



# **CALIBRACIÓN Y EXPLOTACIÓN DEL MODELO AGREGADO EN HBV DE LAS CUENCAS HIDROLÓGICAS DEL LOS RÍOS BÉRCHULES Y MECINA EN EL ÁMBITO DE SIERRA NEVADA (GRANADA).**

**Granada, enero de 2015**



**El presente informe ha sido realizado por el Instituto  
Geológico y Minero de España**

**Autores:**

**Jorge Jódar Bermudez  
José Antonio Cabrera Arrabal  
Sergio Martos Rosillo**

**Dirección y supervisión:**

**Sergio Martos Rosillo**

**Granada, enero de 2015**



# ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	2
ÍNDICE DE TABLAS	3
1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	4
2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	4
2.1 Localización geográfica	4
2.2. Relieve	5
2.3 Marco geológico	6
2.4 Edafología.	10
2.5. Hidrología superficial.	11
2.6. Marco hidrogeológico	13
2.7 Marco climático	16
3. MODELACIÓN NUMÉRICA	17
3.1 El Código HBV	17
3.1.1 Módulo de fusión de nieve	19
3.1.2 Módulo de humedad en el suelo	20
3.1.3 Módulo de evapotranspiración	21
3.1.4 Cálculo del balance de humedad en el suelo	22
3.1.5 Cálculo de la escorrentía subsuperficial y balance de agua en la celda subsuperficial	23
3.1.6 Cálculo del balance y la escorrentía subterránea	24
3.1.7 Cálculo de la escorrentía total	24
3.2. Modelo Numérico HBV	25
3.2.1 Modelo conceptual	25
3.2.2 Calibración del modelo HBV	26
3.2.3 Aplicación del modelo HBV a la cuenca del río Mecina	34
4. CONCLUSIONES	36
5. REFERENCIAS	37



## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la zona de estudio en Sierra Nevada.	4
Figura 2. Mapa de altitud de la cuenca alta de los ríos Bérchules (línea roja) y Mecina (línea azul) (a partir del modelo digital del Terreno, IGN 2005).	6
Figura 3. Esquema geológico del borde meridional de Sierra Nevada. 1 y 2: Complejo Nevado-Filábride; 1. Micaesquistos del manto del Mulhacén, 2. Micaesquistos del manato del Veleta. 3 y 4 Complejo Alpujárride. 3. Cuarzitas y esquistos cuarcíticos del Manto del Murtas. 4. Calizas y dolomías del Manto de Cástaras. 5. Materiales detríticos neógenos-cuaternarios (Tomado de Pulido-Bosch et al. 1993).	9
Figura 4. Mapa geológico de las cuencas de los ríos Bérchules y Mecina (Fuente: GEODE)	10
Figura 5. Red hidrográfica de las cuencas de los ríos Bérchules y Mecina (Fuente: GEODE)	12
Figura 6. Hidrograma del río Bérchules medido en la estación aforo de Narila correspondiente al periodo 1970-2013	12
Figura 7. Caudal mensual promedio y percentiles principales de la serie de caudales medidos en la estación de aforo de Narila	13
Figura 8. Esquema idealizado de una zona de alteración en rocas ígneas y metamórficas (Singhal y Gupta, 2010)	14
Figura 9. Esquema conceptual de funcionamiento hidrogeológico de la Alpujarra (Pulido-Bosch y Sbih, 1995). 1. Acequia sin revestir. 2. Careo en una fractura abierta (sima). 3. Careo en una superficie permeable. 4. Circulación por las zonas de alteración A, B y C. 5. Circulación por la roca madre (zona D). 6. Remanentes. 7. Salidas difusas de tipo permanente hacia el río y hacia los manantiales que se localizan en sus proximidades.	16
Figura 10. Variación mensual promedio de la precipitación (P), la temperatura (T) y la evapotranspiración (PET) obtenida en las estaciones meteorológicas virtuales de (A) Bérchules y (B) Mecina.	17
Figura 11. Esquema general del modelo HBV	19
Figura 12. Relación entre la humedad del suelo (eje horizontal) y el coeficiente de filtración con distintos valores de $\beta$	21
Figura 13. Relación entre (ETR/ETP) y PWP	22
Figura 14. Hidrograma calculado correspondiente al periodo de calibración (línea azul) y validación (línea verde) e hidrograma medido (línea roja) en la cuenca del río Bérchules	29

