



UCAM

UNIVERSIDAD CATÓLICA
DE MURCIA

**ANÁLISIS DEL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO
DE LA CABECERA DEL RÍO TAJO MEDIANTE
MODELIZACIÓN HIDROLÓGICA SEMIDISTRIBUIDA
A ESCALA DIARIA**

Murcia, diciembre de 2021

Índice

1.- INTRODUCCIÓN	5
1.1.- Motivación.....	5
1.2.- Objetivos del proyecto	7
1.3.- Área de estudio	7
1.4.- Metodología	9
1.5.- Equipo de trabajo	10
2.- DATOS DE ENTRADA.....	10
2.1.- Consideraciones generales.....	10
2.2.- Información climatológica.....	11
2.2.1.- Precipitación	11
2.2.2.- Temperatura	12
2.2.3.- Evapotranspiración	12
2.3.- Información espacial del modelo hidrológico.....	13
2.3.1.- Modelo de elevación digital (MED)	13
2.3.2.- Usos del suelo	14
2.3.3.- Parámetros del suelo, geológicos y geomorfológicos	16
3.- DESARROLLO DEL MODELO HIDROLÓGICO	18

3.1.-	Análisis de sensibilidad, calibración y validación del modelo SWAT	18
	Evaluación de la bondad de ajuste del modelo.....	23
	Función objetivo para la calibración	25
	Periodos de calentamiento, calibración y validación	26
3.2.-	Régimen de caudales ecológicos.....	27
4.-	IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LOS RECURSOS HÍDRICOS EN LA CABECERA DEL RÍO TAJO	32
4.1.-	Escenarios de cambio climático	32
4.2.-	Evaluación de modelos climáticos	34
4.3.-	Proyecciones climáticas	34
5.-	RESULTADOS.....	37
5.1.-	Análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo SWAT.....	37
5.2.-	Calibración y validación del modelo SWAT	38
5.3.-	Régimen de caudales ecológicos.....	44
5.4.-	Impacto del cambio climático	45
6.-	CONCLUSIONES.....	47
ANEXO1.	REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA	49
ANEXO2.	DESCRIPCIÓN DEL MODELO SWAT.....	53
	Componentes del modelo SWAT.....	55

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Motivación

La correcta estimación de los recursos hídricos de un territorio es fundamental para una adecuada gestión de los mismos. Especialmente en zonas semiáridas como la cuenca del Segura donde se sufre el mayor estrés hídrico de toda Europa (Senent-Aparicio et al., 2015). La cantidad de recursos hídricos producidos en un territorio se suele estimar a partir de modelización hidrológica, siendo éstos modelos calibrados mediante el uso de datos reales, fundamentalmente datos de caudales procedentes de estaciones de aforos. En el caso de la cuenca de la Rambla del Albuñón, su ciclo hidrológico está sometido a un alto grado de antropización, lo que unido a que se trata de cauces efímeros, hace que apenas existan datos de aforo que permitan la correcta calibración de los modelos hidrológicos.

Una cuantificación rigurosa de los impactos del cambio climático sobre los recursos hídricos bajo diferentes escenarios de emisiones es necesaria para diseñar políticas hídricas de adaptación adecuadas. Esto es especialmente necesario en regiones mediterráneas y semiáridas, donde los recursos hídricos se han convertido en un elemento crítico del desarrollo socioeconómico. Por sus características geográficas y socioeconómicas, España está considerada como uno de los países europeos con mayor vulnerabilidad al calentamiento global. Desde los primeros análisis de finales del siglo pasado, se han realizado varias investigaciones que analizan el impacto esperado del cambio climático sobre los recursos hídricos en España y también específicamente sobre la zona de la cabecera del río Tago, concluyendo que se espera que el estrés hidrológico se intensifique principalmente en las zonas semiáridas de España, que ya en la actualidad sufren una grave escasez de agua y un débil equilibrio entre la disponibilidad y la demanda de agua.

Las cuencas de los ríos Tajo y Segura tienen especial interés por ser demarcaciones hidrográficas clave para la gestión de los recursos hídricos. El Trasvase Tajo-Segura constituye la mayor infraestructura hidráulica española y es uno de los nudos gordianos de la gestión del agua en España, siendo fuente de desarrollo socioeconómico para el sureste peninsular y también de conflictos sociales y políticos que se han ido desenredando desde hace varias décadas. Estudios económicos previos estiman que el TSWT ha generado más de 100.000 empleos y tiene una repercusión anual en el producto interior bruto nacional de 2.364 millones de euros.

El uso de modelos hidrológicos es un procedimiento ampliamente adoptado para evaluar los futuros impactos de los cambios climáticos sobre los recursos hídricos. Entre ellos, el modelo SWAT se ha aplicado ampliamente en estudios ecológicos, hidrológicos y medioambientales y es capaz de operar a escala diaria y de simular diferentes procesos hidrológicos como la evapotranspiración, la evaporación del suelo y la nieve, la infiltración del suelo y de la zona radicular, la escorrentía superficial y el flujo de retorno. El modelo SWAT está bien reconocido como una herramienta completa para las evaluaciones integradas y multidisciplinarias del cambio climático a escala regional bajo diferentes condiciones de fisiografía y clima. Aunque se han desarrollado algunos trabajos relacionados con el Trasvase Tajo Segura, ninguno de ellos ha calibrado la cabecera del río Tajo a escala diaria, siendo este aspecto fundamental para la generación de series de caudales diarios que permitan la posterior aplicación de técnicas de cálculo de caudales ecológicos. La correcta estimación de los caudales ecológicos en el área de estudio es uno de los grandes desafíos a los que se enfrenta la planificación hidrológica y para ello es necesario partir de series de caudales a escala diaria.

1.2.- Objetivos del proyecto

El objetivo general de este proyecto consiste en la realización de un modelo hidrológico semidistribuido de la cabecera del río Tajo que permita generar series de caudales a escala diaria. Los objetivos específicos del presente proyecto son los siguientes:

1. Elaboración de una base de datos suficiente para la calibración/validación del modelo hidrológico.
2. Desarrollar un modelo hidrológico de la cuenca que permita estimar el escenario actual de generación de esorrentía a escala diaria en los puntos de estudio seleccionados.
3. Calibrar y validar el modelo incluyendo un análisis de la incertidumbre.
4. Evaluación y cálculo de caudales ambientales según metodologías establecidas por el Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Tajo.
5. Analizar el impacto del cambio climático sobre el régimen hidrológico de la cuenca.

1.3.- Área de estudio

La cuenca de estudio presenta una superficie bastante amplia, extendiéndose por 9.267 km² y situada en el centro de España a una latitud de 41°50' N - 40°00' N y una longitud de 2°50' W - 1°25' W (Figura 1). La zona de estudio tiene un clima mediterráneo, por lo que se caracteriza por tener inviernos fríos y veranos cálidos (Lorenzo-Lacruz et al., 2010). Para el período 1990 – 2017, la precipitación media anual fue de unos 550 mm, mientras que las temperaturas medias anuales oscilan sobre los 11 °C. Las altitudes en la zona de van desde los 488 hasta los 1932 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.), con altitudes medias que rondan los 1200 m.s.n.m.

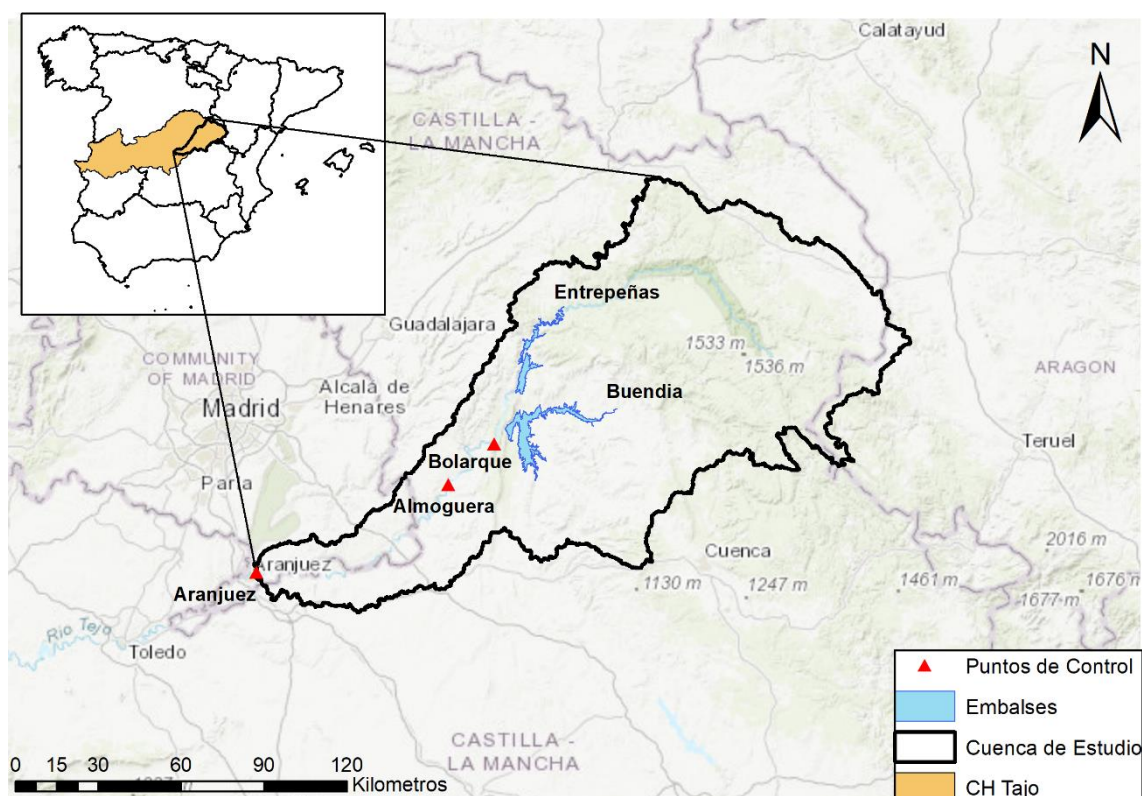


Figura 1. Localización de la Cuenca de Estudio

En cuanto al uso del suelo, el paisaje se divide principalmente entre bosques, tierras de cultivo no irrigadas y pastizales naturales. El tipo de suelo dominante, según la clasificación de la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (ONUAA, mejor conocida como FAO), es el cambisol, que se caracteriza por su alto contenido en arena y limo. La geología de la cuenca es muy singular y variada, con afloramientos desde el paleógeno hasta el cuaternario, reuniendo el área todas las condiciones como para ser declarada geoparque mundial por parte de la UNESCO. Los depósitos detríticos cenozoicos se encuentran en la sección occidental, mientras que las rocas calcáreas mesozoicas dominan la sección oriental, configurando así acuíferos relevantes (Molina-Navarro et al., 2014). Por otra parte, la cuenca de estudio está regulada por dos embalses, Entrepeñas y Buendía (Figura 1). Estos embalses están conectados por un túnel para funcionar como un único embalse, con un almacenamiento combinado de más de 2400 hm³. Los recursos hídricos de la cabecera del río Tago circulan por su cauce principal, y su afluente, el río Guadiela.

1.4.- Metodología

Para alcanzar los objetivos anteriormente mencionados, se ha utilizado el programa SWAT (Soil and Water Assessment Tool) (Arnold et al., 1998). Este modelo ha sido desarrollado para evaluar el impacto de las distintas prácticas de gestión del suelo sobre los recursos hídricos, los sedimentos o la aplicación de sustancias químicas como el nitrógeno o el fósforo de origen agrícola en cuencas con distintos suelos, usos del suelo y condiciones de gestión a lo largo de grandes periodos de tiempo. El modelo SWAT se describe en el ANEXO 2.

Para el desarrollo de este proyecto se escogió este modelo por diversas razones: (a) estrecha relación entre los motivos de desarrollo del modelo y los objetivos marcados en esta investigación; (b) SWAT es un programa de acceso abierto; (c) y ha sido aplicado con éxito en zonas con diversas condiciones espaciales y medioambientales (Gassman et al., 2007).

Los principales componentes del modelo SWAT son la hidrología, el clima, el ciclo de nutrientes, el transporte de sedimentos, el desarrollo de los cultivos, la gestión agrícola y la dinámica de pesticidas. SWAT es un modelo de simulación continua que opera a escala temporal diaria. La heterogeneidad espacial de una cuenca se preserva mediante la topografía dividiendo la cuenca en múltiples subcuencas. Estas subcuencas son posteriormente subdivididas en Unidades de Respuesta Hidrológica (HRU) en función de las características del suelo, los usos del suelo y el mapa de pendientes. Estas subdivisiones permiten al modelo reflejar las diferencias de evapotranspiración para distintos cultivos y suelos (Neitsch et al., 2009).

Dicho trabajo incluye las siguientes actuaciones.

1. Análisis y preparación de los datos disponibles.
2. Entrada de datos al modelo.
3. Calibración del modelo a partir de serie de caudales en régimen natural.

4. Validación del modelo.
5. Evaluación y cálculo de caudales ambientales según metodologías establecidas por el Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Tajo.
6. Análisis del impacto del cambio climático sobre el régimen hidrológico de la cuenca.

1.5.- Equipo de trabajo

Este informe ha sido elaborado por el siguiente equipo investigador de la Universidad Católica de San Antonio de Murcia (UCAM), dirigido por D. Javier Senent Aparicio, Dr. Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos y director de la Cátedra de Investigación del Agua de la UCAM. El equipo de trabajo está compuesto por las siguientes personas:

1. Javier Senent Aparicio, Director de la Cátedra de Investigación del Agua de la UCAM
2. Julio Pérez Sánchez, Profesor Contratado Doctor (UCAM)
3. Patricia Jimeno Sáez, Investigador Postdoctoral
4. Francisco José Segura Méndez, Investigador Postdoctoral
5. Adrián López Ballesteros, Becario Predoctoral
6. Inmaculada Concepción Jiménez Navarro, Becario Predoctoral
7. Gerardo Castellanos Osorio, Ayudante de Investigación

2.- DATOS DE ENTRADA

2.1.- Consideraciones generales

Para la simulación de los procesos hidrológicos, el modelo SWAT divide la cuenca hidrográfica en subcuencas basándose en la red de drenaje y en la topografía. SWAT considera la heterogeneidad espacial de una cuenca dividiendo las subcuencas en

múltiples unidades de respuesta hidrológica (HRUs). El modelo SWAT integra diversos datos geoespaciales (modelo de elevación del terreno, un mapa de usos del suelo, datos sobre el tipo de suelo) y datos climáticos de la zona de estudio.

Este capítulo recoge la información necesaria para la implementación del modelo hidrológico: información climatológica (precipitación, temperatura) y la información espacial (modelo de elevación digital del terreno, usos del suelo y parámetros del suelo).

A continuación, se aborda la descripción de la información recopilada requerida por el modelo como datos de entrada.

2.2.- Información climatológica

Los datos climáticos empleados fueron extraídos de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). El conjunto de datos que se presenta corresponde a una rejilla aproximada de 5 Km que cubre la España peninsular e islas Baleares, en la que se han interpolado los datos diarios de precipitación acumulada en 24h, y de temperatura máxima y de temperatura mínima de un numeroso conjunto de estaciones de la Agencia Estatal de Meteorología. Esta rejilla de 5 Km ha sido elaborada por AEMET, cuyos registros son de libre acceso y se puede acceder a ellos desde su página Web (<http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/>). El modelo SWAT necesita los datos de precipitación y temperaturas máximas y mínimas a escala diaria.

2.2.1.- Precipitación

El modelo SWAT requiere los datos de precipitación diarios siempre que el método del número de curva SCS sea escogido como modelo para la escorrentía superficial. Para el caso de estudio, la rejilla de precipitación empleada ha sido la “*Versión v2*”, que se ha generado utilizando el total de estaciones disponibles en el Banco Nacional de Datos Climatológicos de AEMET, 3236 estaciones pluviométricas. Esta rejilla se ha

desarrollado con la misma metodología que la versión anterior (descrita en la [nota técnica 24 de AEMET](#)), es más reciente y está actualizada hasta diciembre de 2020. Dada la disponibilidad de datos de caudales observados para la calibración del modelo, se ha enfocado el presente estudio para el período temporal 1990-2017.

