima media anual: izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18.

En la Figura 50 se muestra la distribución espacial de la temperatura máxima media anual para el periodo 1940/41-2017/18 y el periodo 1980/81-2017/18.

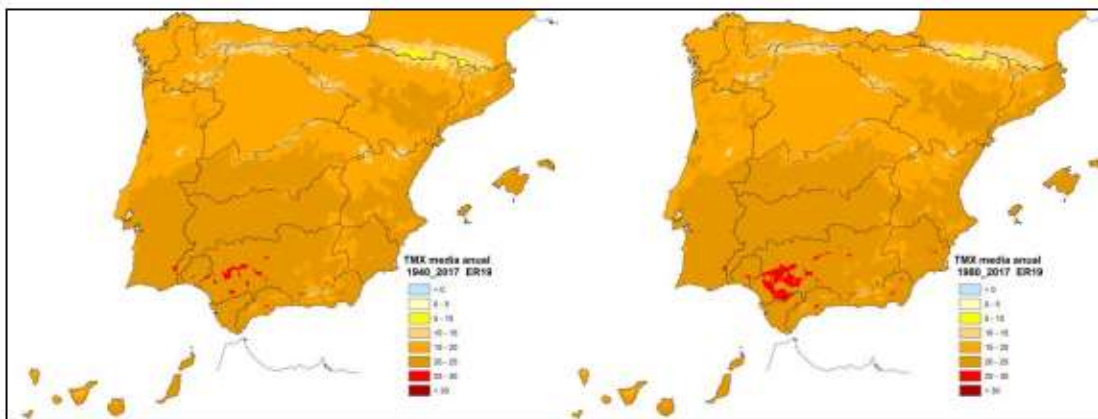


Figura 50 Distribución espacial de la temperatura máxima media anual: izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18

4.1.3 Evapotranspiración potencial

En la Figura 51 se muestra la distribución espacial de la evapotranspiración potencial anual para el periodo 1940/41-2017/18 y el periodo 1980/81-2017/18.

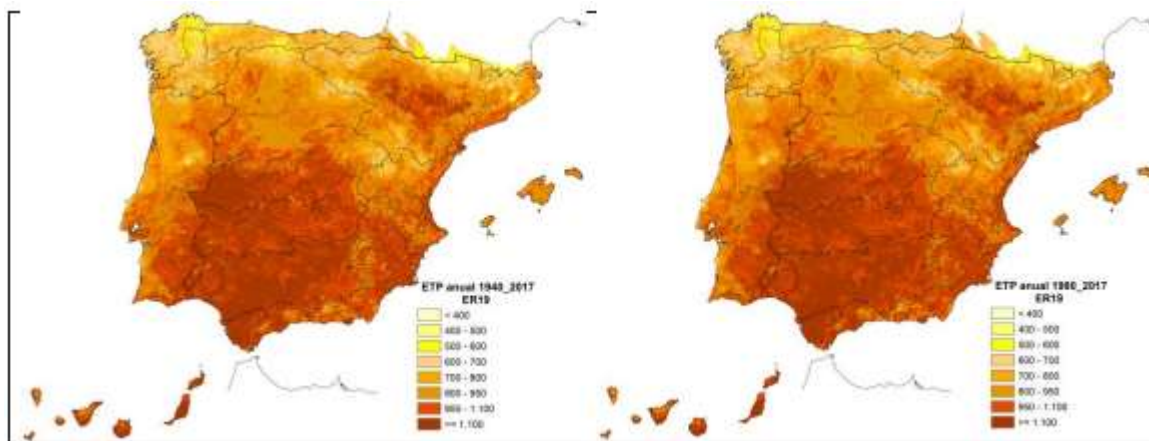


Figura 51 . Distribución espacial de la evapotranspiración potencial anual (mm): izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18

4.1.4 Evapotranspiración real

En la Figura 52 se muestra la distribución espacial de la evapotranspiración real anual para el periodo 1940/41-2017/18 y el periodo 1980/81-2017/18.