Figura 15. (A) .Hidrograma calculado correspondiente al periodo de calibración (línea azul) y validación (línea verde) e hidrograma medido (línea roja) de la cuenca del río Bérchules (B) Hidrograma calculado (línea negra) e intervalo de confianza [10%-90%] obtenido tras correr las 5000 simulaciones llevadas a cabo por el proceso de Monte Carlo (intervalo azul).	30
Figura 16. Relación entre el caudal calibrado con HBV en la cuenca del río Bérchules y el caudal observado en la estación de aforo de Narila.	31
Figura 17. Hidrograma mensual promedio obtenido para las cuencas (A) del río Bérchules y (B) del arroyo Mecina. Los caudales observados y calculados se representan con una línea continua y discontinua, respectivamente. También se presentan los intervalos de confianza obtenidos mediante las simulaciones de Monte Carlo (intervalo azul).	32
Figura 18. Términos promedio del balance del modelo HBV en las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina	32
Figura 19. Términos promedio del balance del modelo HBV correspondientes a la escorrentía superficial (QSTZ) y sub-superficial (QSUZ), en las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina	33
Figura 20. Términos promedio del balance del modelo HBV correspondientes a la escorrentía superficial (QSTZ) y sub-superficial (QSUZ), en las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina	33
Figura 21. Términos promedio del balance del modelo HBV correspondientes al caudal total de descarga (Total), y los caudales de descarga procedentes de la lluvia (Rainfall) y de la fusión de la nieve (Snow), para las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina.	35

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Características geográficas de las cuencas hidrográficas del río Bérchules y del arroyo Mecina.	5
Tabla 2. Estaciones meteorológicas usadas. Donde los tipos P y T hacen referencia a estación pluviométrica y termométrica, respectivamente.	17
Tabla 3. Parámetros del modelo HBV.	25
Tabla 4: Parámetros del modelo HBV obtenidos tras la calibración, e intervalo de variación de los parámetros considerado para la generación de los sets parámetros para el análisis de Montecarlo.	26
Tabla 5. Caudal mensual promedio de descarga medido y calculado para la cuenca del río Bérchules.	31
Tabla 6. Caudal mensual promedio de descarga calculado para la cuenca del arroyo Mecina.	34



# 1. Introducción y objetivos

En este trabajo se presenta una nueva calibración del modelo agregado HBV de la cuenca del río Bérchules, con objeto de reproducir, con el máximo ajuste posible, la respuesta observada de la cuenca en términos del hidrograma medido en la estación de aforo de Narila. Por otro lado, se ha simulado el comportamiento de la cuenca del río Mecina, donde no existe estación de aforo en la que calibrar los datos, utilizando para ello los parámetros calibrados del modelo HBV en la cuenca del río Bérchules y los datos meteorológicos correspondientes a la cuenca del Mecina.

## 2. Descripción de la zona de estudio

### 2.1 Localización geográfica

La zona de estudio se corresponde con las cuencas del río Bérchules y del arroyo Mecina, ambas situadas en el sureste de la Península Ibérica, concretamente en la Comarca de las Alpujarras (vertiente sur de Sierra Nevada, provincia de Granada, (Fig.1).

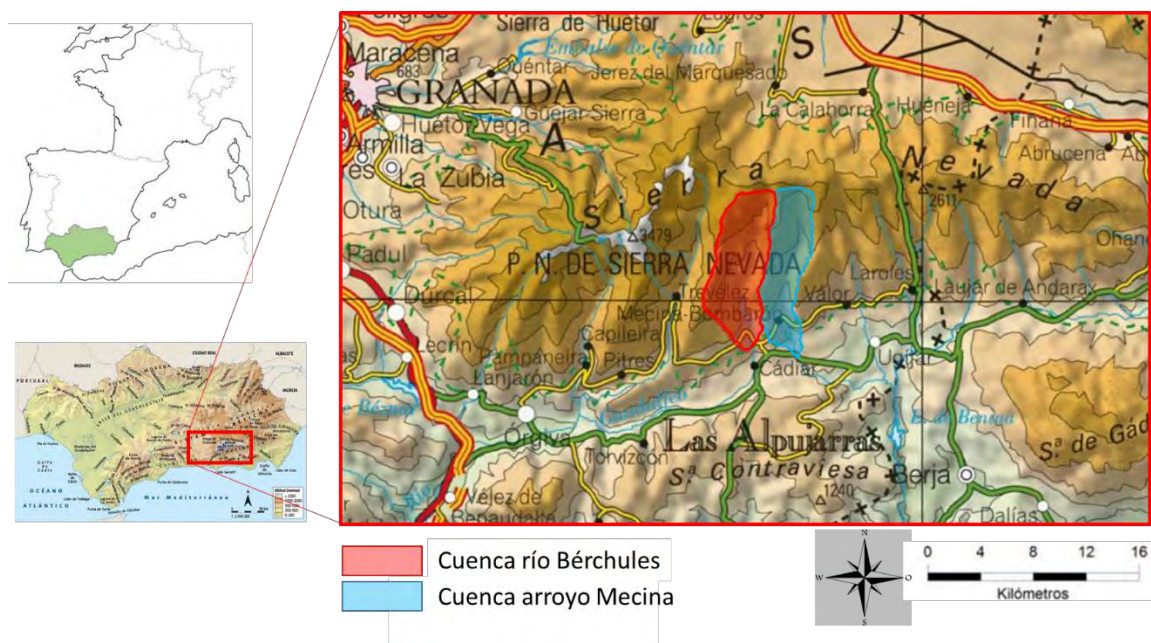


Figura 1. Localización de la zona de estudio en Sierra Nevada.