2.2.2.- Temperatura

De igual manera, el modelo SWAT requiere también los datos de temperaturas máximas y mínimas para el cálculo de la evapotranspiración. Se han empleado para este caso las rejillas de temperaturas diarias extremas en su “Versión v1”, generadas utilizando el total de estaciones disponibles en el Banco Nacional de Datos Climatológicos de AEMET, 1800 estaciones termométricas. Estas rejillas, al igual que las de precipitación, están actualizadas hasta diciembre de 2020. Se han creado con una metodología similar a la utilizada en la generación de la rejilla de precipitación (descrita en la [nota técnica 24 de AEMET](#)). Sin embargo, a diferencia de la rejilla de precipitación, como se describe en Amblar et al. (2020), se utiliza una climatología basada en los análisis históricos del modelo de predicción numérica HIRLAM operativo en AEMET como información de partida, o primera estimación, que es corregida por las observaciones. Al igual que se ha mencionado anteriormente, se estudia el período temporal 1990-2017.

2.2.3.- Evapotranspiración

El modelo SWAT requiere también los datos de evapotranspiración, y dada la ausencia de medidas, ha sido necesario el cálculo de la evapotranspiración potencial a partir de los datos de temperatura. Para ello, se ha empleado la ecuación de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985):

$$ET_0 = 0.0023 (t_{med} + 17.78) H_0 (t_{max} - t_{min})^{0.5}$$

Donde ET_0 es la evapotranspiración potencial (mm/día), t_{med} la temperatura media (°C) y H_0 es la radiación solar incidente (mm/día), calculada a partir de la

radiación solar extraterrestre, que se encuentra tabulada en función de la latitud y el mes del año.

Se describe con mayor profundidad en el Anexo 2 el método de Hargreaves como variable fundamental para el funcionamiento del modelo SWAT. Se observa en la Figura 2 los valores de evapotranspiración media mensual resultantes de la aplicación de la metodología anterior.

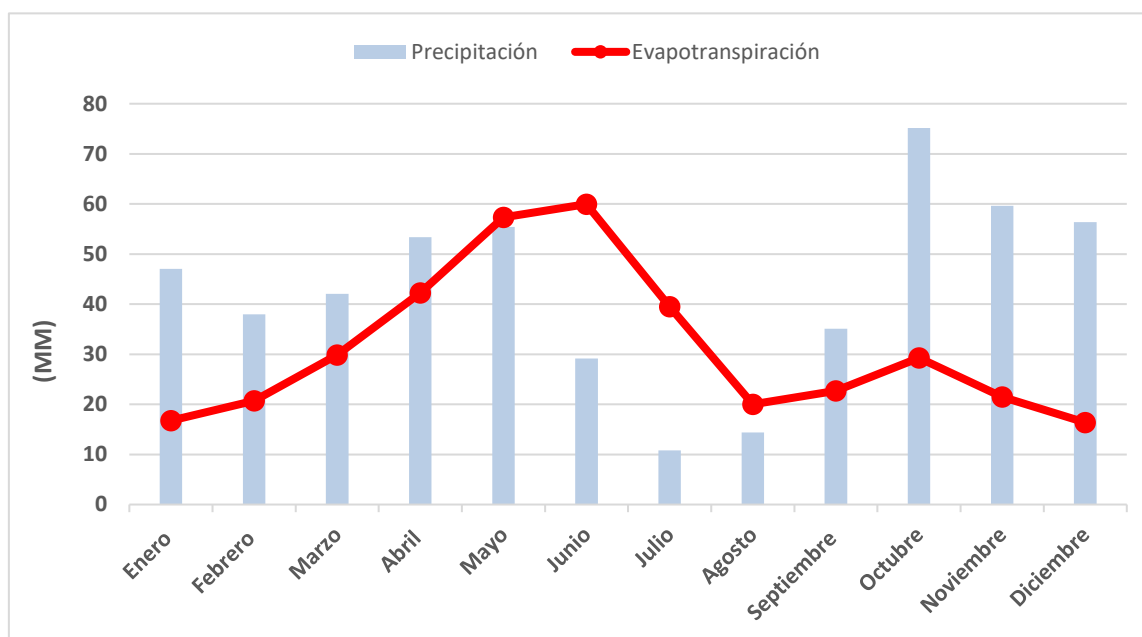


Figura 2. Precipitación y evapotranspiración media mensual

2.3.- Información espacial del modelo hidrológico

2.3.1.- Modelo de elevación digital (MED)

Como modelo digital del terreno se ha empleado el del Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG) con paso de malla de 25 m (MDT25) extraído de su centro de descargas, cuyo contenido está disponible en su web de forma gratuita (<http://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/catalogo.do?Serie=LIDA2>). En la Figura 3 se encuentra representado el MED y la red de drenaje.

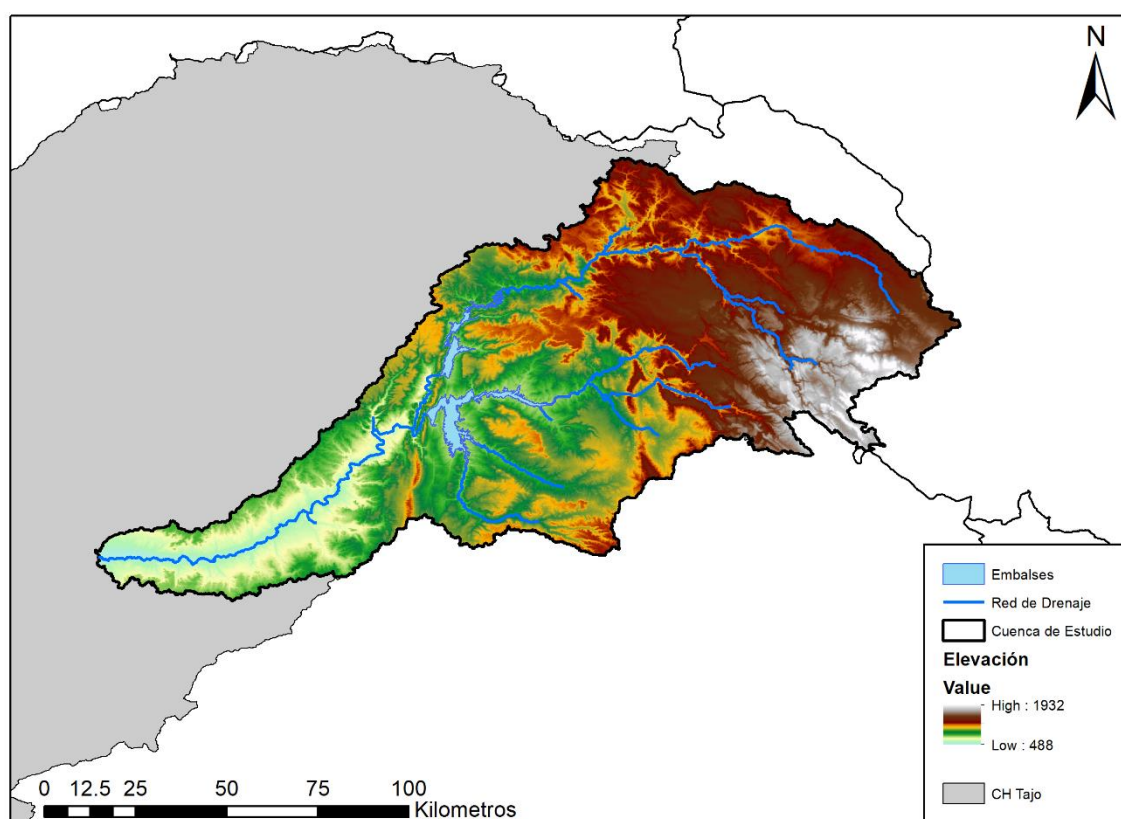


Figura 3. Modelo de elevación digital y red de drenaje

2.3.2.- Usos del suelo

Los datos de usos de suelo fueron obtenidos del CORINE Land Cover de 2018 (CLC2018) a una escala de referencia de 1:100.000, siendo una base de datos de polígonos de ocupación de suelos a nivel europeo y basada en una nomenclatura jerárquica de tres niveles con 44 clases, siendo el tamaño mínimo de polígono de 25 ha. La documentación referente al proyecto CLC se puede consultar en la página web de la Agencia Europea de Medio Ambiente (<http://www.eea.europa.eu/publications/COR0-landcover>).

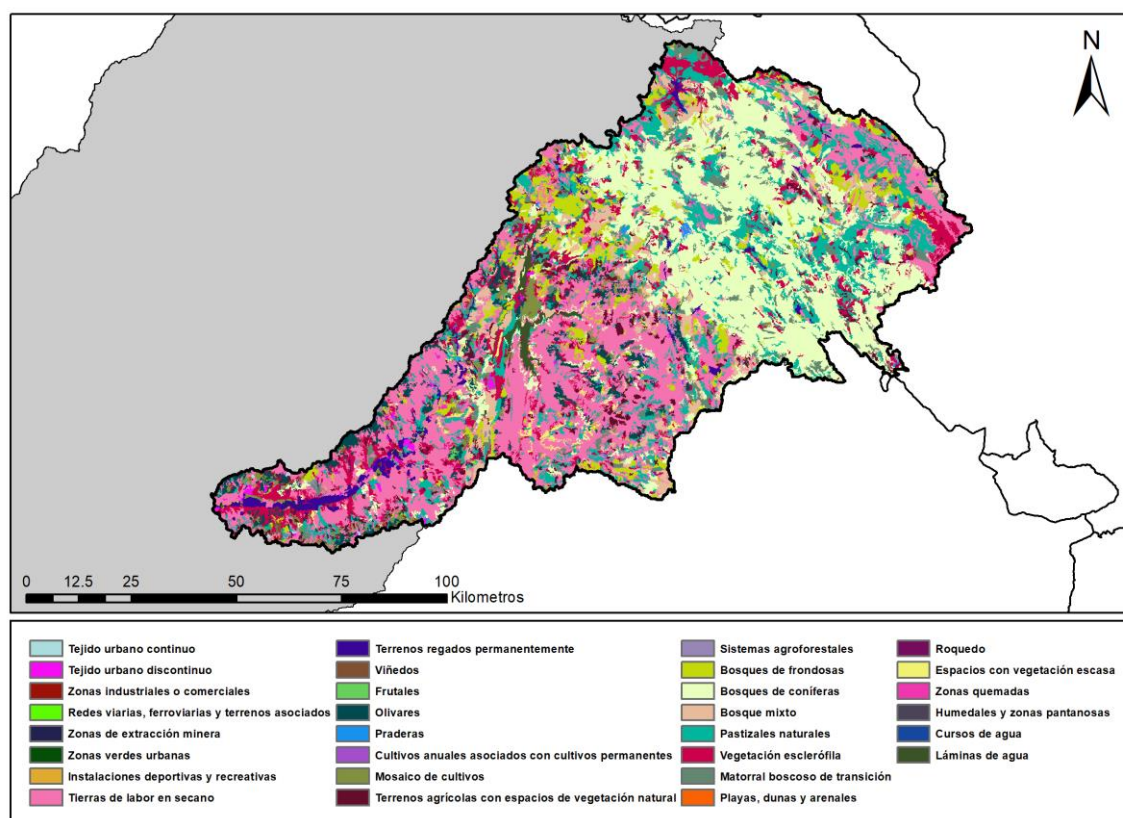


Figura 4. Mapa de usos del suelo

Tal y como se observa en la Figura 4, en la cuenca de estudio predominan los usos de tierras de labor en secano y los bosques de coníferas, representando en conjunto casi el 50% de la superficie de la zona de estudio. En la Tabla 1 se recogen los diferentes usos del suelo con una pequeña descripción de los mismos, superficie y porcentaje de ocupación en la zona de estudio.

Tabla 1: Usos del suelo, superficie y porcentaje de ocupación en la cuenca de estudio

Descripción	Superficie (km ²)	%
Tejido urbano continuo	8.04	0.09
Tejido urbano discontinuo	44.29	0.48
Zonas industriales o comerciales	5.93	0.06
Redes viarias, ferroviarias y terrenos asociados	1.61	0.02
Zonas de extracción minera	9.57	0.10
Zonas verdes urbanas	1.11	0.01
Instalaciones deportivas y recreativas	0.31	0.001
Tierras de labor en seco	2353.29	25.39
Terrenos regados permanentemente	151.47	1.63
Viñedos	12.06	0.13
Frutales	3.23	0.03
Olivares	287.08	3.10
Praderas	14.54	0.16
Cultivos anuales asociados con cultivos permanentes	1.23	0.01
Mosaico de cultivos	168.37	1.82
Terrenos agrícolas con espacios de vegetación natural	267.84	2.89
Sistemas agroforestales	10.67	0.12
Bosques de frondosas	534.39	5.77
Bosques de coníferas	2314.09	24.97
Bosque mixto	491.79	5.31
Pastizales naturales	1189.27	12.83
Vegetación esclerófila	766.31	8.27
Matorral boscoso de transición	463.15	5.00
Playas, dunas y arenales	0.82	0.01
Roquedo	0.91	0.01
Espacios con vegetación escasa	88.67	0.96
Zonas quemadas	1.67	0.02
Humedales y zonas pantanosas	0.65	0.01
Cursos de agua	0.63	0.01
Láminas de agua	74.52	0.80

2.3.3.- Parámetros del suelo, geológicos y geomorfológicos

Los datos del suelo se obtuvieron de la base de datos Harmonized World Soil (HWSD) (<http://webarchive.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HTML/>).

Esta Base de Datos armonizada de los Suelos del Mundo consiste en una base de

celdas de 30 arcosegundos, la cual incluye más de 15.000 unidades cartográficas de suelo a lo que armoniza actualizaciones regionales y nacionales de información de suelos del mundo (SOTER, ESD, Mapa de Suelos de China, WISE) con la información contenida a escala 1:5.000.000 del Mapa Mundial de Suelos de la FAO-UNESCO.

La base de datos compiladas de ráster consiste en 21600 filas y 43200 columnas, estas se entrelazan a datos de propiedades de suelo armonizados. El uso de esa estructura permite la asociación de los datos de atributo con el mapa ráster para su ilustración o consultar la estructura en términos de unidades de suelo y la caracterización propiedades del suelo seleccionadas (carbono orgánico del suelo, pH, capacidad de almacenamiento de agua, profundidad del suelo, capacidad de intercambio catiónico del suelo y la fracción de arcilla, bases intercambiables totales, contenido de limo y yeso, porcentaje de sodio intercambiable, salinidad, clases texturales y granulometría). En la Tabla 2 se recogen los diferentes suelos de la zona de estudio según la clasificación de la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO).

Tabla 2: Tipos de suelo de la cuenca de Estudio

Suelos	Tipo de suelo FAO
	Clasificación principal
1	Arenosoles Hápticos
2	Arenosoles Lúvicos
3	Luvisoles Gléicos
4	Gleisoles Éútricos
5	Luvisoles Estagnicos
6	Luvisoles Hápticos
7	Gleisoles Umbricos
8	Cambisoles Eútricos
9	Histosoles Tértricos
10	Fluvisoles Éútricos
11	Fluvisoles Districos
12	Nitosoles Districos
13	Fluvisoles Calcáricos

3.- DESARROLLO DEL MODELO HIDROLÓGICO

3.1.- Análisis de sensibilidad, calibración y validación del modelo SWAT

Los modelos hidrológicos no pueden evitar incertidumbres originadas a partir de los datos de entrada, parámetros y la estructura de los modelos (Abbaspour et al, 2007) que definimos anteriormente, por tanto, es necesaria la aplicación de métodos de estimación de los parámetros (calibración) de ajuste y que permitan, bajo condiciones determinadas, comparar datos simulados de nuestro modelo y datos observados, en este caso, facilitados por el Instituto Euromediterráneo del Agua.

Como mapas topográficos, el modelo SWAT utiliza los modelos digitales del terreno para la obtención de la orografía de la zona de estudio. El modelo digital de elevaciones, con tamaño de malla de 25 m (MDT25), se utilizó para determinar los límites de la cuenca hidrográfica y las subcuencas.