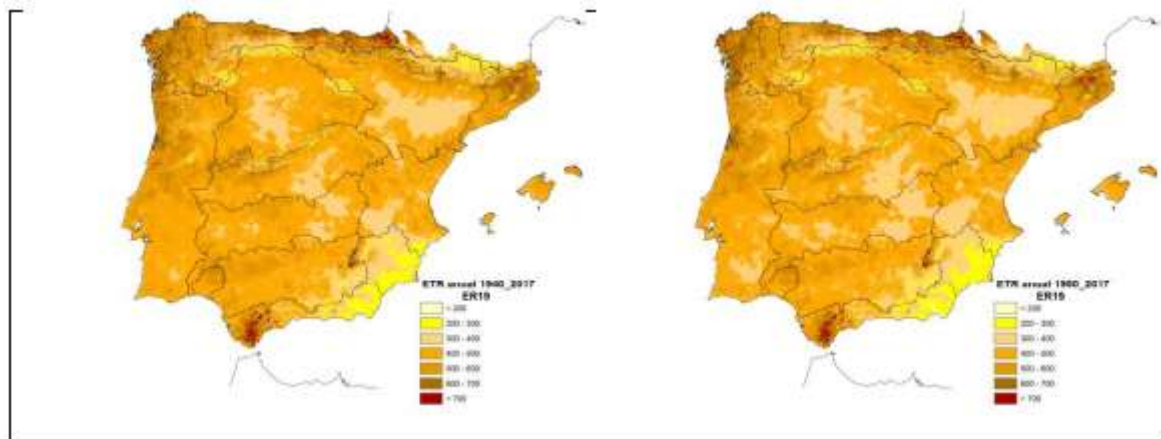


Figura 52 Distribución espacial de la evapotranspiración real anual (mm): izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18

4.1.5 Humedad del suelo

En la Figura 53 se muestra la distribución espacial de la humedad del suelo anual para el periodo 1940/41-2017/18, y el periodo 1980/81-2017/18.

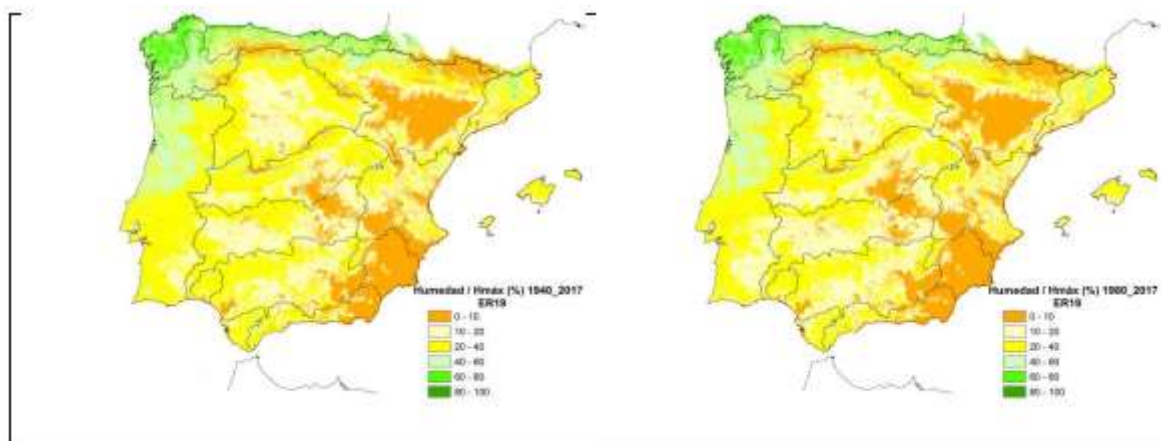


Figura 53 Distribución espacial del porcentaje de la humedad de suelo respecto a la humedad máxima en el año medio: izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18

4.1.6 Infiltración

En la Figura 195 se muestra la distribución espacial de la infiltración anual para el periodo, 1940/41-2017/18 y el periodo 1980/81-2017/18.

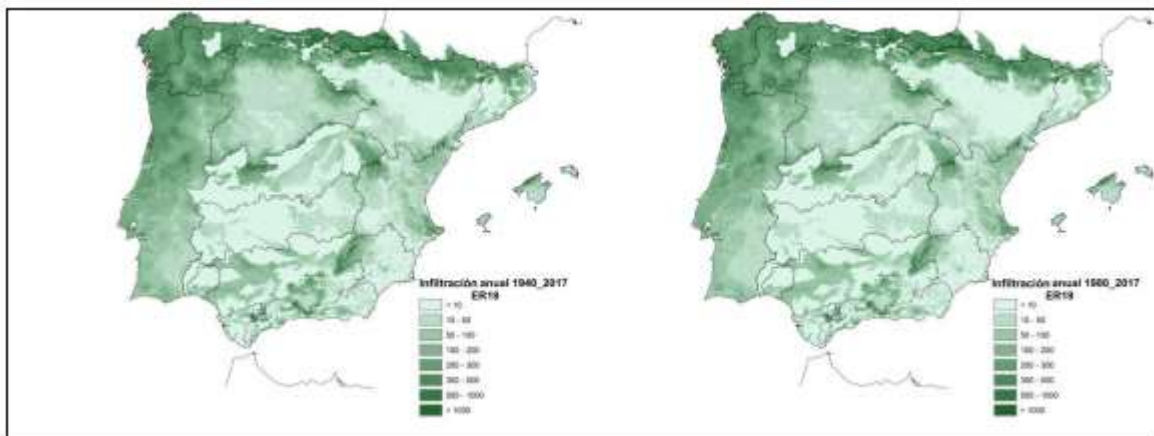


Figura 54 Distribución espacial de la infiltración anual (mm): izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18

4.1.7 Escorrentía subterránea

En la Figura 55 se muestra la distribución espacial de la escorrentía subterránea anual para el periodo 1940/41-2017/18 y el periodo 1980/81-2017/18.