La cuenca hidrográfica del río Bérchules se extiende en una superficie total de 67,63 km<sup>2</sup>, si bien, hasta su confluencia con el Guadalfeo esta dispone de una superficie total de 77 km<sup>2</sup>. La cuenca hidrográfica del arroyo Mecina se encuentra situada inmediatamente al E de la cuenca del río Bérchules, compartiendo ambas cuencas una divisoria de aguas a lo largo de unos 16 km que discurren en dirección N-S. La superficie asociada a la cuenca hidrográfica del arroyo Mecina es de 55,25 km<sup>2</sup>.

Desde el punto de vista administrativo la cuenca del río Bérchules se encuentra en la Cuenca del río Guadalfeo, y el arroyo Mecina es tributario de la cuenca del río Adra. Ambas cuencas constituyen subcuencas de la Cuenca Mediterránea Andaluza.

## **2.2. Relieve**

Los dos elementos principales del relieve del área investigada, dispuestos en dirección este-oeste, los constituyen la línea de cumbres de Sierra Nevada, que define la divisoria septentrional, y, al sur, el corredor de Las Alpujarras, por el que discurre el cauce del río Guadalfeo y algunos de los tramos de los cauces que dan lugar al río Grande de Adra. Entre la cumbre de Sierra Nevada y el Corredor de La Alpujarra, existe una alternancia de lomas y valles, de dirección norte-sur, que definen el típico paisaje alpujarreño. Estos valles son los que definen las cuencas hidrográficas tanto del río Bérchules como del arroyo Mecina.

Las cuencas objeto de estudio se ubican en una región topográficamente accidentada, con una altitud media de 1970 m y cotas comprendidas entre los 2900 y los 1000 m s.n.m.. La pendiente media es del 37%, con valores extremos comprendidos entre 0 y 100 %. La Tabla 1 muestra el área asociada a los diferentes intervalos de altitud en los que han sido divididas ambas cuencas.

Tabla 1: Características geográficas de las cuencas hidrográficas del río Bérchules y del arroyo Mecina.

Cuenca hidrográfica Bérchules			Cuenca hidrográfica Mecina		
Altitud Media (m s.n.m.)	Area (ha)	Ratio <sup>(a)</sup> (%)	Altitud Media (m s.n.m.)	Area (ha)	Ratio <sup>(a)</sup> (%)
2766	715	11%	2618	366	7%
2517	1216	18%	2430	773	14%
2223	1503	22%	2180	898	16%
1929	1233	18%	1887	1187	21%
1725	1061	16%	1601	1022	18%
1436	831	12%	1253	553	10%
1204	205	3%	1042	725	13%

(a) Ratio entre la superficie asociada a una cota y la superficie total de la Cuenca hidrográfica

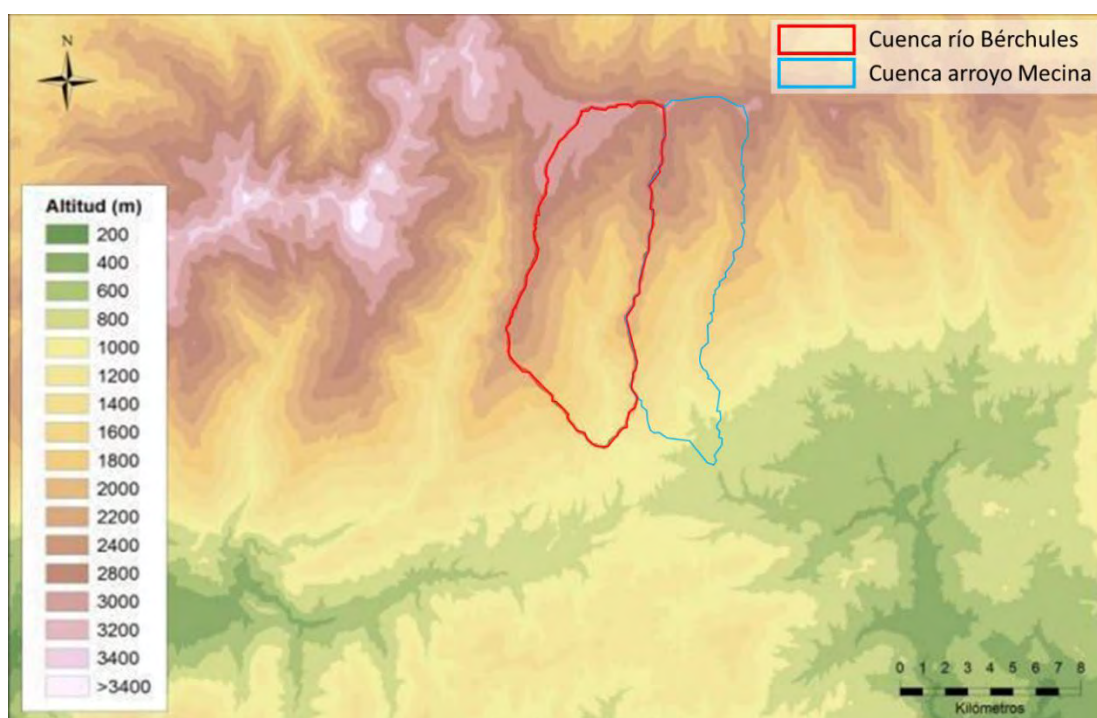


Figura 2. Mapa de altitud de la cuenca alta de los ríos Bérchules (línea roja) y Mecina (línea azul) (a partir del modelo digital del Terreno, IGN 2005).