Por otra parte, el uso del suelo es un factor con gran influencia en cuanto a las propiedades hidrológicas de las cuencas, por ello es necesario considerarlo durante la modelización hidrológica. El modelo SWAT incorpora una base de datos de usos del suelo propia, por ello es necesario realizar la equivalencia entre los usos del suelo empleados por SWAT y los usos del suelo utilizados por el proyecto Corine Land Cover 2018 (CLC2018). Los mapas de suelo se han empleado para caracterizar cada tipo de suelo a partir de información sobre la textura del suelo, la conductividad hidráulica y el contenido de agua disponible, entre otros. El uso del suelo es uno de los factores más importantes que controlan eventos como la escorrentía, la evapotranspiración, la deposición de sedimentos y la erosión del suelo.

En el modelo SWAT, la combinación de estos tres conjuntos de datos, (modelo digital de elevaciones, mapas de suelo y mapas de usos del suelo) es utilizada para obtener en la cuencas hidrográfica las unidades hidrológicas de respuesta (HRUs). Se

definieron, por tanto, tres categorías de pendiente (0-8%, 8-30% y >30%) (Figura 5) y se estableció un nivel de umbral del 10% para simplificar el procesamiento del modelo y eliminar pendientes, suelos y usos menores utilizados para cada subcuenca.

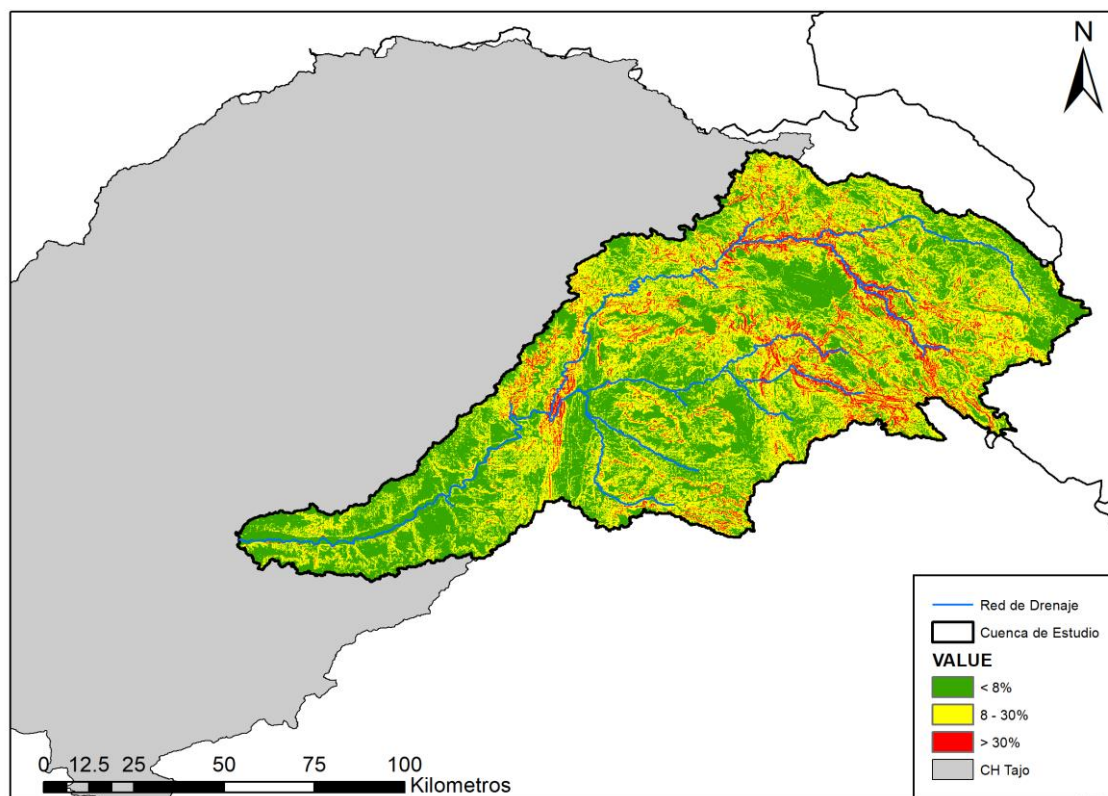


Figura 5. Pendientes de la cuenca de estudio

El modelo SWAT se basa en la creación de unas HRUs, las cuales se obtienen mediante la combinación de los usos del suelo, los tipos de suelo y las pendientes. Para la simulación de procesos hidrológicos, una cuenca hidrográfica es dividida en diferentes subcuencas. En la Figura 5, se muestra el esquema de SWAT para la creación de las HRUs a partir de los tres tipos de mapas.

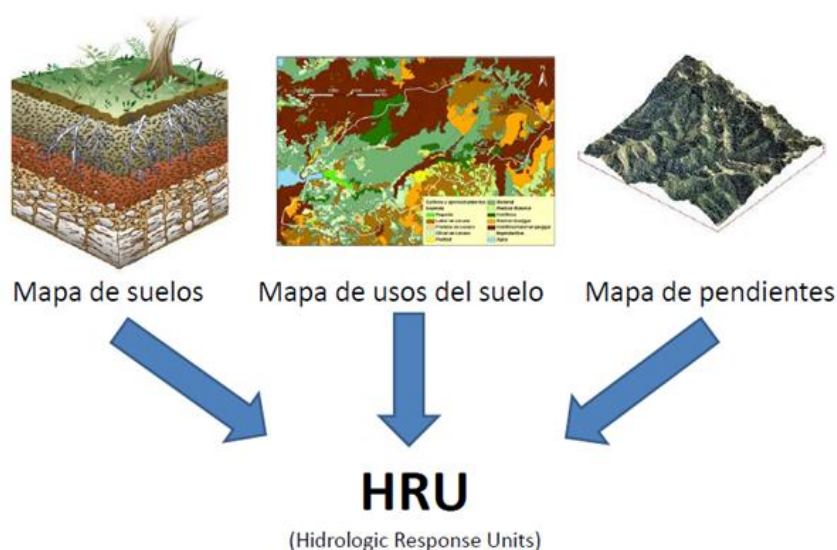


Figura 6. Esquema SWAT para creación de las HRUs

El procedimiento de calibración del modelo SWAT implica un análisis de sensibilidad, seguido por una calibración y una validación. El análisis de sensibilidad determina en qué medida afectan los cambios en los parámetros del modelo a los resultados finales del mismo. Es un proceso necesario para identificar los parámetros clave necesarios para la calibración, y seleccionar aquellos parámetros que tienen un impacto significativo sobre los resultados del modelo. La calibración del modelo es el proceso para estimar el valor de los parámetros mediante la comparación de las salidas de la simulación del modelo con los datos observados para las mismas condiciones. Y, por último, el proceso de validación consiste en ejecutar el modelo utilizando los parámetros determinados en la calibración para demostrar que el modelo es suficientemente preciso para el caso de estudio (Moriassi et al., 2007).

La calibración automática optimiza los valores de los parámetros utilizando técnicas numéricas. Este método envuelve la predicción del error del modelo usando una ecuación llamada la función objetivo junto con un algoritmo de búsqueda que realiza el procedimiento de optimización automática, buscando los parámetros que cumplan con la optimización de la función objetivo (Gupta et al., 1999). En el caso de modelos con un gran número de parámetros y de complejo funcionamiento, como es

el caso del modelo SWAT en la cuenca de estudio, se opta por la calibración automática. Para esta tarea se emplea el software SWAT-CUP en su versión premium (SWAT – Calibration Uncertainty Procedures). SWAT-CUP es un programa independiente desarrollado específicamente para la calibración de modelos en SWAT. El programa ofrece cinco métodos de calibración diferentes, e incluye funcionalidades para validación y análisis de sensibilidad. Los cinco algoritmos incluidos en SWAT-CUP son: PSO (Particle swarm optimization) (Eberhart y Kennedy, 1995) y SPE (SWAT Parameter Estimator) (Abbaspour et al., 2004, Abbaspour et al., 2007).

Como algoritmo de calibración se seleccionó para este modelo el programa SPE, el cual en comparación con las otras opciones de calibración requiere un menor número de simulaciones para lograr el mismo nivel de rendimiento. El algoritmo SPE es una versión mejorada del algoritmo SUFI-2 (The Sequential Uncertainty Fitting version 2) que, de igual manera, permite elegir entre once funciones objetivo para estimar los parámetros óptimos de SWAT. Además, estudios demuestran que para modelos a gran escala que consumen mucho tiempo, como lo es el presente caso de estudio, SUFI-2 y SPE son bastante eficientes (Yang y Chang, 2008) y, por lo tanto, se justifica la elección del mismo. SPE permite llevar a cabo un análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo, utilizando para ello los resultados de la calibración y un contraste t-Student para evaluar el efecto de los resultados en función del cambio de un parámetro dado sobre el resto del modelo.

El proceso de calibración con SPE para el ajuste de los valores de los parámetros seleccionados incluye los siguientes pasos:

1. Definición de la función objetivo
2. Definición del rango inicial de los parámetros que se quieren optimizar.
3. Realización de un análisis de sensibilidad de los parámetros.
4. Ejecución de N simulaciones, guardando las variables de salida obtenidas.
5. Cálculo de la función objetivo para evaluar las simulaciones.

6. Definición del nuevo rango de parámetros y repetición de las simulaciones hasta conseguir el ajuste deseado.

El análisis de sensibilidad se lleva a cabo manteniendo todos los parámetros constantes a valores realistas, mientras se varía cada parámetro dentro del rango asignado en el paso dos. Para cada parámetro, se realizan alrededor de cinco simulaciones simplemente dividiendo los rangos absolutos en intervalos iguales y permitiendo que el punto medio de cada intervalo represente ese intervalo. SPE (al igual que SUFI-2) realiza un análisis de regresión múltiple calculando los valores estadísticos del T-Stat y P-Value. El P-Value de cada término comprueba la hipótesis de si la media de las muestras está cercana a la esperada. Valores pequeños de P-Value ($< 0,05$) indican que el parámetro es significativo en el cálculo de la función objetivo. Valores altos de P-Value significan que el parámetro es poco influyente.

Los resultados de las simulaciones dependen del estado del sistema en el tiempo inicial, por lo que debe tenerse especial precaución al seleccionar estas condiciones. Para ello se utiliza el periodo de calentamiento, el cual consiste en un periodo inicial (2-5 años) para que el modelo se estabilice y se ajuste de forma correcta a la realidad y así mejorar el rendimiento de la simulación.

Finalmente, el proceso de validación consiste en ejecutar el modelo con los valores de los parámetros obtenidos en la calibración. Para la validación se utilizan datos de entrada, en este caso datos climatológicos, de periodos distintos a los empleados en la calibración. Su objetivo es comprobar el modelo en periodos de tiempo distintos a los calibrados, dándole robustez al modelo y garantizando que puede usarse bajo cualquier escenario propuesto.

Evaluación de la bondad de ajuste del modelo

En este proyecto se han utilizado cinco indicadores estadísticos para valorar la bondad de ajuste del modelo y por lo tanto la eficiencia del mismo. Dichos estadísticos se definen a continuación.

El coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) (Nash & Sutcliffe, 1970) es un estadístico normalizado que determina la relativa magnitud de la varianza residual frente a la varianza de los datos observados y su fórmula es la siguiente:

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - \overline{Y^{obs}})^2} \right]$$

donde Y_i^{obs} es el valor observado en el tiempo i , Y_i^{sim} es el valor simulado para el tiempo i y $\overline{Y^{obs}}$ es el valor medio de los datos observados. NSE oscila entre $-\infty$ y 1, siendo el valor óptimo $NSE=1$. Valores comprendidos entre 0 y 1 significa un rendimiento aceptable, mientras que valores inferiores a 0 indica que el valor medio observado es mejor predictor que el valor simulado, indicando un rendimiento inaceptable (Moriasi et al., 2007).

El Coeficiente de determinación (R^2) indica la proporción de la varianza de los datos medidos que puede ser explicada por el modelo. R^2 oscila entre 0 y 1, cuanto mayor sea su valor menor es el error de la varianza, valores por encima de 0,5 son considerados aceptables (Moriasi et al., 2007). La ecuación para el cálculo de R^2 se muestra a continuación:

$$R^2 = \frac{[\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - \overline{Y^{obs}}) \cdot (Y_i^{sim} - \overline{Y^{sim}})]^2}{[(n-1) \cdot S^{obs} \cdot S^{sim}]}$$

donde $\overline{Y^{sim}}$ es el valor medio de los datos simulados, n el número total de observaciones, S^{obs} es la varianza de los datos observados y S^{sim} la varianza de los datos simulados.

La raíz del error cuadrático medio (RMSE) es un índice comúnmente utilizado para cuantificar el error en la estimación en las mismas unidades de los datos. Se calcula con la siguiente ecuación:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{n}}$$

El porcentaje de sesgo (PBIAS). PBIAS es la tendencia promedio de los datos simulados a ser mayor o más pequeños que sus homólogos observados. El valor óptimo de PBIAS es 0, los valores de baja magnitud indican una simulación precisa del modelo. PBIAS se calcula con la siguiente ecuación:

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim}) * 100}{\sum_{i=1}^n Y_i^{obs}}$$

Por último, se ha empleado el coeficiente de eficiencia de Kling – Gupta (Gupta et al., 2009). En caso de que el ajuste sea perfecto, se obtiene un valor óptimo de KGE=1. Se define de la siguiente manera:

$$KGE = 1 - ED$$

$$ED = \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2}$$

Donde “ED” es la distancia euclidiana, “ α ” es el coeficiente de correlación lineal.

$$\alpha = \frac{\sigma_s}{\sigma_o}$$

Siendo “ σ_s y σ_o ” desviación típica del caudal simulado y del caudal observado respectivamente.

“ β ” es el bias, definido como:

$$\beta = \frac{\mu_s}{\mu_o}$$

Siendo “ μ_s y μ_o ” la media aritmética del caudal simulado y del caudal observado.

Y, por último, “ r ” es la variabilidad del flujo:

$$r = \frac{Cov_{so}}{\sigma_s * \sigma_o}$$

Siendo “ Cov_{so} ” la covarianza entre el caudal simulado y el caudal observado.

Función objetivo para la calibración

Al inicio del proceso de calibración es necesario definir la función objetivo, la cual permitirá estimar la incertidumbre de las series de caudales simulados respecto a las observadas.

En el presente estudio, se han realizado un total de 1.000 simulaciones divididas en dos tandas de 500 simulaciones cada una, empleándose como función objetivo el coeficiente de Kling – Gupta (Gupta et al., 2009).

El coeficiente de Kling-Gupta (KGE) supone una mejora respecto al coeficiente de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970) en cuanto a que no está tan sujeto a los eventos anteriores, es decir, se encuentra discretizado en el tiempo. Si el ajuste es óptimo, entonces $KGE=1$.

Durante la calibración del modelo de la cuenca de estudio se han alcanzado unos valores finales de la función objetivo utilizada totalmente aceptables, con valores del coeficiente de Kling-Gupta (KGE) iguales o superiores a 0.85 para el periodo de calibración trabajado.

Periodos de calentamiento, calibración y validación

Las medidas obtenidas de las simulaciones dependen explícitamente del estado del sistema en el tiempo inicial, por lo que debe tenerse especial atención al escoger estas condiciones. Para ello se utiliza el periodo de calentamiento, el cual consiste en dejar una serie de años iniciales para que el modelo se ajuste de forma correcta a la realidad y así mejorar el rendimiento de nuestra simulación. En este estudio se ha aplicado un periodo de calentamiento para toda la calibración, ya que el modelo SWAT lo requiere para la simulación hidrológica de la cuenca. En la Tabla 3 se especifican los periodos utilizados.

Tabla 3. Periodo de calentamiento, calibración y validación

Fase	Periodo	Años
Calentamiento (Calibración)	1984-1989	5
Calibración	1990-2004	15
Validación	2005-2017	13

3.2.- Régimen de caudales ecológicos

La estimación de caudales ecológicos en ríos regulados es uno de los principales problemas a considerar en la ordenación y gestión de recursos hídricos en los países desarrollados. Existen múltiples metodologías para la obtención de caudales ecológicos, pero para su correcta aplicación requiere de una amplia base de datos con registros completos de caudales muchas veces inexistentes, sobre todo en cuencas no instrumentadas.