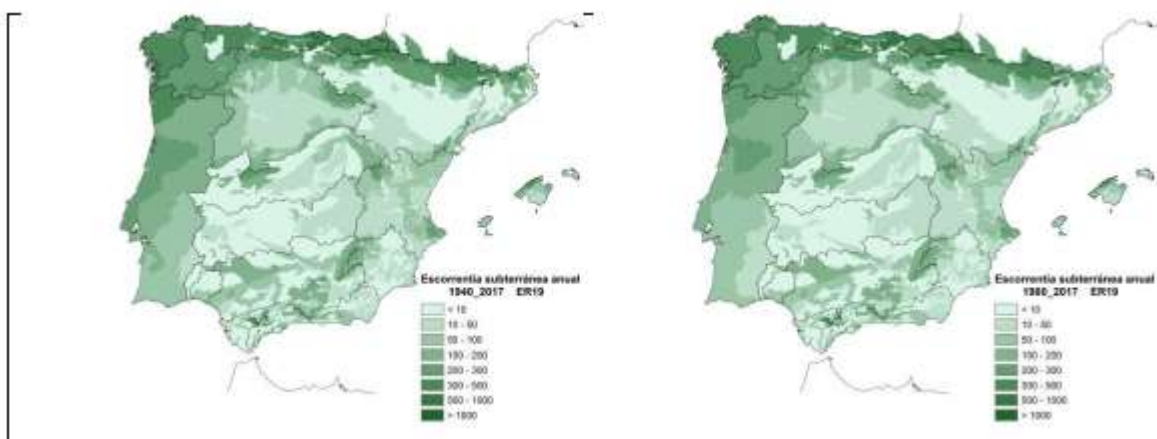


Figura 55 Distribución espacial de la escorrentía subterránea anual (mm): izquierda 1940/41-2017/18, derecha 1980/81-2017/18

4.2 Resumen

En la Tabla 8 se muestran los valores medios anuales y en la Tabla 9, los promedios mensuales de las principales variables hidrológicas, por DH y para las series larga y corta.

Tabla 8. Valores medios anuales de las principales variables hidrológicas en la la DH Tajo

Area (km ²)	PRE (mm/año)		ETP (mm/año)		ETR (mm/año)		HUM (mm/año)		INF (mm/año)		ASB (mm/año)		ASP (mm/año)		AES (mm/año)		APN (hm ³ /año)	
	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18
55.784	629	590	1.061	1.068	457	440	490	453	41	35	41	35	130	115	172	150	9.595	8.368

Tabla 9. Valores promedios mensuales de las principales variables hidrológicas en la DH Tajo

	PRE (mm/año)		ETP (mm/año)		ETR (mm/año)		HUM (mm/año)		INF (mm/año)		ASB (mm/año)		ASP (mm/año)		AES (mm/año)		APN (hm ³ /año)	
	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18	1940/41-2017/18	1980/81-2017/18
nov	75,8	77,8	30,4	30,4	27	27,3	48,4	50	4,2	4,2	2,8	2,6	15,6	16,4	18,4	19	1.026	1.060
dic	75,2	74	20	20,4	19,1	19,3	75,2	74,9	5,4	5,6	3,4	3,3	21,1	22,6	24,5	25,9	1.367	1.445
ene	67,9	59,2	21,9	22,5	20,7	20,9	90,8	86,6	5,9	4,9	4	3,7	22	19,2	26,1	23	1.456	1.283
feb	62,5	50,6	35,6	36,4	33,5	33,6	93,3	85,3	6,3	4,3	4,5	3,8	20,7	13,8	25,2	17,6	1.406	982
mar	59,7	47,9	60,2	62	52,8	51,7	78,9	66,3	6,5	4,6	4,7	3,8	19,3	13,8	24	17,5	1.339	976
abr	62,3	62,4	87,8	87,5	73,5	70,9	53,2	45,1	4,7	3,9	4,6	3,7	11,1	9,5	15,7	13,1	876	731
may	58,4	57,6	121	121	77,7	73,7	24,1	20,2	3,2	2,9	4,2	3,4	6,8	6	11	9,4	614	524
jun	32,6	27,4	165	167	49,8	42,2	4,8	3,6	0,9	0,7	3,5	3	1,3	1,1	4,8	4,1	268	229
jul	12,5	11,3	191	191	16,6	14,5	0,3	0,2	0,1	0,1	2,8	2,4	0,2	0,1	3	2,5	167	139
ago	12,7	11,9	164	164	12,7	11,8	0,1	0	0,1	0,1	2,3	1,9	0,1	0,1	2,4	2	134	112
sep	37,8	34	107	107	33,9	31,4	1,3	0,6	0,8	0,6	2	1,7	1,8	1,3	3,8	3	212	167