## 2.3 Marco geológico

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se encuentra en las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas, concretamente en el Complejo Nevado-Filábride. Esta cordillera constituye el extremo más occidental del denominado Orógeno Alpino Perimediterráneo, que se extiende por todo el Sur y Sureste de España a lo largo de unos 600 km de longitud en dirección Este-Oeste, desde el Rift Norteafricano hasta las Islas Baleares, y aproximadamente 20 km de Norte a Sur (Nijhuis, 1964).

El complejo Nevado-Filábride es el complejo metamórfico más bajo de las Zonas Internas. Está constituido básicamente por una secuencia inferior de cuarcitas sobre esquistos grafitosos, y una secuencia superior discordante con una variedad litológica mayor, pero son principalmente esquistos y mármoles (Nijhuis, 1964). Se acepta una edad Paleozoica para la secuencia inferior y Permo-Triásica para la superior, si bien no es exacta, debido a la ausencia de fósiles.

Respetando la nomenclatura existente en la cartografía y la organización tradicional por mantos, de abajo a arriba, en el complejo se pueden diferenciar el manto del Veleta y el manto del Mulhacén (Puga *et al.* 1974).

- Manto del Veleta. Está compuesto básicamente por una sucesión monótona, de unos 2.000 m de espesor, de micaesquistos con pocas masas de anfibolitas y raras de epidotas (Aldaya *et al.* 1979). Aunque los micaesquistos son de diferente naturaleza (feldespáticos, biotíticos y con cloritoide) todos comparten la presencia constante y abundante de grafito, lo que confiere a esta unidad un aspecto grisáceo oscuro. De forma genérica, se puede describir esta unidad como constituida por micaesquistos grafitosos con masas de anfibolita.
- Manto del Mulhacén. Descansa sobre el Manto del Veleta y está constituido básicamente por dos unidades separadas por un contacto mecánico (Aldaya *et al.* 1979); Unidad de Soportújar y Unidad de Lanjarón. Ambas unidades son de mineralogía

análoga pero con diferente grado de metamorfismo. En este manto se distinguen dos unidades principales:

A) *Unidad de Soportújar*. Esta unidad contiene rocas con un claro metamorfismo térmico prealpino, con cristales de grandes dimensiones. Presenta una base compuesta por micaesquistos de mineralogía variable hacia el techo, desde una mineralogía muy compleja, los que constituyen la base, hasta cuarcita al techo, pasando por granates y cloritoide. Este conjunto litológico está formado, sobre todo, por micaesquistos feldespáticos-epidóticos con granate y clorita. La ausencia de grafito le otorga una tonalidad más clara que los materiales infrayacentes, pertenecientes al Manto del Veleta. La Unidad de Soportújar tiene un aspecto más verdoso debido a la presencia de granate y anfíbol. El techo de la unidad está constituido por mármoles cipolínicos (con algunas menas de hierro) con anfíbol y epidota. Intercalados entre los micaesquistos y los mármoles se encuentran algunas capas delgadas de gneises. También es frecuente encontrar en la unidad de Soportújar numerosos lentejones de anfibolitas y ortogneises, relacionados con una intrusión batolítica. En general hay predominio de micaesquistos sobre los mármoles (Aldaya *et al.* 1979).

B) *Unidad de Lanjarón*. Esta unidad se encuentra más al oeste y la serie comienza por una base constituida por micaesquistos grises, fácilmente confundibles con los micaesquistos que conforman el Manto del Veleta, con la salvedad de la presencia de distena. El techo está constituido por mármoles, e igualmente que en la Unidad de Soportújar, se encuentran gneises intercalados. Se puede comprobar que la secuencia de la Unidad de Lanjarón es bastante parecida a la de la Unidad de Soportújar, pero de mineralogía más simple, debido a que la Unidad de Lanjarón no ha sufrido un metamorfismo térmico acusado.

Entre las rocas del Manto del Mulhacén se intercalan y afloran mármoles: son mármoles brechoides (definidos por Puga (1971) como mármoles conglomeráticos) con una matriz de carbonato y bajo grado de metamorfismo. El 50 % del material detrítico son filitas y cloritoesquistos (bajo grado de metamorfismo) y el otro 50 % son rocas del Manto del Mulhacén. Es una formación intraorogénica posterior a algunas de las etapas de deformación sufridas por la Unidad de Soportújar.

Por otro lado, según Estévez *et al.* (1985), el Complejo Alpujarride está formado por los mantos de Lujar: Murtas y Adra, que a su vez se dividen en otra serie de unidades. En la zona por donde discurre el río Bérchules es el manto de Castaras el que aflora predominantemente. Está formado, esencialmente, por una formación calizo-dolomítica de edad Trías medio-superior y una formación de filita y cuarcitas del Permotrias, con un tramo de calco esquistos de transición entre ambas formaciones.