Una parte del presente trabajo se ha dedicado a la obtención y justificación de los caudales ecológicos en la cuenca para el espacio temporal estudiado. Los datos de partida para el cálculo de estos caudales mínimos son los registros históricos de las series de caudales medios diarios para cada uno de los años. Se debe elegir un periodo de datos suficientemente grande para que este incluya el periodo de estiaje sobre el que, con alta probabilidad, se definirá el caudal básico.

Tal y como lo define el actual plan hidrológico de cuenca de la demarcación hidrográfica del Tajo, los métodos hidrológicos representan el grupo de metodologías más simple para la estimación de los caudales ambientales a pesar de la gran serie de datos que demanda. Estos métodos utilizan los registros históricos de caudal, es decir, datos de caudales diarios y mensuales, para derivar directamente de ellos las recomendaciones de caudales mínimos, a partir de la aplicación de formulaciones estadísticas sobre la serie.

Al igual que lo establece la IPH, los métodos hidrológicos para obtener la distribución temporal de caudales mínimos se han basado en alguno de los siguientes criterios:

- La definición de variables de centralización móviles anuales de orden único, identificadas por su significación hidrológica, o de orden variable, con la finalidad de buscar discontinuidades del ciclo hidrológico. Para la detección

de medidas de centralización de orden variable, se ha utilizado el método del caudal básico, basado en la metodología desarrollada por A. Palau, y colaboradores (media móvil de 100 días).

- La definición de percentiles entre el 5 y el 15% a partir de la curva de caudales clasificados, que permitirán definir el umbral habitual del caudal mínimo.

En el presente estudio, se ha trabajado a partir de los caudales medios a escala diaria obtenidos a partir del modelo SWAT y, de igual manera, a partir de la desagregación de los datos mensuales de caudales medios naturales restituidos facilitados por Francisco Cabezas, director de la Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua.

La serie sobre la que se ha trabajado, para el posterior contraste con el plan hidrológico de cuenca, es la serie 1980/81 – 2005/06.

- **Métodos derivados de la selección de percentiles (Q_{95} y Q_{85})**

Según la IPH, uno de los métodos hidrológicos que pueden ser empleados es la definición de percentiles entre el 5 y 15 % a partir de la curva de caudales clasificados, que permitan definir el umbral habitual del caudal mínimo, tomando una serie de al menos 20 años. Se ha trabajado a nivel diario con la serie de datos comprendida entre los años hidrológicos 1980/81 y 2005/06.

La definición de un percentil, habitualmente situado entre el 5 y el 15% a partir de la curva de caudales clasificados, permite definir el rango habitual del caudal mínimo a establecer para la determinación del régimen ambiental de caudales.

- **Método del caudal básico (Qb)**

Está basado en la metodología desarrollada por el CEDEX a través de A. Palau, y colaboradores (Universidad de Lleida). Se trata de un método hidrológico que se ha desarrollado a partir de la idea de que el caudal que circula por un tramo de río (series hidrológicas), es la variable primaria que contiene toda la información necesaria para la organización física y biológica del ecosistema fluvial, y se fundamenta en una serie de cálculos matemáticos realizados en series de aportaciones naturales de periodicidad diaria.

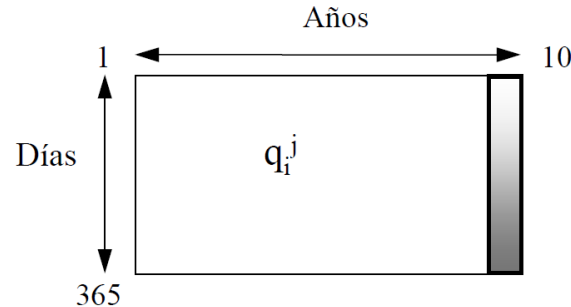
El caudal básico se define como el caudal mínimo a mantener siempre en el cauce. Es el elemento básico del método QBM, ya que corresponde al caudal mínimo necesario para que se conserve la estructura y función del ecosistema acuático afectado, y buena parte del resto de parámetros derivan o están condicionados por él. Se obtiene del estudio de discontinuidades en la tendencia de variación de los caudales mínimos, obtenidos a partir de la aplicación de medias móviles a series anuales seleccionadas de caudales medios diarios (Palau, 1994; Palau & Alcázar, 1996).

Los datos de partida para el cálculo del caudal básico son los registros históricos de las series de caudales medios diarios para cada año. Se debe elegir un periodo de datos suficientemente grande para que este incluya el periodo de estiaje sobre el que con alta probabilidad se definirá el caudal básico.

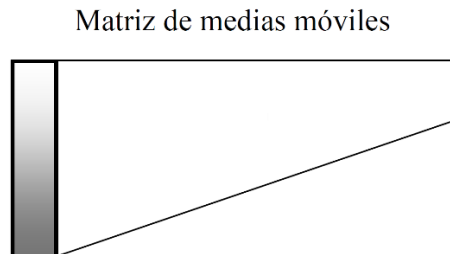
Para el cálculo del caudal básico se debe realizar la suposición de que todos los años tienen 365 días (no hay años bisiestos) y que se adopta como orden máximo para las medias móviles 100 datos de caudal.

Teniendo en cuenta las suposiciones anteriores, el proceso llevado a cabo para la obtención del caudal básico es el siguiente:

- 1) Construir la matriz de caudales medios diarios q_i^j donde “j” son los años considerados e “i” son los días del año (varían de 1 a 365).



- 2) Calcular las medias móviles en intervalos de orden crecientes comenzando en 1 (medias de datos tomados de 1 en 1) hasta un máximo de 100 (medias de datos tomadas de 100 en 100) sobre cada columna de la matriz anterior para cada año j. De esta forma se obtienen “j” tablas trapezoidales de 100 columnas.



$$a_{p,s}^j = \frac{1}{s} * \sum_{K=1}^{k=s} q_{p+k-1}^j$$

Donde:

“s” es el intervalo escogido de media móvil (varía de 1 a 100).

“p” es el número de orden de la media móvil (varía de 1 a 366 – s).

- 3) Calcular para cada columna k el valor mínimo v_k , obteniendo finalmente el vector de mínimos de la media móvil $V(100)$.

$$v_k = \min(a_i^k)$$

- 4) Calcular a partir de $V(100)$ el vector b_k de incrementos relativos entre cada par de valores consecutivos $b(99)$.

$$b_k = \frac{v_k - v_{k-1}}{v_{k-1}}$$

- 5) Definir el caudal base para el año j (Qb_j) como el valor del componente del vector de mínimos v_k que determina el mayor incremento relativo, es decir la mayor pendiente.

$$Qb_j = \max(b_k)$$

- 6) Finalmente, repetir el proceso anterior para cada año de la serie de caudales hasta obtener un vector de valores anuales cuya media aritmética será el valor final del caudal básico buscado Qb_{periodo} .

En este trabajo se han desarrollado una serie de hojas de cálculo Excel para la obtención del caudal básico (Qb) de las distintas masas de agua de la cuenca para el período temporal estudiado (1980/81 – 2005/06).

4.- IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LOS RECURSOS HÍDRICOS EN LA CABECERA DEL RÍO TAJO

Los cambios en el clima observados en las últimas décadas han causado impactos tanto en sistemas naturales como humanos, en todos los continentes y en todos los océanos. Estos cambios en el clima, claramente responsable de los impactos observados, pueden ser evaluados mediante la simulación y modelización de los mismos.

En este apartado se explica el procedimiento llevado a cabo para la obtención de los datos climáticos, así como una breve explicación del procedimiento de generación de los mismos, llevado a cabo por los grupos de investigación especialistas en esta materia.

4.1.- Escenarios de cambio climático

Los escenarios de cambio climático están basados en escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero los cuales varían en un amplio rango de posibilidades que depende tanto del desarrollo socioeconómico: tamaño de la población, actividad económica, estilo de vida, uso de la energía, patrones de uso del suelo y tecnología como de la política climática.

En el ámbito de la investigación del cambio climático, los escenarios de emisiones son contruidos para investigar las consecuencias potenciales del cambio climático antropogénico en el futuro.

Las denominadas Trayectorias de Concentración Representativas (RCP - Representative Concentration Pathways) describen cuatro trayectorias distintas para las emisiones y concentraciones de gases de efecto invernadero, aerosoles y usos del suelo a lo largo del siglo XXI. Las RCPs incluyen distintos escenarios de emisiones.

En el presente estudio se ha aplicado un escenarios con una situación intermedia de emisiones (RCP4.5) y un escenario de altas emisiones (RCP8.5), cuyas características se describen en la Tabla 4.

Tabla 4. Características de los escenarios de cambio climático

Tipos de escenarios		
	climáticos	Características
RCP 4.5	Emisiones intermedias	- Emisiones estables de metano. - Fuertes programas de reforestación. - Rigurosas políticas climáticas. - Intensidad energética más baja.
RCP 8.5	Altas emisiones	- Bajo desarrollo tecnológico. - Carencia de políticas climáticas. - Población global que alcanza los 12000 millones en el año 2100. - Alta dependencia de combustibles fósiles

Para cada escenario de emisiones, un RCP contiene un conjunto de valores iniciales y una evolución de las emisiones estimadas hasta 2100 basadas en suposiciones sobre la actividad económica, fuentes de energía, crecimiento de la población y otros factores socioeconómicos. Las RCPs se caracterizan por su forzamiento radiactivo total para el año 2100 que oscila entre 2,6 y 8,5 W/m².

En base a estos escenarios de emisiones de cambio climático se realizan las proyecciones climáticas de la zona de estudio, utilizando para ello un escenario de partida histórico (1990 – 2014) y tres períodos distintos de evaluación: el primero, a corto plazo (CP) (2026 – 2050), el segundo, que consideramos a medio plazo (MP) (2051 - 2075) y, por último, el tercero, que consideramos un escenario a largo plazo (LP) (2076 - 2100), tanto para el escenario de emisiones RCP 4.5 como para el RCP 8.5.

4.2.- Evaluación de modelos climáticos

Para realizar predicciones sobre la cuenca de estudio, los modelos de cambio climático simulan las temperaturas y precipitaciones en periodos temporales futuros. Los datos históricos de los distintos modelos han sido extraídos de la web del CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project - <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip5/>). Los datos descargados se han comparado con los datos históricos reales de precipitación y temperatura de la cuenca. En el presente estudio se han comparado cuatro modelos de cambio climático: EC-Earth-Veg (model of ECMWF - European Centre of Medium Range Weather Forecast), GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory), MRI (Meteorological Research Institute) y HadGEM2-ES (Met Office Hadley Centre for Climate Change). Para seleccionar los modelos de cambio climáticos del presente estudio se ha llevado a cabo un análisis multi-objetivo (Pulido-Velázquez et al., 2015). Se ha empleado el indicador Id , que representa la suma de los incrementos en media varianza del año medio para la serie de control con respecto a la serie histórica. Para cada uno de los mencionados modelos se han obtenido cuatro indicadores Id como muestran las ecuaciones:

$$Id(\Delta\mu PP) = \sum_{n=1}^{12} \Delta\mu PP_n; \quad Id(\Delta\sigma PP) = \sum_{n=1}^{12} \Delta\sigma PP_n; \quad Id(\Delta\mu T) = \sum_{n=1}^{12} \Delta\mu T_n; \quad Id(\Delta\sigma T) = \sum_{n=1}^{12} \Delta\sigma T_n$$

Donde $\Delta\mu$ es el incremento en media, $\Delta\sigma$ es el incremento en varianza, PP es la variable precipitación, T es la variable temperatura y n es el mes del año. Los valores de Id para cada variable y cada modelo nos permitirán hacer un análisis multi-objetivo para descartar los modelos que resulten peores.

4.3.- Proyecciones climáticas

La generación de proyecciones climáticas es un elemento fundamental en el proceso de análisis del cambio climático. La herramienta básica para realizar estimaciones de proyecciones climáticas son los modelos de circulación general

acoplados océano-atmósfera (AOGCM - Atmosphere-Ocean Global Circulation Model) que se desarrollan en centros internacionales de investigación climática.

Tradicionalmente, estos modelos están basados en la proyección de las variables físicas que gobiernan el comportamiento de los distintos componentes del sistema climático, pero la nueva generación de modelos globales que se está desarrollando incorpora aspectos del medio ambiente químico y biológico, tales como una vegetación activa y una bioquímica oceánica, además de aumentar la resolución espacial.

Estos modelos proporcionan las características a grandes rasgos de las proyecciones climáticas, pero la gran escala a la que trabajan hace que sea necesario aplicar técnicas de regionalización (ó downscaling) para que sea efectiva su aplicación en estudios territoriales.

Al hablar de regionalización nos referimos al proceso de aumento de resolución para adaptar las proyecciones de gran escala generadas por los modelos climáticos globales a las características regionales o locales muy influidas por la orografía, contraste tierra-agua, uso de suelo, etc. Estos modelos de cambio climático regionalizados con áreas limitadas y resolución de hasta unos pocos kilómetros se denominan modelos climáticos regionales (RCM –Regional Climate Model).

Además, se ha realizado una corrección para eliminar los sesgos existentes en los datos climáticos (Chen, 2013). Todo el procesamiento de datos, análisis estadístico y correcciones se realizaron en R y el paquete “qmap” (Gudmundsson, 2012). La técnica de corrección de sesgo a partir del algoritmo del “quantile mapping” se ha utilizado para ajustar la distribución de los datos de los modelos de cambio climático (EC-Earth-Veg, GFDL, MRI y HadGEM-ES) con la finalidad de que los valores estén orientados al de los datos observados (AEMET). Estos métodos utilizan diferentes funciones para transformar la distribución de los datos modelizados para que coincidan con la distribución de los datos reales. En el caso concreto de estudio, las cinco funciones

utilizadas son las transformaciones paramétricas (PTF) (parametric transformations), las transformaciones derivadas de distribución (DIST) (distribution derived transformations), el “quantile mapping” no paramétrico utilizando cuantiles empíricos (QUANT) (non-parametric quantile mapping using empirical quantiles), el “quantile mapping” no paramétrico utilizando cuantiles empíricos robustos (RQUANT) (non-parametric quantile mapping using robust empirical quantile) y el “quantile mapping” utilizando una spline de suavizado (SSPLIN) (quantile mapping using a smoothing spline), se adjunta la web oficial de referencia (https://www.rdocumentation.org/packages/CSTools/versions/2.0.0/topics/CST_QuantileMapping).

A partir de un análisis comparativo entre las distintas funciones, el método de las transformaciones paramétricas, que ajusta una transformación paramétrica cuantil-cuantil de los valores observados y los modelados, fue el que proporcionó los mejores resultados (Vigna et al., 2020) y, por lo tanto, se reproduce en el presente estudio. El desempeño de estos métodos de corrección de sesgos estadísticos para reducir la escala de las variables meteorológicas de los modelos de cambio climático se ha considerado satisfactorio en diferentes estudios hidroclimatológicos (Vaghefi, 2019), por lo que es de fundamental su aplicación para este tipo de metodologías.

Finalmente, se han obtenido del modelo de cambio climático una serie de datos, tanto históricos como a medio y largo plazo, de las variables climáticas de temperatura y precipitación a escala diaria. Estas variables, como se ha visto anteriormente, sirven como datos de entrada y se utilizan en el modelo SWAT, previamente calibrado y validado, para obtener para cada periodo de estudio y escenario de cambio climático una serie de caudales diarios. Estos caudales serán la base para determinar el impacto del cambio climático sobre el régimen hidrológico de la cuenca de estudio.

5.- RESULTADOS

Tras la introducción de los datos de entrada del modelo (Series climáticas, mapa topográfico, mapa de usos del suelo y mapa de tipos de suelo), se procedió a la calibración del modelo en toda la extensión de la cuenca y los puntos de estudio específicos mediante el uso de datos observados medios de caudales restituidos facilitados por Instituto Euromediterráneo del Agua.

En el análisis de sensibilidad se comprobó la sensibilidad de los parámetros escogidos y se seleccionaron los más sensibles y, a continuación, se realizó la calibración de dichos parámetros en los distintos puntos de control de la cuenca de estudio. El periodo de calibración seleccionado durante la aplicación del modelo SWAT fue de 15 años (1990-2004), considerándose un periodo de calentamiento de 5 años. Tras la calibración de los parámetros se procedió a la validación del modelo con un periodo de 13 años (2005-2017). En los apartados siguientes se describen los resultados obtenidos en cada una de estas etapas: análisis de sensibilidad, calibración y validación del modelo en cada uno de los puntos de estudio.