5 Referencias bibliográficas

AEMET-IM, 2011. Atlas climático Ibérico para la Península y Baleares. . Agencia Estatal de Meteorología e Instituto de Meteorología de Portugal. EVALUAC

Álvarez J.; Sánchez, A.; y Quintas, L., 2005. SIMPA, a GRASS based Tool for Hydrological Studies. International Journal of Geoinformatics, 2005, vol. 1, nº 1.

Álvarez-Rodríguez, J., 2011. Estimación de la distribución espacial de la precipitación en zonas montañosas mediante métodos geoestadísticos. Tesis (Doctoral), E.T.S.I. Caminos, Canales y Puertos (UPM)

Cabezas, F.; Estrada, F.; y Estrela, T., 1999. Algunas contribuciones técnicas del Libro Blanco del Agua en España. Ingeniería Civil, 115, pp. 79-96. Centro de Experimentación de Obras Públicas, CEDEX. Secretaría General Técnica. Centro de Publicaciones. Ministerio de Fomento. ´

CE, 1995. Soil Map of the European Communities at 1:1.000.000. The Office for Official Publication for the European Communities. Commission of the European Communities, 1985. Luxemburgo.

CEDEX, 2013a. Evaluación de los recursos hídricos en España. Evaluación de los recursos hídricos en España y mejora de las herramientas. Asistencia técnica, investigación y desarrollo tecnológico en materias de competencia de la Dirección General del Agua (2007-2011). Informe técnico para la Dirección General del Agua del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX), 2013.

CEDEX, 2013b. Calidad de las series de caudales de la red oficial de estaciones de aforo (ROEA). Modernización y mejora de la red oficial de estaciones de aforo. Asistencia técnica, investigación y desarrollo tecnológico en materias de competencia de la Dirección General del Agua (2007-2011). Informe técnico para la Dirección General del Agua del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX), 2013.

Chow, V.T.; Maidment, D.; y Mays, L., 1994. Hidrología Aplicada. Editorial Mc Graw Hill. Bogotá, Colombia.

CIEMAT, 2000. Propiedades Edafológicas de los Suelos Españoles. Base de Datos en formato digital. Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas.

Estrela, T.; Cabezas, F.; y Estrada, F., 1999. La evaluación de los recursos hídricos en el Libro Blanco del Agua en España. Ingeniería del Agua. 6, pp.: 125-138.

Estrela, T.; y Quintas, L., 1996. El sistema integrado de modelización precipitación-aportación SIMPA. Ingeniería Civil, 104, pp. 43-52. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX).

FAO, 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Estudio FAO riego y drenaje 56.

IGME, 2006. Mapa Litoestratigráfico y de Permeabilidad de España. 1:200.000. Instituto Geológico y Minero de España,

IGME. Ministerio de Economía y Competitividad. Dirección General del Agua. Secretaría General Técnica del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.

IGN, 2004. CORINE Land Cover. Proyecto I&CLC2000, España. Instituto Geográfico Nacional, IGN, Ministerio de Fomento. Madrid.

IGN, 2014. Mapa topográfico Nacional 1:25.000. Instituto Geográfico Nacional.

MAGRAMA, 2000a. Plan Hidrológico Nacional. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Madrid.

MAGRAMA, 2000b. Libro Blanco del Agua en España. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Madrid. 637 pp.

MARM, 2008. Instrucción de Planificación Hidrológica. Orden ARM/2656/2008, de 10 de septiembre. BOE 229 22/09/2008.

Quintas, L., 1996. La base de datos hidrológicos HIDRO del CEDEX. Revista de Ingeniería Civil, nº 104, pp.: 117-126. CEDEX. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Ministerio de Fomento, Madrid

Témez, J.R., 1977. Modelo matemático de transformación precipitación-aportación. ASINEL.

Thornthwaite y Mather (1957). Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance. Publ. in Climatology, vol.10, no.3, C.W. Thornthwaite & Associates, Centerton, New Jersey