En las cuencas postorogénicas de los llanos de Órgiva, Cádiar y Ugijar afloran materiales neógenos y cuaternarios, de naturaleza margo-limosa con intercalaciones de calizas y conglomerados heterométricos y arenas (Pulido-Bosch *et al.* 1993)

En la figura 3 se presenta un mapa geológico sintético de la Alpujarra, tomado de Pulido-Bosch *et al.* (1993), en el que se puede comprobar que tanto el río Bérchules como el Mecina nacen en los esquistos grafitosos del manto del Veleta y tan solo pasan sobre los materiales alpujarrides en la parte baja su cuenca hidrográfica.

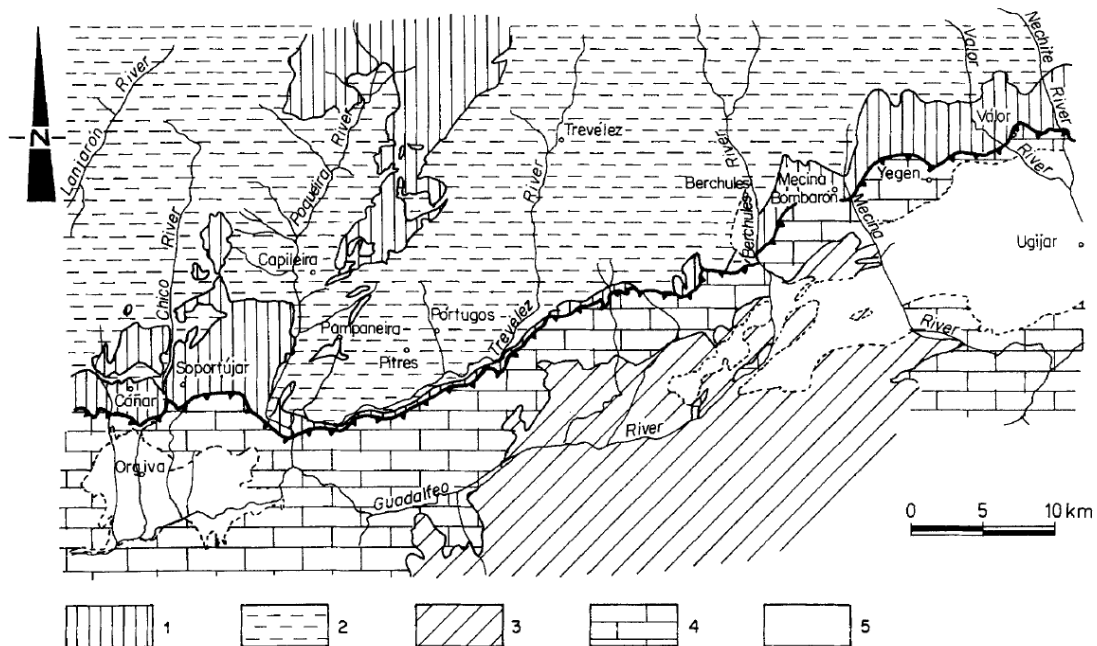


Figura 3. Esquema geológico del borde meridional de Sierra Nevada. 1 y 2: Complejo Nevado-Filábride; 1. Micaesquistos del manto del Mulhacén, 2. Micaesquistos del manato del Veleta. 3 y 4 Complejo Alpujarride. 3. Cuarcitas y esquistos cuarcíticos del Manto del Murtas. 4. Calizas y dolomías del Manto de Cástaras. 5. Materiales detríticos neógenos-cuaternarios (Tomado de Pulido-Bosch *et al.* 1993).

Asimismo, en la figura 4, tomada del proyecto GEODE del IGME, se comprueba, con más detalle, que la práctica totalidad del sector de ambas cuencas estudiadas en este trabajo se desarrolla sobre micaesquistos del manto del Veleta. No obstante, en su tramo final, los ríos discurren sobre materiales cuaternarios superpuestos a filitas y cuarcitas, y rocas carbonatadas alpujárrides.