5.1.- Análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo SWAT

El análisis de sensibilidad y la calibración de los parámetros del modelo SWAT se llevaron a cabo automáticamente en SWAT-CUP premium utilizando el algoritmo SPE. Para identificar los parámetros más sensibles para el modelo hidrológico, partimos de un análisis de sensibilidad previo realizado en la cabecera de la zona de estudio (A Modelling Approach to Forecast the Effect of Climate Change on the Tagus-Segura Interbasin Water Transfery, Senent-Aparicio et al., 2021) y, a partir de estos parámetros, se realiza el proceso de calibración del resto de la cuenca. Los parámetros utilizados inicialmente en el análisis se incluyeron por ser parámetros frecuentemente utilizados en estudios similares. Los parámetros utilizados en el análisis de sensibilidad del presente modelo quedan descritos en la Tabla 4, extraída de la sección de

materiales complementarios del artículo citado anteriormente (<https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs11269-021-02919-y#Sec21>).

Tabla 4. Parámetros utilizados en el análisis de sensibilidad del modelo SWAT (Senent-Aparicio J., 2021)

Parameter	Description	P-value range	Ranking
CN2.mgt	Initial SCS runoff curve number	0.00	1
RCHRG_DP.gw	Deep aquifer percolation fraction	0.00 – 0.01	2
GWQMN.gw	Threshold depth of water in the shallow aquifer for return flow to occur (m)	0.00 – 0.15	3
ALPHA_BNK.rte	Baseflow alpha factor for bank storage	0.00 – 0.30	4
ESCO.hru	Soil evaporation compensation factor	0.00 – 0.49	5
GW_REVAP.gw	Groundwater revap coefficient	0.00 – 0.82	6
CANMX.hru	Maximum canopy storage (mm)	0.12 – 0.59	7
GW_DELAY.gw	Aquifer recharge delay (days)	0.13 – 0.55	8
ALPHA_BF.gw	Baseflow recession constant (days)	0.14 – 0.62	9
CH_N1.sub	Manning's "n" value for the tributary channels	0.19 – 0.65	10
EPCO.hru	Plant uptake compensation factor	0.19 – 0.76	11
OV_N.hru	Manning's "n" value for overland flow	0.21 – 0.79	12
REVAPMN.gw	Threshold depth of water in the shallow aquifer for revap (m)	0.24 – 0.45	13
SOL_AWC.sol	Soil available water content (mm/mm)	0.55 – 0.94	14
CH_N2.rte	Manning's "n" value for the main channel	0.80 – 0.96	15

Tras las simulaciones realizadas en el anterior estudio mediante el software SWAT-CUP con todos los parámetros (15 parámetros), se obtuvieron los valores estadísticos de P-Value, definiendo así el ranking en el que se observa la sensibilidad de cada parámetro, es decir, la influencia relativa de cada parámetro en los resultados finales obtenidos con el modelo.

A partir de este análisis se pudo comprobar que seis de los parámetros escogidos eran muy influyentes en el modelo. Los parámetros más sensibles fueron: CN2, RCHRG_DP, GWQMN, ALPHA_BNK, ESCO y GW_REVAP.

5.2.- Calibración y validación del modelo SWAT

Tras el análisis de sensibilidad, además de los seis más sensibles, se añadió un nuevo parámetro aplicado para toda la cuenca, LAT_TTIME (tiempo de transferencia del flujo lateral en días), y se procedió a la calibración de los siete parámetros

mediante SWAT-CUP premium y su algoritmo SPE. Se realizaron un total de 1000 simulaciones divididas en dos lotes de 500 simulaciones cada una, empleándose como función objetivo el coeficiente KGE. Los valores calibrados de los parámetros se presentan en la Tabla 5. En el nombre de los parámetros (Tabla 5), R_ se refiere a un cambio relativo, es decir, el cambio en el parámetro existente se realiza de manera ponderada (debe de ser multiplicado por 1+el valor obtenido en la calibración), V_ significa que el valor del parámetro existente debe ser directamente reemplazado por el valor obtenido en la calibración, y, por último, A_ se refiere a cambio absoluto, es decir, el valor obtenido debe ser añadido al valor existente del parámetro.

Tabla 5. Valores calibrados de los parámetros para la cuenca de estudio

Parámetro	Valor calibrado
R_CN2.mgt	0.66%
V_RCHRG_DP.gw	0.504
V_GWQMN.gw	1205
V_ALPHA_BNK.rte	0.217
V_ESCO.hru	0.899
V_GW_REVAP.gw	0.1584
V_LAT_TTIME.hru	43.74

Durante el proceso de calibración se logró maximizar la función objetivo hasta alcanzar un valores de KGE bastante aceptables en cada uno de los puntos de control de la cuenca de estudio, al igual que el resto de los estadísticos. Las Tablas 6, 7 y 8 muestran las medidas de error y ajuste de las series de caudales obtenidas en calibración y validación para los diferentes estadísticos durante el período estudiado.

Tabla 6. Medidas de error y ajuste del modelo SWAT - Bolarque

Estadísticos	Calibración 1990-2004	Validación 2005-2017
KGE	0.92	0.77
NSE	0.88	0.60
R ²	0.88	0.71
RMSE	8.20	10.69
PBIAS (%)	3.43	-3.44

Tabla 7. Medidas de error y ajuste del modelo SWAT - Almoguera

Estadísticos	Calibración 1990-2004	Validación 2005-2017
KGE	0.92	0.77
NSE	0.88	0.61
R²	0.89	0.72
RMSE	8.30	10.76
PBIAS (%)	3.59	-3.14

Tabla 8. Medidas de error y ajuste del modelo SWAT - Aranjuez

Estadísticos	Calibración 1990-2004	Validación 2005-2017
KGE	0.90	0.79
NSE	0.88	0.66
R²	0.89	0.74
RMSE	8.81	10.85
PBIAS (%)	6.15	-0.22

Los resultados de salida del modelo SWAT se muestran también gráficamente. A continuación, se muestran las series mensuales de caudales (Q) simulados frente a observados para el periodo de calibración (Figura 7, 9 y 11) y validación (Figura 8, 10 y 12).

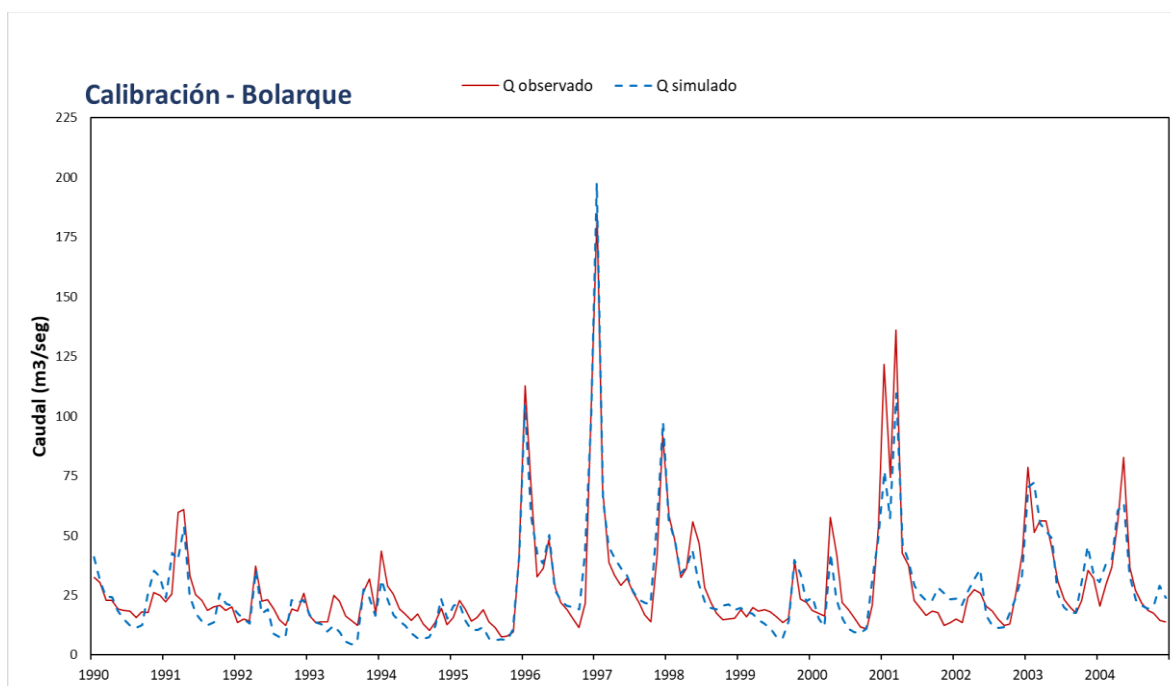


Figura 7. Serie de caudales obtenidos en el modelo SWAT para el periodo de calibración - **Bolarque**

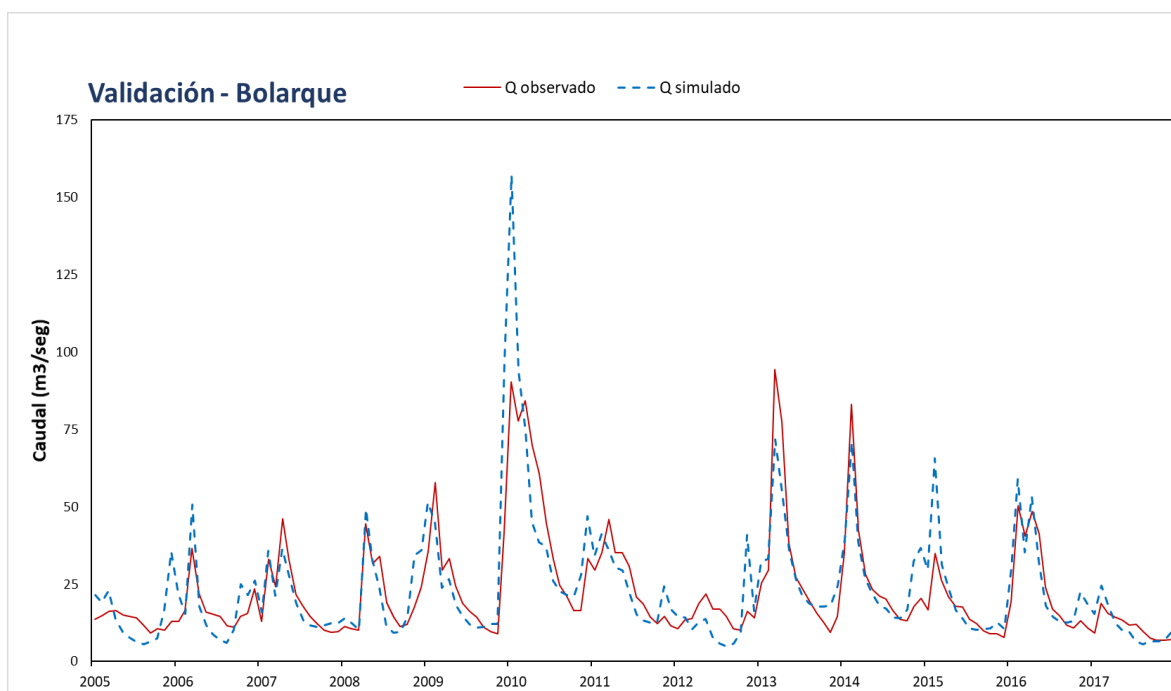


Figura 8. Serie de caudales obtenidos en el modelo SWAT para el periodo de validación - **Bolarque**

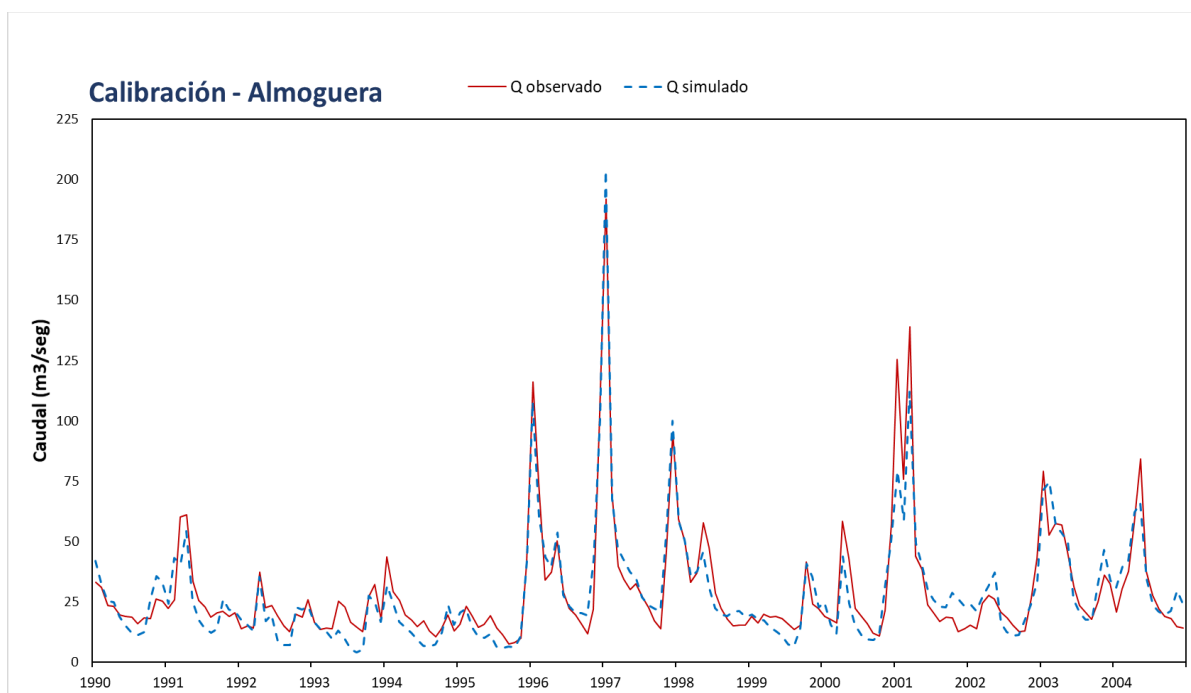


Figura 9. Serie de caudales obtenidos en el modelo SWAT para el periodo de calibración - **Almoguera**

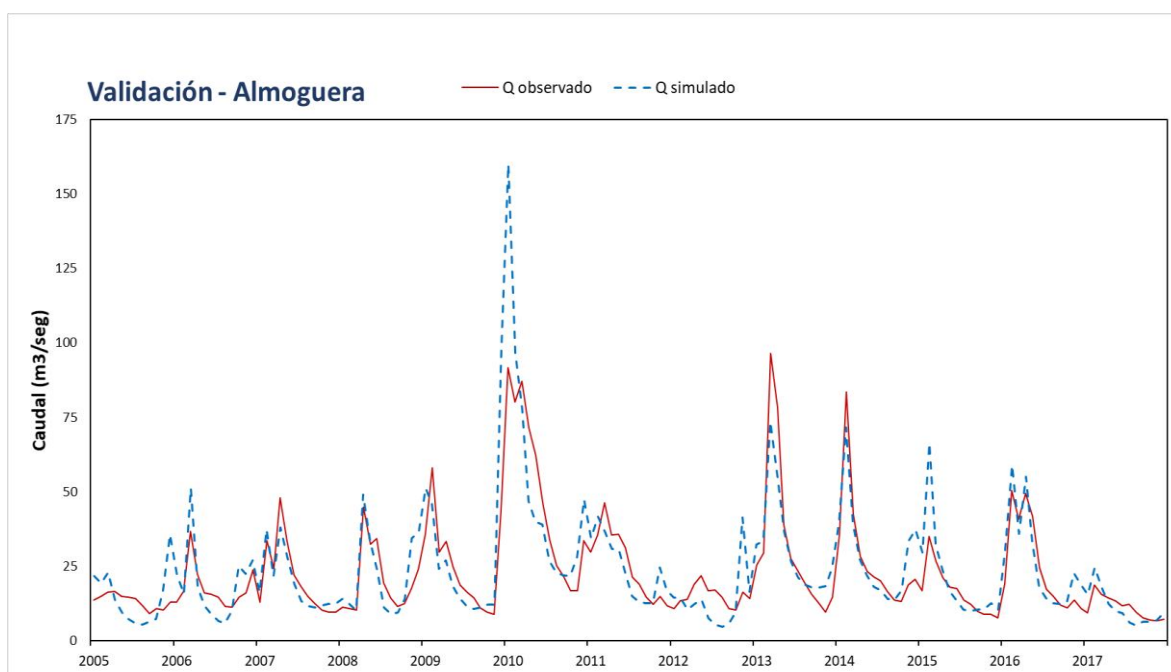


Figura 10. Serie de caudales obtenidos en el modelo SWAT para el periodo de validación - **Almoguera**

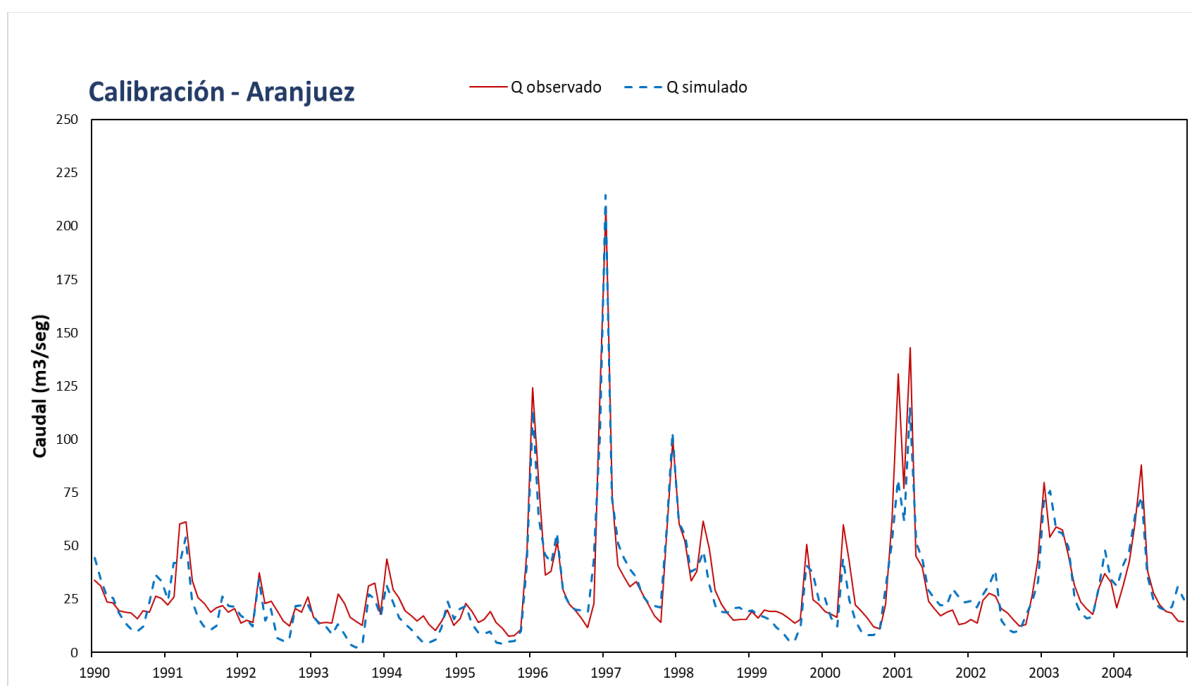


Figura 11. Serie de caudales obtenidos en el modelo SWAT para el periodo de calibración - Aranjuez

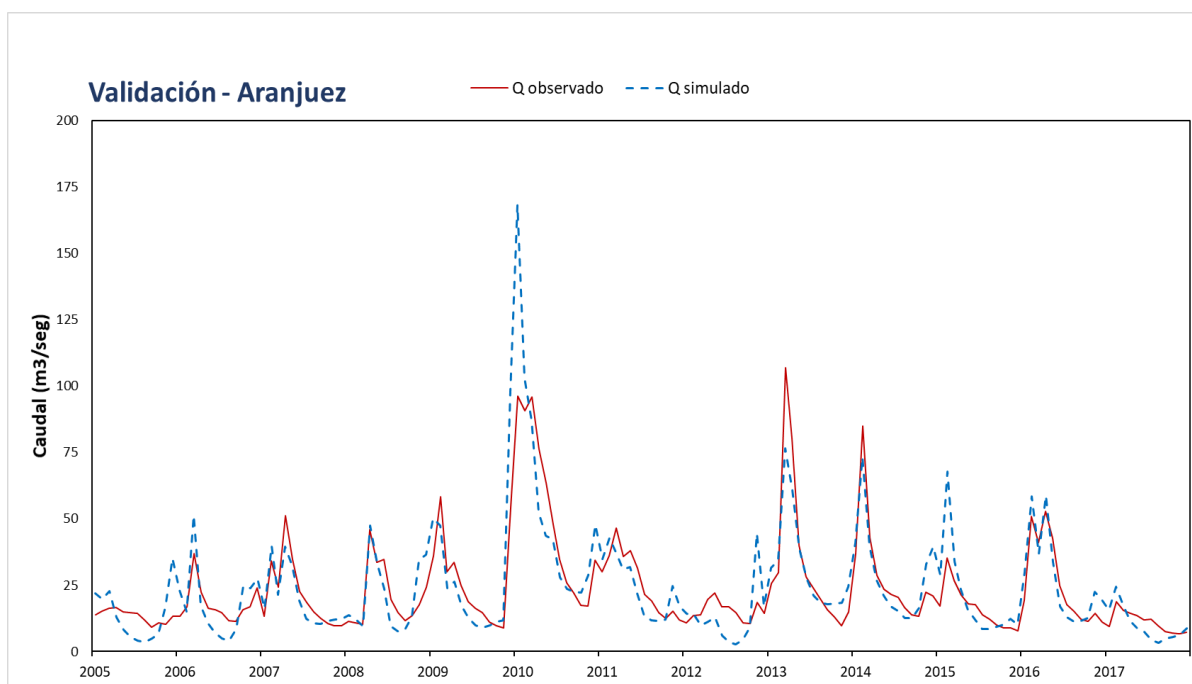


Figura 12. Serie de caudales obtenidos en el modelo SWAT para el periodo de validación - Aranjuez

5.3.- Régimen de caudales ecológicos

Tras la calibración y validación del modelo SWAT, se procedió a la estimación de caudales ecológicos según las metodologías empleadas por el plan hidrológico de cuenca de la demarcación hidrográfica del Tajo a partir de los datos extraídos de la simulación. Se ha empleado el período temporal 1980/81 – 2005/06 para ir acorde a la serie temporal en el actual plan de cuenca y, en efecto, poder contrastar los datos de caudales ambientales obtenidos de la simulación del modelo a escala diaria y las distintas masas de agua en los puntos de control de la instrucción. Los resultados obtenidos tras la aplicación de los métodos hidrológicos se muestran a continuación en las Tablas 9, 10 y 11, donde se han utilizado los códigos de las masas de agua establecidos en el plan de cuenca para identificar cada punto y comparar con los obtenidos del modelo SWAT.

Tabla 9. Contraste de caudales ecológicos por los métodos hidrológicos - Bolarque

Método	PHT 0107021 (m^3/s)	Modelo SWAT (m^3/s)
Qb	11.44	11.26
Q95	10.21	6.61
Q85	12.85	9.86

Tabla 10. Contraste de caudales ecológicos por los métodos hidrológicos - Almoguera

Método	PHT 0105021 (m^3/s)	Modelo SWAT (m^3/s)
Qb	11.23	11.13
Q95	10.02	6.35
Q85	12.63	9.72

Tabla 11. Contraste de caudales ecológicos por los métodos hidrológicos - Aranjuez

Método	PHT 0101021 (m^3/s)	Modelo SWAT (m^3/s)
Qb	11.75	10.95
Q95	10.5	5.97
Q85	13.2	9.68

5.4.- Impacto del cambio climático

Para la selección del modelo con mejor desempeño para predecir el impacto del cambio climático, se ha aplicado la metodología descrita anteriormente (Pulido-Velázquez et al., 2015) y, para cada uno de los modelos propuestos, se muestran en la Tabla 12 los valores estadísticos obtenidos (*Id*) para la elección del modelo con mejor ajuste. La elección de un modelo de cambio climático se basa en la búsqueda de un índice *Id* menor, que representa un margen de error menor y, en su defecto, una mayor similitud de los datos del modelo con los datos climáticos reales. Finalmente, el modelo de cambio climático que se ha seleccionado ha sido el HadGEM-ES y se han comparado ambos escenarios de emisiones (RCP4.5 y RCP8.5) para el período de estudio (corto, medio y largo plazo).

Tabla 12. Indicadores Id para los modelos de cambio climático

Modelo	Precipitación		Temperatura		<i>Id</i>
	<i>Id</i> (V_1S_1)	<i>Id</i> (V_1S_2)	<i>Id</i> (V_2S_1)	<i>Id</i> (V_2S_2)	
HadGEM-ES	0.49	2.47	0.64	1.85	5.45
EC-Earth-Veg	1.80	2.07	0.65	1.83	6.36
GFDL	5.70	3.16	1.3	3.57	13.76
MRI	7.47	4.29	1.10	3.15	16.02

Una vez seleccionado el modelo, se estudian las afecciones que produciría el cambio climático ante situaciones de emisiones variables y, como era de esperar por la localización de la zona de estudio, la tendencia general es que el porcentaje de precipitaciones se reduzca, en alguno de los casos de manera significativa. Caso contrario, lógicamente, con las temperaturas medias, donde la tendencia es que con el paso de los años aumenten. De igual manera, y tras la combinación de ambas

variables, el régimen de caudales se espera que sea menor en cada uno de los escenarios estudiados. Se muestran en la Tabla 13 dichos resultados, dejando en evidencia la afección del cambio climático a escala anual sobre el régimen hidrológico de la cuenca de la cabecera del Tajo.

Tabla 13. Cambio relativo en la precipitación, temperatura media y caudales a escala anual en los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 en la cabecera del río Tajo con el modelo HadGEM-ES

Período	RCP	Variación por Cambio Climático		
		Precipitación	Temperatura	Caudal
		(%)	(°C)	(%)
Corto Plazo	4.5	-0.04	+2.12	-0.40
(2026 – 2050)	8.5	-2.96	+2.35	-1.68
Medio Plazo	4.5	-5.10	+2.93	-5.08
(2051 – 2075)	8.5	-20.66	+4.18	-43.98
Largo Plazo	4.5	-11.95	+3.58	-20.51
(2076 – 2100)	8.5	-24.14	+6.30	-46.45

6.- CONCLUSIONES

En este trabajo se ha modelizado la cuenca de la cabecera del río Tajo mediante el modelo hidrológico SWAT. Para ello ha sido necesaria la recopilación de la información necesaria para la implementación del modelo: información meteorológica (precipitación y temperatura) e información espacial (modelo digital del terreno, mapa de usos del suelo y mapa de suelos).

El ciclo hidrológico de la zona de estudio se ha calibrado mediante el uso de series de caudales restituidos en régimen natural procedentes del Instituto Euromediterráneo del Agua. En la calibración del modelo (1990 – 2004), la función objetivo se maximizó hasta alcanzar en cada uno de los puntos de control (Bolarque, Almoquera y Aranjuez) valores de KGE iguales o superiores a 0,90. El resto de los estadísticos de ajuste del modelo alcanzaron en la calibración valores iguales o superiores a 0,77 para NSE, iguales o superiores a 0,88 para R2, 8.20 o superiores para RMSE y valores entre 3.43% y 6.15% para PBIAS. En la fase de validación del modelo (2005 – 2017) se han obtenido valores de 0,77 o superiores para KGE, 0.60 o superiores para NSE, 0.71 o superiores para R2, 10.69 o superiores para RMSE y valores entre -3.44% para PBIAS. Los resultados mostrados en este estudio justifican su uso y demuestran la validez del modelo desarrollado a escala de cuenca que permitan reflejar el comportamiento hidrológico de la cuenca de la cabecera del río Tajo.

El régimen ecológico de la cuenca se ha estudiado a partir de la aplicación de las técnicas empleadas por el actual plan de cuenca de la demarcación hidrográfica del Tajo, cuyos resultados por parte de los datos provenientes del modelo SWAT indican un comportamiento aceptable para el cálculo de caudales ambientales frente a los expuestos en las distintas masas de agua por parte de la instrucción en cada uno de los puntos de control. Se justifica el buen rendimiento del modelo y la utilización de sus datos para reproducir los caudales mínimos de la zona de estudio a partir de la aplicación de los distintos métodos hidrológicos, obteniendo valores de referencia

para los caudales básicos de $11.44 \text{ m}^3/\text{s}$ por parte del plan de cuenca y $11.26 \text{ m}^3/\text{s}$ por parte del modelo, en el caso de Bolarque, $11.23 \text{ m}^3/\text{s}$ por parte del plan de cuenca y $11.13 \text{ m}^3/\text{s}$ en el modelo, en el caso de Almoguera, y, por último, para el punto de control en Aranjuez unos $11.75 \text{ m}^3/\text{s}$ en el plan de cuenca y $10.95 \text{ m}^3/\text{s}$ por parte del modelo SWAT. Los resultados indican la orientación coherente de los resultados establecidos en la instrucción frente a los valores simulados.

Siguiendo las tendencias previstas, el análisis del cambio climático sobre el régimen hidrológico de la cuenca aborda como resultados afecciones significativas en cada uno de los escenarios temporales y de emisiones que se simulan en el presente estudio a partir del modelo de cambio climático seleccionado (HadGEM-S). Las precipitaciones presentan una reducción importante en la zona de estudio, llegando a valores de hasta -24% en el escenario de emisiones más desfavorable (RCP 8.5) y a largo plazo, mientras que las temperaturas incrementan a medida que avanzan en los años, obteniendo valores de hasta +6°C en el peor de los casos. Como es lógico, estas variables afectan directamente a la generación de caudal a lo largo de la zona de estudio, donde la tendencia será la disminución del mismo, acorde al aumento de las temperaturas y la disminución de la lluvia, con valores críticos que en el peor de los casos pueden rondar el -40% a largo plazo.

El investigador principal autor del informe,



Fdo. Javier Senent Aparicio
Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos

ANEXO 1. REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA

Abbaspour, K. C., Johnson, C. A., & Van Genuchten, M. T. (2004). Estimating uncertain flow and transport parameters using a sequential uncertainty fitting procedure. *Vadose Zone Journal*, 3(4), 1340-1352.

Abbaspour, K. C., Rouholahnejad, E., Vaghefi, S., Srinivasan, R., Yang, H., & Kløve, B. (2015). A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. *Journal of Hydrology*, 524, 733-752.

Abbaspour, K. C., Yang, J., Maximov, I., Siber, R., Bogner, K., Mieleitner, J., ... & Srinivasan, R. (2007). Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. *Journal of hydrology*, 333(2-4), 413-430.

Alcázar, J. (2007). El método del caudal básico para la determinación de caudales de mantenimiento. Aplicación a la cuenca del Ebro. Tesis Doctoral.

Arnold, J. G., Allen, P. M., & Bernhardt, G. (1993). A comprehensive surface-groundwater flow model. *Journal of hydrology*, 142(1-4), 47-69.

Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., & Williams, J. R. (1998). Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34(1), 73-89.

Beven, K., & Binley, A. (1992). The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes*, 6(3), 279-298.

Chen, J.; Brissette, F.P.; Chaumont, D.; Braun, M. (2013). Performance and uncertainty evaluation of empirical downscaling methods in quantifying the climate change impacts on hydrology over two North American river basins. *J. Hydrol.* 479, 200–214.

Conesa-García, C. (1990). *El campo de Cartagena. Clima e hidrología de un medio semiárido*. Universidad de Murcia, Murcia.

Eberhart, R., & Kennedy, J. (1995). *A new optimizer using particle swarm theory*. In Micro Machine and Human Science, 1995. MHS'95., Proceedings of the Sixth International Symposium on (pp. 39-43). IEEE.

García-Pintado, J., Martínez-Mena, M., Barberá, G. G., Albaladejo, J., y Castillo, V. M. (2007). Anthropogenic nutrient sources and loads from a Mediterranean catchment into a coastal lagoon: Mar Menor, Spain. *Science of the Total Environment*, 373(1), 220-239.