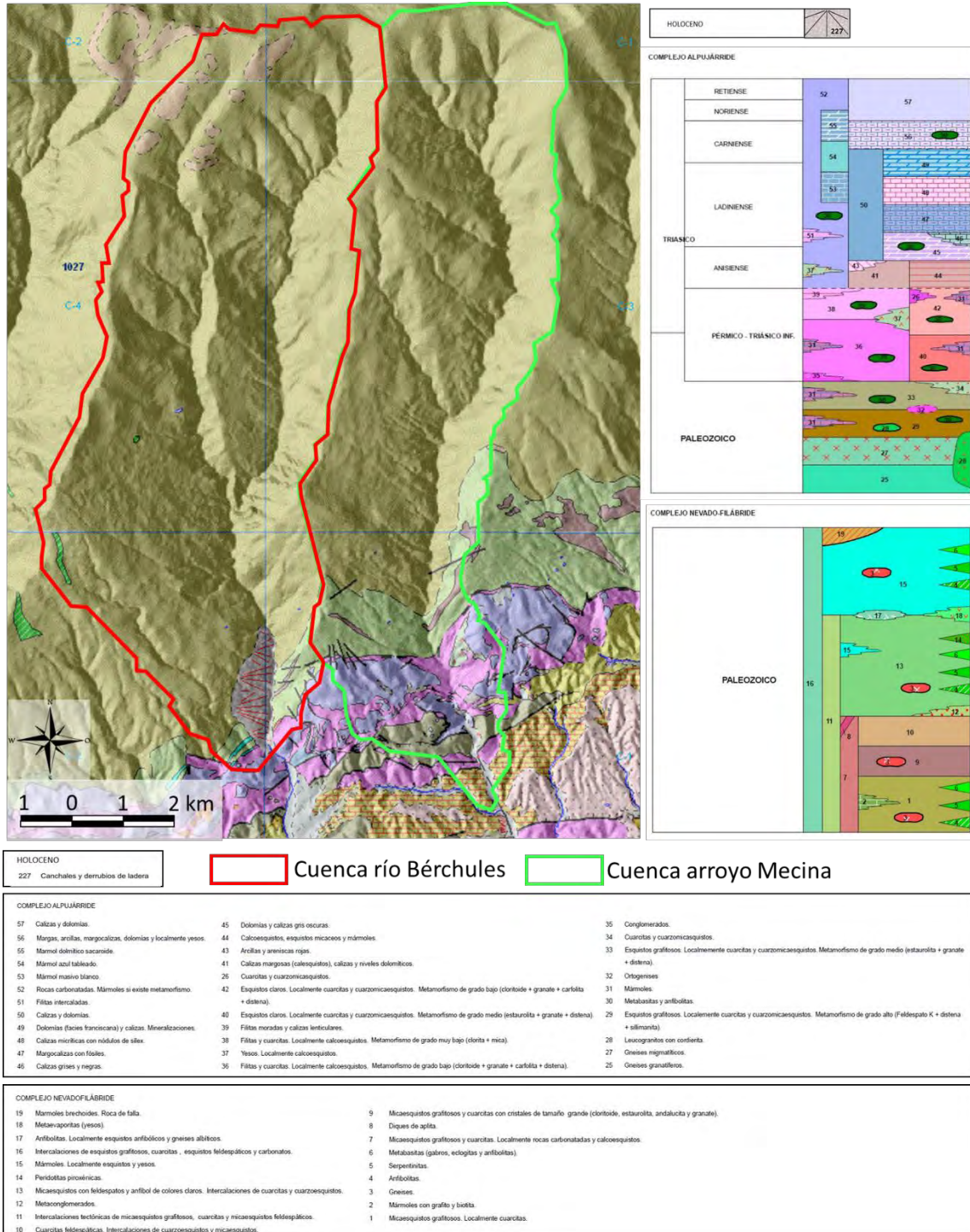


Figura 4. Mapa geológico de las cuencas de los ríos Bérchules y Mecina (Fuente: GEODE)

## **2.4 Edafología**

Los suelos predominantes en estas cuencas son del tipo cambisol y litosol. En efecto, en las partes altas de Sierra Nevada, los suelos están muy poco desarrollados, son someros y tienen una gran abundancia de fragmentos de roca. En las partes bajas de la cuenca los suelos están algo más desarrollados, pero también es característica la presencia de materiales gruesos. En los valles de los ríos y en algunas depresiones se han desarrollado suelos más profundos donde se acumulan elementos finos que les permiten ser aprovechados para su cultivo.

## **2.5. Hidrología superficial**

Las cuencas objeto de estudio presentan una forma más o menos rectangular, alargada en la dirección norte-sur, que coincide con la principal dirección de flujo (Fig. 5).

La red de drenaje principal del río Bérchules está formada por el río Grande de Bérchules, que es el río de mayor longitud, el cual discurre desde el noreste de la cabecera de cuenca, desde los 2600 m s.n.m. hasta la salida en su extremo sur a una cota de 979 m s.n.m.. El río Chico es el segundo en mayor longitud, pero es el que nace a mayor altitud, sobrepasando los 2800 m s.n.m., en el noroeste de la cabecera de cuenca. Este río confluye con el Río Grande aguas abajo de la zona media de la cuenca. A su vez, en la zona oeste de la cuenca, nace el arroyo Barranco de Montina, que confluye con el río Grande en la zona baja de la cuenca. La Rambla del Cairo nace cerca del mismo lugar que el Barranco de Montina, por encima de los 2200 m s.n.m., discurre por la zona suroeste de la cuenca y confluye con el río Grande poco antes de la salida de la cuenca. La superficie de la cuenca hidrográfica del río Bérchules es de 6763 ha.



Las cuencas del río Bérchules y el arroyo Mecina comparten divisoria de aguas, siendo ambas cuencas muy similares tanto en orientación como en tamaño. El arroyo Mecina nace a cotas superiores a los 2800 m s.n.m.. No tiene afluentes relevantes, y el agua de escorrentía discurre por los barrancos laterales hasta alcanzar el cauce principal del arroyo. A cota 800 m s.n.m. desemboca en el río Yátor, el cual a su vez es afluente del río Adra. La superficie de la cuenca hidrográfica del arroyo Mecina considerada es de 5525 ha.

En la desembocadura del río Bérchules se encuentra la estación de aforo de Narila, de la que se dispone de las series de caudales diarios, correspondientes al periodo 1970-2013 (Fig. 6). El hidrograma observado no se corresponde con el hidrograma en régimen natural del río ya que existen derivaciones para riego durante los meses de estiaje. Esto hace que el caudal medido en verano sea inferior al que existiría en régimen natural.

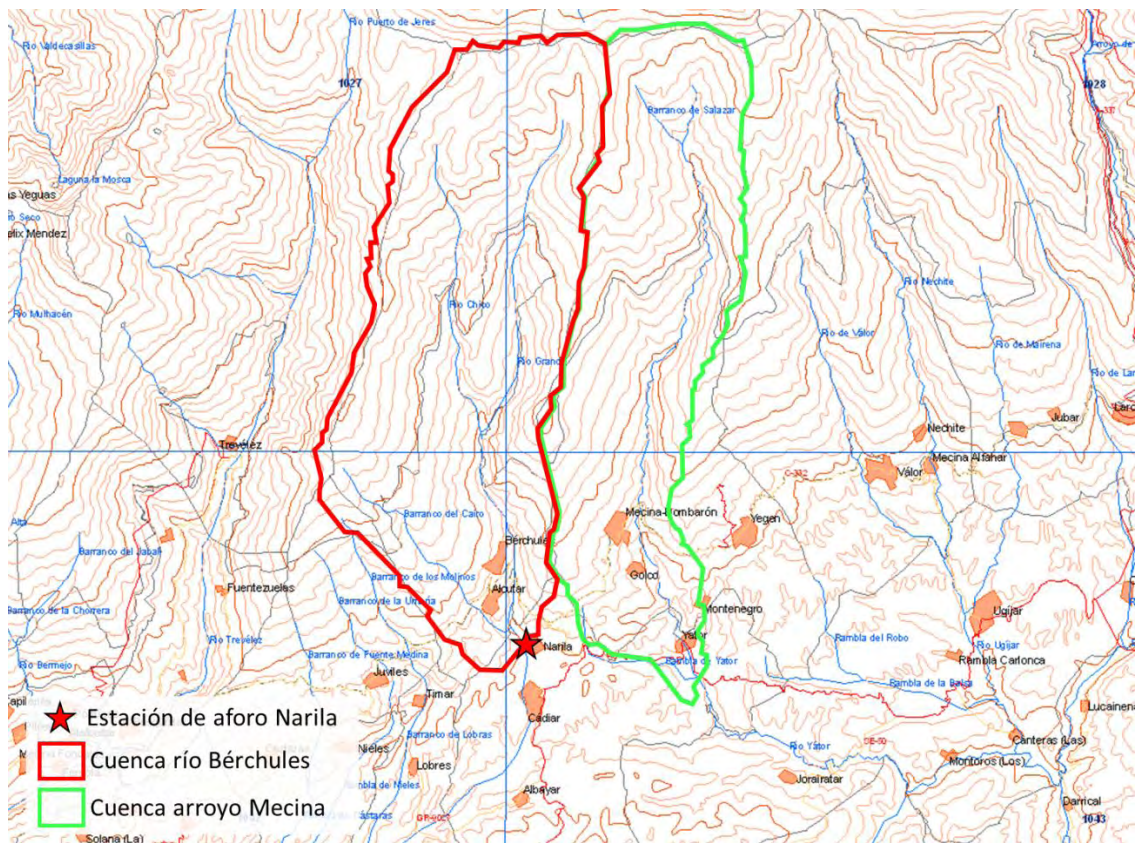


Figura 5. Red hidrográfica de las cuencas de los ríos Bérchules y Mecina (Fuente: GEODE)

Los máximos caudales se producen en los meses de Enero y Mayo, y los menores en los de Julio a Septiembre. Este hidrograma se corresponde con el de un río que presenta un régimen de aportación pluvio-nival; existe un aporte por lluvia en las zonas bajas de la cuenca en invierno, y otro aporte, a finales de primavera, como consecuencia de la fusión de la nieve acumulada en las partes altas de la cuenca.