García-Pintado, J., Barberá, G. G., Erena, M., & Castillo, V. M. (2009). Calibration of structure in a distributed forecasting model for a semiarid flash flood: Dynamic surface storage and channel roughness. *Journal of hydrology*, 377(1-2), 165-184.

Gassman, P.W.; Reyes, M.; Green, C.H.; Arnold, J.G. (2007). The soil and water assessment tool: Historical development, applications, and future directions. *Trans. ASABE*, 50, 1211-1250.

Green, W.H. & Ampt, G.A. (1911). Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Sciences*, 4, 11-24.

Gupta, H. V., Sorooshian, S., & Yapo, P. O. (1999). Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2), 135-143.

Hargreaves, G. L., Hargreaves, G. H., & Riley, J. P. (1985). Agricultural benefits for Senegal River basin. *Journal of irrigation and Drainage Engineering*, 111(2), 113-124.

Kuczera, G., & Parent, E. (1998). Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models: the Metropolis algorithm. *Journal of Hydrology*, 211(1-4), 69-85.

Long, D., Longuevergne, L., Scanlon, B.R. (2014). Uncertainty in evapotranspiration from land surface modeling, remote sensing, and GRACE satellites. *Water Resour. Res.* 50, 1131-1151.

Lorenzo-Lacruz J, Vicente-Serrano SM, López-Moreno JJ et al (2010). The impact of droughts and water management on various hydrological systems in the headwaters of the Tagus River (central Spain). *J Hydrol* 386:13–26.

Martens, B., Miralles, D., Lievens, H., Van Der Schalie, R., De Jeu, R., Fernández-Prieto, D., Beck, H., Dorigo, W. and Verhoest, N. (2017). GLEAM v3: Satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture, *Geosci. Model Dev.*, 10(5), 1903-1925.

Miralles, D., Holmes, T., De Jeu, R., Gash, J., Meesters, A. and Dolman, A. (2011). Global landsurface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15(2), 453-469.

Molina-Navarro E, Martínez-Pérez S, Sastre-Merlín A, Bienes-Allas R (2014). Hydrologic Modeling in a Small Mediterranean Basin as a Tool to Assess the Feasibility of a Limno-Reservoir. *J Environ Qual* 43:121–131.

Monteith, J.L. (1965). *Evaporation and the environment*. p. 205-234. In The state and movement of water in living organisms. 19th Symposia of the Society for Experimental Biology, Cambridge Univ. Press, London, U.K.

Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900.

Nash, J.; Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290.

NRCS (1986). *Urban Hydrology for Small Watersheds TR-55*. USDA Natural Resource Conservation Service Conservation Engineering Division Technical Release 55, p.164

Neitsch, S.L.; Arnold, G.; Kiniry, J.R.; Williams, J.R. (2009). Soil and Water Assessment Tool, Theoretical Documentation, Texas.

Palau, A. (1994). Los mal llamados caudales “ecológicos”. Bases para una propuesta de cálculo. *OP (Obras Públicas)*, 28(2): 84-95.

Palau, A. & Alcázar J. (1996). The basic flow: an alternative approach to calculate minimum environmental instream flows. In: Proc. 2nd International Symposium on Habitat Hydraulics. Ecohydraulics 2000. Vol A: 547-558. Quebec (Can).

Pilgrim, D. H., Chapman, T. G., & Doran, D. G. (1988). Problems of rainfall semiarid regions. *Hydrological Sciences Journal*, 33(4), 379-400.

Priestley, C. H. B., & Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly weather review*, 100(2), 81-92.

Pulido-Velazquez D, García-Aróstegui, J.L., Molina, J.L. y Pulido-Velazquez M. (2015). Assessment of future groundwater recharge in semi-arid regions under climate change scenarios (Serral-Salinas aquifer, SE Spain). Could increased rainfall variability increase the recharge rate?. *Hydrol. Process*. 29, 828–844.

Senent-Aparicio, J., López-Ballesteros, A., Cabezas, F. *et al.* (2021). A Modelling Approach to Forecast the Effect of Climate Change on the Tagus-Segura Interbasin Water Transfer. *Water Resour Manage* 35, 3791–3808.

Sloan, P.G. & Moore, I.D. (1984). Modeling subsurface stormflow on steeply sloping forested watersheds. *Water Resources Research*, 20(12), 1815–1822.

Smedema, L.K. & Rycroft, D.W. (1983). *Land drainage: planning and design of Agricultural Drainage Systems*, Batsford, London.

SWAT User's Manual, (2000). <https://swat.tamu.edu/media/1290/swat2000theory.pdf>

USDA-SCS (1972). *National Engineering Handbook*. Section 4. Hydrology. Department of Agriculture. Soil Conservation Service. Washington.

Vaghefi, S.A.; Iravani, M.; Sauchyn, D.; Andreichuk, Y.; Goss, G.; Faramarzi, M. (2019). Regionalization and parameterization of a hydrologic model significantly affect the cascade of uncertainty in climate–impact projections. *Clim. Dyn.* 53, 2861–2886.

Van Griensven, A., & Meixner, T. (2006). Methods to quantify and identify the sources of uncertainty for river basin water quality models. *Water Science and Technology*, 53(1), 51-59.

Vigna, Ingrid, Velia Bigi, Alessandro Pezzoli, and Angelo Besana. (2020). Comparison and Bias-Correction of Satellite-Derived Precipitation Datasets at Local Level in Northern Kenya. *Sustainability* 12(7), 7-9.

Yang, J. H., & Chang, C. C. (2008). Efficient residue number system iterative modular multiplication algorithm for fast modular exponentiation. *IET Computers & Digital Techniques*, 2(1), 1-5.

ANEXO 2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO SWAT

SWAT es un modelo de simulación continua, semi-distribuido, y físicamente basado, que opera a escala diaria. Fue desarrollado por el Dr. Jeff Arnold en el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos con la Universidad de Texas. SWAT fue principalmente creado para predecir el impacto de las prácticas humanas sobre los recursos hídricos y sobre los sedimentos en cuencas grandes y complejas, con variedad de tipos de suelos, diferentes usos del suelo y condiciones de explotación a lo largo del tiempo. Es un modelo matemático, el cual consiste en la representación de un sistema idealizado con propiedades estructurales importantes de un sistema real, a través de ecuaciones que expresan el funcionamiento de los procesos y las relaciones entre las variables y los parámetros.

Para la simulación de procesos hidrológicos, SWAT divide la cuenca hidrográfica en subcuencas basándose en la red de drenaje y en la topografía. SWAT considera la heterogeneidad espacial de una cuenca dividiendo las subcuencas en múltiples unidades de respuesta hidrológica (HRUs). Las HRUs consisten en zonas homogéneas con el mismo tipo de suelo, uso del suelo y pendiente. El modelo SWAT se materializa en ArcGIS o QGIS integrando diversos datos geoespaciales para representar con precisión las características de la cuenca. SWAT necesita un modelo de elevación del terreno, un mapa de usos del suelo, datos sobre el tipo de suelo y datos climáticos de la zona de estudio. Y se utilizan estos datos como entradas para el análisis de la simulación hidrológica de la escorrentía superficial y recarga de aguas subterráneas.

La simulación de la hidrología de la cuenca en SWAT es separada en dos fases. La primera fase es la fase terrestre del ciclo hidrológico (Figura 15). La fase terrestre determina la cantidad de agua, la carga de sedimentos, nutrientes y pesticidas incorporados al cauce principal de cada subcuenca. La segunda fase es la fase del agua del ciclo hidrológico que queda definida por el encauzamiento y movimiento del agua, de los sedimentos y de los demás componentes determinados en la primera fase a

través de la red de cauces de la cuenca hacia el punto de salida. Además de realizar un seguimiento del flujo en el canal, SWAT modela la transformación de las sustancias químicas en la corriente y en el lecho del cauce.

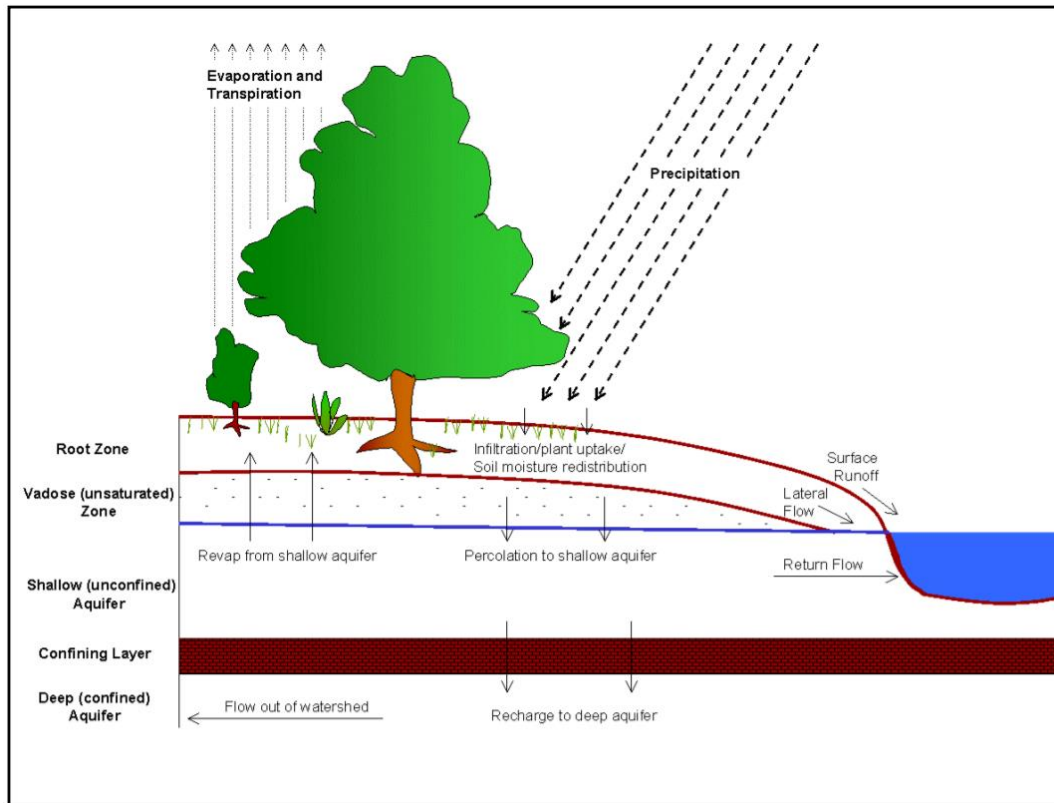


Figura 15. Esquema de la fase terrestre del ciclo hidrológico en SWAT. Fuente: SWAT User's Manual (2000).

SWAT simula el ciclo hidrológico basándose en el balance hídrico, estando este balance controlado por el clima (Abbaspour et al., 2015). La ecuación de balance hídrico que rige los componentes hidrológicos del modelo SWAT es la siguiente (Neitsch et al., 2009):

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw})$$

donde, SW_t es cantidad final de agua en el suelo (mm), SW_0 es la cantidad inicial de agua en el suelo en el día i (mm), R_{day} es la precipitación caída el día i (mm), Q_{surf} es la

cantidad de escorrentía superficial en el día i (mm), E_a es la evapotranspiración ocurrida el día i (mm), W_{seep} es la cantidad de agua que percola el día i (mm) y Q_{gw} es el flujo de retorno el día i (mm).

El clima de una cuenca proporciona los aportes de humedad y energía que controlan el balance hídrico y que determinan la importancia relativa de los diferentes componentes del ciclo hidrológico. Las variables climáticas requeridas por SWAT son la precipitación diaria, la temperatura máxima y mínima del aire, la radiación solar, la velocidad del viento y la humedad relativa. Estas variables pueden ser introducidas como datos observados o pueden ser generados durante la simulación.

El modelo SWAT asume para la modelización del agua en el cauce que el agua circula por canales trapezoidales y en régimen de lámina libre. Aplica la ecuación de Manning para calcular la velocidad de flujo. El agua circula por la red de canales utilizando el método de enrutamiento de almacenamiento variable o el método de Muskingum. Con este procedimiento se van agregando los flujos drenados en cada HRU hasta el punto de salida.

Componentes del modelo SWAT

La precipitación puede ser interceptada por la vegetación o caer a la superficie terrestre. Una vez en la superficie, el agua se infiltra en el suelo, o bien, fluye por la superficie como escorrentía. La escorrentía fluye relativamente rápido hasta el canal o río, contribuyendo al caudal del río a corto plazo. El agua infiltrada puede quedar retenida en el suelo y después evapotranspirar, puede moverse lateralmente en el perfil del suelo hasta llegar al cauce, o llegar lentamente y a largo plazo al sistema superficial a través de caminos subterráneos. Una última opción es que el agua percole y se convierta en recarga del acuífero. A continuación se describen brevemente los diferentes procesos involucrados en la fase terrestre del ciclo hidrológico recogido en la Figura 15.

1.- Escorrentía superficial

La escorrentía superficial se produce cuando la precipitación que alcanza la superficie del suelo excede su capacidad de infiltración. A medida que aumenta la humedad en el suelo, dicha infiltración va disminuyendo. SWAT calcula el volumen de escorrentía superficial mediante dos procedimientos: el método del número de curva del Servicio de Conservación de Suelos de Estados Unidos (SCS) (USDA-SCS, 1972) y el método de infiltración de Green y Ampt (1911). En el presente estudio se utiliza como procedimiento para estimar la escorrentía superficial el Método del Número de Curva del SCS. La ecuación para el Método del Número de Curva es la siguiente:

$$Q_{surf} = \frac{(R_{day} - I_a)^2}{(R_{day} - I_a + S)}$$

donde Q_{surf} es la escorrentía superficial (mm), I_a es la intercepción y la infiltración previa a la generación de escorrentía (mm), R_{day} es la precipitación (mm) y S es el parámetro de retención, el cual varía espacial y temporalmente y se define mediante la siguiente fórmula:

$$S = 25,4 \cdot \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right)$$

donde CN es el número de curva y para su cálculo existen tablas que proporcionan el valor del número de curva según el tipo de terreno (NRCS, 1986).

SWAT basa su clasificación de suelos en los cuatro grupos hidrológicos (A, B, C y D) que establece el Servicio de Conservación de Recursos Naturales (NRCS) de EE.UU. Estos grupos se basan en su comportamiento frente a condiciones idénticas de precipitación y cubierta vegetal. Los suelos del grupo A son suelos con bajo potencial de escorrentía. Tienen una alta tasa de infiltración. Arenas y gravas con conductividad alta. Los del grupo B son suelos con una tasa de infiltración moderada, poseen texturas que van desde lo moderadamente fino a lo moderadamente grueso con conductividad

media. Los suelos del grupo C son suelos con una tasa de infiltración lenta. Su textura es fina y su conductividad lenta. Y por último, los del grupo D son suelos con alto potencial de escorrentía, con tasa de infiltración muy lenta debido a la presencia de terrenos casi impermeables en capas someras. Su conductividad es muy lenta.

También se tiene en cuenta las condiciones previas de humedad: 1.Seco (punto de marchitez), 2.Humedad media y 3.Húmedo (capacidad del suelo máxima). Donde los números de curva para las condiciones 1 y 3 se calculan con las siguientes ecuaciones:

$$CN_1 = CN_2 - \frac{20 \cdot (100 - CN_2)}{\left[100 - CN_2 + e^{2,533 - 0,0635 \cdot (100 - CN_2)}\right]} \quad CN_3 = CN_2 \cdot e^{0,00673 \cdot (100 - CN_2)}$$

El parámetro de retención del suelo (S) se puede obtener en SWAT de dos maneras diferentes: Por el método tradicional, que es función del perfil de contenido de humedad del suelo, o de una manera alternativa, según la evapotranspiración acumulada de las plantas, de esta manera se obtiene CN menos dependiente del almacenamiento del suelo y más dependiente del clima precedente. Cuando el parámetro de retención varía con el perfil de humedad contenida en el suelo, la ecuación utilizada es la siguiente:

$$S = S_{\max} \cdot \left[1 - \frac{SW}{(SW + e^{w1 - w2 \cdot SW})}\right]$$

donde S es el valor del parámetro de retención en un día dado (mm), $S_{\max}$ es el máximo valor que puede alcanzar (mm), SW es el contenido de agua en el suelo del perfil completo excluyendo la cantidad del punto de marchitez (mm), w1 y w2 son coeficientes de las capas que se calculan teniendo en cuenta que el parámetro de retención calculado con CN1 corresponde al punto de marchitez en contenido de agua en el suelo, que el parámetro de retención calculado con CN3 corresponde a la

capacidad del perfil de humedad del suelo y que cuando el suelo está saturado el número de curva es 99 y $S = 2.54$.

$$W1 = \ln\left(\frac{FC}{1 - S_3 * S_{max}^{-1}} - FC\right) + W2 * FC$$

$$W2 = \frac{\left(\ln\left(\frac{FC}{1 - S_3 * S_{max}^{-1}} - FC\right) - \ln\left(\frac{SAT}{1 - 2.54 * S_{max}^{-1}} - SAT\right)\right)}{SAT - FC}$$

donde FC es la cantidad de agua en el suelo a su capacidad de campo (mm), S_3 es el parámetro de retención para CN3, S_{max} es el parámetro de retención para CN1, SAT es la cantidad de agua en el suelo cuando está saturado.

Cuando el parámetro de retención (S) lo calculamos en función de la evaporación de las plantas, se calcula mediante:

$$S = S_{prev} + E_0 \cdot e^{\left(\frac{-CNCOE \cdot S_{prev}}{S_{max}}\right)} - R_{day} + Q_{surf}$$

donde S_{prev} parámetro de retención del día anterior (mm), E_0 es la evapotranspiración potencial del día buscado (mm d^{-1}), CNCOE es el coeficiente de peso para el cálculo de CN dependiendo de la evapotranspiración, R_{day} la precipitación del día (mm), Q_{surf} es la escorrentía superficial. El valor inicial del parámetro de retención está definido como $S = 0.9 * S_{max}$.

SWAT incorpora un conjunto de datos de escorrentía para simular el desfase de la escorrentía superficial que se produce cuando el tiempo de concentración (tiempo desde que empieza a llover hasta que el caudal de salida se estabiliza) es superior a 1 día y solo una parte de la escorrentía llega al canal principal el día que es generada. Una vez que se ha calculado la escorrentía la cantidad de ella que llega al canal principal se calcula utilizando las siguientes ecuaciones:

$$Q_{surf} = (Q'_{surf} + Q_{stor,i-1}) \cdot \left(1 - e^{\left(\frac{-surlag}{t_{conc}} \right)} \right)$$

donde Q_{surf} es la cantidad de escorrentía descargada en el canal principal el día dado (mm), Q'_{surf} es la escorrentía generada en el día dado (mm), $Q_{stor,i-1}$ es la escorrentía almacenada o retrasada del día previo (mm), $surlag$ es el coeficiente de retraso de la escorrentía, t_{conc} es el tiempo de concentración (h).

La intercepción del agua por las ramas y hojas de los árboles puede afectar significativamente a la escorrentía superficial, a la infiltración, y a la evapotranspiración. En el Método del Número de Curva el efecto de la intercepción es considerado dentro de las abstracciones iniciales (I_a), aunque también engloba otros efectos como el almacenamiento superficial del suelo y la infiltración previa a la escorrentía. Las abstracciones se suelen aproximar como 20% del parámetro de retención (S).

2.- Infiltración y flujo lateral

El agua que penetra en el suelo puede percolar a capas más profundas del suelo e incluso recargar el acuífero. Por otro lado, puede también tener un movimiento lateral y contribuir al caudal subterráneo que aflore en cauces más adelante. El agua que retienen las plantas es la mayor parte de toda la que se precipita al suelo. Aunque el movimiento del agua se produce en condiciones saturadas y en no saturadas, SWAT simula directamente solo el flujo saturado ya que asume que el agua está uniformemente distribuida en cada capa. Este flujo saturado se produce cuando el contenido de agua en el suelo sobrepasa su capacidad de campo. El excedente puede percolar a capas más profundas y originar flujo lateral o contribuir al flujo de un cauce.

La percolación se calcula por capa. El agua percola si el contenido en agua excede la capacidad de campo para esa capa y la inferior no está saturada:

$$SW_{ly,excess}=SW_{ly}-FC_{ly} \quad si \quad SW_{ly} > FC_{ly}$$

$$SW_{ly} = 0 \quad si \quad SW_{ly} \leq FC_{ly}$$

donde SW_{ly} , es el volumen de agua que puede drenar (mm), SW_{ly} es el contenido de agua y FC_{ly} es la capacidad de campo (mm).

La cantidad de agua que se mueve de una capa a la siguiente se calcula mediante una ecuación de almacenamiento:

$$w_{perc} = SW_{ly} \cdot (1 - [-\Delta t / TT_{perc}])$$

donde w_{perc} , es la cantidad de agua que percola de la capa calculada a la siguiente (mm), SW_{ly} , es el volumen de agua en movimiento (mm), Δt es el intervalo de tiempo del cálculo (h) y TT_{perc} es el tiempo de viaje de percolación (h).

El flujo lateral será importante en zonas con suelos de alta conductividad hidráulica en las capas superficiales y con una capa impermeable o semipermeable a una profundidad moderada. En esta disposición, la lluvia percolará verticalmente hasta encontrarse con la capa impermeable. El agua entonces se acumula sobre esa capa impermeable creando una zona saturada. Esta es el origen del flujo subsuperficial.

SWAT incorpora un almacenamiento dinámico para modelizar este flujo, subsuperficial desarrollado por Sloan y Moore (1984). En concreto, para calcular el flujo lateral se toma un volumen en una capa inclinada permeable con otra debajo impermeable y, aplicando el principio de continuidad de la masa, se calcula la cantidad de agua acumulada sobre la capa impermeable en la zona saturada.

El caudal desaguado al pie de la pendiente (Q_{lat}) vendrá definido por la siguiente ecuación:

$$Q_{lat} = 24 \cdot H_0 \cdot v_{lat}$$

donde H_0 es el espesor saturado en la salida y dirección normal a la capa (mm/mm), v_{lat} es la velocidad del flujo a la salida (mm·h⁻¹).

En cuencas grandes cuyo tiempo de concentración supera el día, vuelve a aparecer el problema del desfase en la llegada del agua. SWAT aplica una ecuación igual a la del retraso de la escorrentía solo que no hay coeficiente de retraso de la escorrentía, puesto que podemos conocer directamente el tiempo o dejar que SWAT lo estime; en su lugar hay un 1, y en vez del tiempo de concentración, aparece el tiempo de viaje del flujo lateral TT_{lag} (días).

3.- Evapotranspiración

La evapotranspiración es un término que engloba todos los procesos por los cuales el agua líquida o sólida presente en la superficie terrestre o próxima a ella se convierte en vapor. La evapotranspiración, por lo tanto, incluye la evaporación en ríos y lagos, en la superficie del suelo o de las plantas, la evaporación desde dentro de las plantas (transpiración) y la sublimación del hielo y la nieve.

El modelo SWAT ofrece tres métodos para estimar la evapotranspiración potencial: Penman-Monteith (Monteith, 1965), Hargreaves (Hargreaves et al., 1985) y Priestley-Taylor (Priestley y Taylor, 1972).

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial por Penman-Monteith son requeridos los datos de la radiación solar, la temperatura del aire, la humedad relativa y la velocidad del viento; para Priestley-Taylor son necesarios los datos de la radiación solar, la temperatura del aire y la humedad relativa; mientras que para Hargreaves sólo es requerida la temperatura del aire (temperatura máxima y mínima). En el presente estudio se emplea como procedimiento para estimar la evapotranspiración potencial el método de Hargreaves.

El método de Hargreaves fue derivado originalmente de ocho años de datos de cool-season Alta fescue grass lysimeter data from Davis, California (Hargreaves, 1975). Varias mejoras fueron hechas a la ecuación original (Hargreaves y Samani, 1982 y 1985) y la forma utilizada en el SWAT fue publicada en 1985 (Hargreaves et Al., 1985):

$$\lambda E = 0.0023 \cdot H_0 \cdot (T_{mx} - T_{mn})^{0.5} \cdot (T_{av} + 17.8)$$

Dónde λ es el calor latente de vaporización (MJ kg⁻¹), E_o es la evapotranspiración potencial (mm d⁻¹), H_0 es la radiación extraterrestre (MJ M⁻² d⁻¹), T_{mx} es la temperatura aérea máxima por un día dado (°C), T_{mn} es la temperatura aérea mínima para un día dado (°C), y T_{av} es la temperatura aérea media para un día dado (°C).

Tabla 2:2-2: Variables de ingreso SWAT usadas en los cálculos de la evapotranspiración resumida en esta sección.

Nombre de variable	definición	Nombre de archivo
IPET	Método de evapotranspiración potencial	.bsn
WND_SP	u_z : Velocidad diaria del viento (m/s)	.wnd
CO2	CO_2 : Concentración de dióxido de carbono (ppmv)	.sub
MAX TEMP	T_{mx} : Temperatura diaria máxima (°C)	.tmp
MIN TEMP	T_{mn} : Temperatura diaria mínima (°C)	.tmp
GSI	$g_{l, mx}$: Conductividad máxima de hoja (m s ⁻¹)	crop.dat
FRGMAX	$fr_{g, mx}$: Fracción de conductividad máxima de hoja lograda en el déficit de presión de vapor especificado por vpd_{fr}	crop.dat
VPDFR	vpd_{fr} : El déficit de la presión del vapor que corresponde al valorar dado por $fr_{g, mx}$ (kPa)	crop.dat

4.- Percolación

La percolación es calculada para cada capa del perfil del suelo. Cuando el contenido de agua del suelo excede a la capacidad de campo del suelo de una capa, entonces el agua se filtra a la siguiente capa. Cuando la capa de suelo está congelada, SWAT no calcula el flujo de agua de la capa.

5.- Flujo de retorno y recarga al acuífero

El flujo de retorno, o flujo base, es el volumen de caudal que procede de aguas subterráneas. El agua que entra en el perfil del suelo por percolación o infiltración se filtra a través de la zona vadosa antes de convertirse en recarga superficial del acuífero. El modelo SWAT divide las aguas subterráneas en dos sistemas acuíferos. Un acuífero poco profundo no confinado que contribuye con el flujo de retorno a las corrientes dentro de la cuenca, y un acuífero profundo y confinado que contribuye al flujo de retorno a las corrientes fuera de la cuenca (Arnold et al., 1993). Además del flujo de retorno, el agua almacenada en el acuífero poco profundo puede reponer la humedad en el perfil del suelo en condiciones muy secas o ser eliminada directamente por la planta.

El balance hídrico para el acuífero superficial no confinado se calcula con la siguiente ecuación.

$$aq_{sh,i} = aq_{sh,i-1} + W_{rchrg} - W_{revap} - W_{deep} - W_{pump,sh}$$

donde $aq_{sh,i}$ es la cantidad de agua diaria almacenada en el acuífero superficial (mm), $aq_{sh,i-1}$ es la cantidad de agua almacenada en el acuífero superficial del día i al día $i-1$ (mm), W_{rchrg} es la cantidad de recarga en el acuífero en un día i (mm), Q_{gw} es el flujo base en un día i (mm), W_{revap} es la cantidad de agua de la zona suelo en respuesta a las deficiencias en un día i (mm), W_{deep} es la cantidad de agua que percola del acuífero superficial al acuífero profundo (mm) y $W_{pump,sh}$ es la cantidad de agua que proviene del acuífero superficial para ser descargada (mm).

La recarga utilizada por SWAT tiene en cuenta el desfase en la recarga desde que el agua abandona el perfil del suelo y llega al acuífero. La función de retraso se calcula de forma iterativa con datos de campo.

$$W_{rchrg,i} = \left[1 - e^{\frac{-1}{\delta_{gw}}} \right] \cdot W_{deep} + e^{\frac{-1}{\delta_{gw}}} \cdot W_{rchrg,i-1}$$

donde W_{rchrg} , es la recarga que entra a los acuíferos el día i (mm), δ_{gw} es el retraso del tiempo de drenaje desde las formaciones superiores (días), W_{deep} es la cantidad total de agua existente en la parte inferior del perfil de agua en el día i (mm), $W_{rchrg,-1}$ es la recarga del día $i-1$.

SWAT calcular la cantidad de agua existente en la parte inferior del perfil del suelo con la siguiente ecuación:

$$W_{deep} = w_{perc,ly=n} + w_{crk,btm}$$

donde W_{perc} , es la cantidad de agua que percola de la capa más baja (mm), W_{crk} , es la cantidad de agua que le llega al acuífero por un tipo de flujo llamado de Bypass.

Toda la recarga así calculada se distribuye entre los acuíferos superficiales y profundo mediante un coeficiente β_{deep} , que es la fracción del flujo total que percola al acuífero profundo (W_{deep}). El acuífero superficial contribuye al flujo base del canal principal de la subcuenca (Q_{gw}) y el flujo base total generado se obtiene de la siguiente expresión:

$$Q_{gw} = \frac{8000 \cdot K_{sat} \cdot h_{wtbl}}{L_{gw}^2}$$

donde K_{sat} es la conductividad hidráulica del acuífero (mm/día), L_{gw} es la distancia desde el sistema de subcuenca que delimita el flujo base hasta el canal principal o cauce (m), h_{wtbl} es la altura del nivel freático (m).

La variación del nivel freático con el tiempo se calcula en SWAT según Smedema y Rycroft (1983) utilizando lo siguiente expresión:

$$\frac{dh_{wtbl}}{dt} = \frac{W_{rchrg,sh} - Q_{gw}}{800 \cdot \mu}$$

donde $W_{rchrg,h}$ es la cantidad de recarga que entra al acuífero superficial (mm), Q_{gw} es el flujo subterráneo hacia el canal principal (mm), μ es el rendimiento específico o cociente entre el volumen de agua drenado entre el volumen de material total del acuífero (m/m).

Si se asume que la variación del flujo está relacionada linealmente con la variación del nivel freático se obtiene el flujo base:

$$\begin{aligned} Q_{gw,i} &= Q_{gw,i-1} \cdot e^{(-\alpha_{gw} \cdot \Delta t) + W_{rchrg,sh} \cdot (1 - e^{(-\alpha_{gw} \cdot \Delta t)})} & \text{si } aq_{sh} > aq_{shthr,q} \\ Q_{gw,i} &= 0 & \text{si } aq_{sh} \leq aq_{shthr,q} \end{aligned}$$

donde $Q_{gw,-1}$ es el flujo subterráneo al canal principal del día anterior al considerado (mm), α_{gw} es la constante de agotamiento del acuífero o constante de recesión del flujo base, aq_{sh} es la cantidad de agua acumulada en el acuífero superficial (mm) y aq_{shthr} es el umbral a partir del cual el acuífero superficial contribuye al flujo base (mm).

El agua del acuífero superficial puede abandonarlo en un movimiento de ascenso cuando las capas superiores a él se encuentran secas. El agua en los capilares del límite superior del acuífero que separa las zonas saturada y no saturada ascenderá y se evaporará. SWAT modeliza este movimiento como una función de la demanda de evapotranspiración. Este proceso es importante en cuencas con acuíferos cercanos a la superficie, por eso también es función del tipo de uso del suelo.

La cantidad máxima de agua que puede perder el acuífero por este fenómeno se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$w_{revap,max} = \beta_{rev} \cdot E_0$$

donde $w_{revap,max}$ es la cantidad de agua máxima que se pierde (mm), β_{rev} es el coeficiente “revap”, E_0 es la evapotranspiración potencial para el día calculado (mm).

El balance hídrico para el acuífero profundo confinado se obtiene con la siguiente ecuación:

$$aq_{dp,i} = aq_{dp,i-1} + W_{deep} - w_{pump.dp}$$

donde aq_{dp} , es la cantidad de agua almacenada en el acuífero profundo (mm), $aq_{dp,-1}$ es la almacenada en el acuífero profundo el día anterior (mm), W_{deep} es la percolación desde el acuífero superficial al profundo (mm) y $w_{pump,dp}$ es la cantidad de agua extraída del acuífero profundo si existiese algún bombeo (mm).

Finalmente, el agua que alcanza el acuífero profundo se considera una pérdida del sistema.