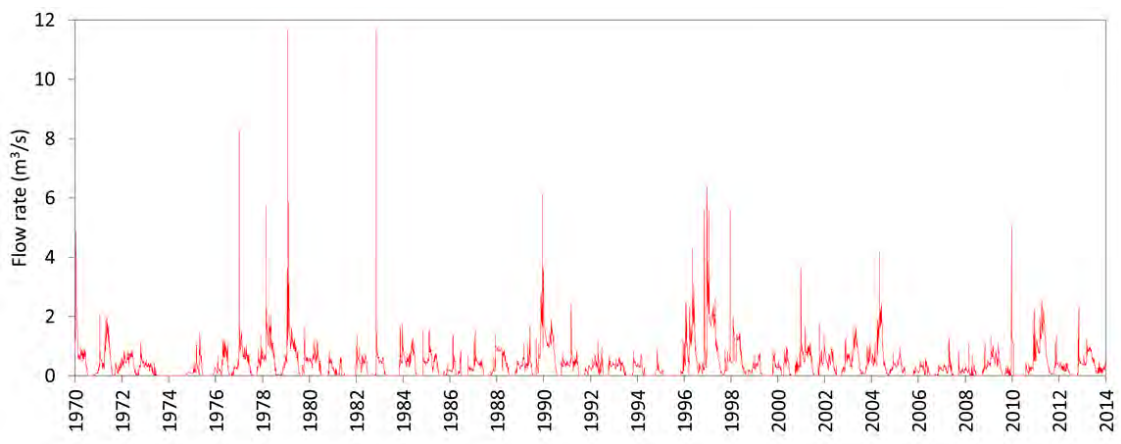


Figura 6. Hidrograma del río Bérchules medido en la estación aforo de Narila para el periodo 1970-2013

La figura 7 presenta los caudales promedios mensuales para el hidrograma observado así como las curvas asociadas a los percentiles del 10%, 20%, 30%, 40%, 50%, 60%, 70%, 80% y del 90%.

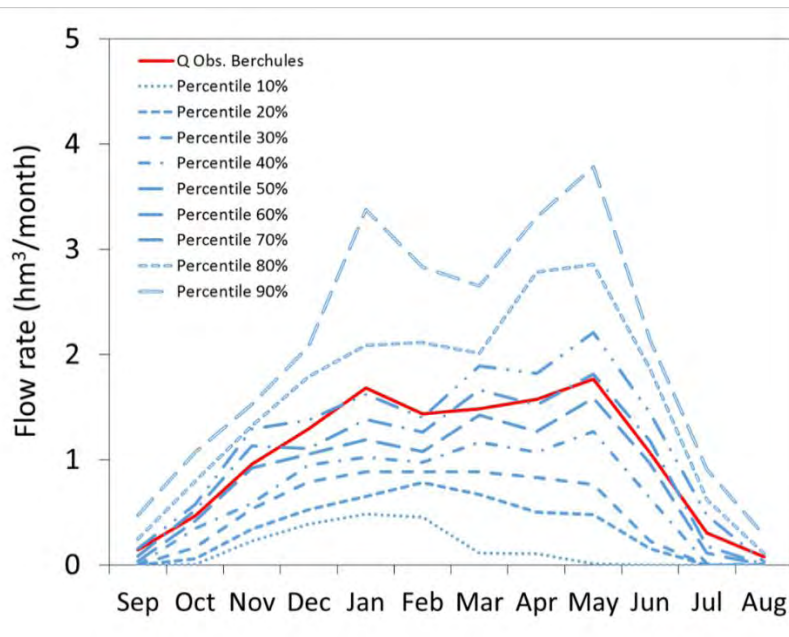


Figura 7. Caudal mensual promedio y percentiles principales para la serie de caudales medidos en la estación de aforo de Narila.

## 2.6. Marco hidrogeológico

Hasta hace poco tiempo, los materiales Nevado-Filábrides de Sierra Nevada no se consideraban de interés acuífero. En la actualidad, se sabe que las rocas metamórficas, a través de su zona de alteración y de sus fracturas, permiten la circulación del agua, lo que es utilizado para el abastecimiento para la población y para riego, entre otros usos, en buena parte de América, África y Australia (Singhal y Gupta, 2010). Las surgencias asociadas a los micaesquistos de los mantos del Veleta y del Mulhacén y a las formaciones glaciares, periglaciares y coluviales que se desarrollan sobre los mismos, alimentan el caudal de base de los ríos que nacen en Sierra Nevada. En este sentido, diferentes autores han puesto de manifiesto el papel del agua subterránea y su relación con las aguas superficiales en Sierra Nevada (ver Castillo, 1985, 1993 y Castillo *et al.* 1996a), han estudiado la respuesta de las surgencias en este tipo de materiales (Castillo *et al.* 1996b, Fideli y Castillo, 1997, 1998) y han caracterizado el funcionamiento hidrogeológico en materiales esquistosos (Gisbert *et al.* 1998).

El flujo en este tipo de materiales se produce fundamentalmente por su zona de alteración (Fig. 8). La zona A es la más superficial de la zona de alteración y se corresponde con suelo edáfico, por lo que está formada fundamentalmente por arenas, arcillas y materia orgánica, en diferente proporción, con espesores máximos de varios metros. La zona B se caracteriza por presentar una importante acumulación de minerales de la arcilla, una alta porosidad y una baja permeabilidad. Los espesores suelen ser menores de 30 m. Las zonas A y B, forman lo que en los terrenos graníticos se conoce con el nombre de regolito. Por debajo, la zona C consiste en una zona de alteración donde domina la fracturación y donde las estructuras y la roca madre son perfectamente identificables. Presenta espesores en algunos ambientes tropicales de hasta 30 m, si bien suele tener pocos metros de espesor. Esta zona, es más permeable que las zonas A y B y menos porosa. Por último se encontraría la roca madre donde la porosidad y la permeabilidad que dominan son generadas por la fracturación, lo que implica una baja capacidad de almacenamiento y una moderada permeabilidad moderada.

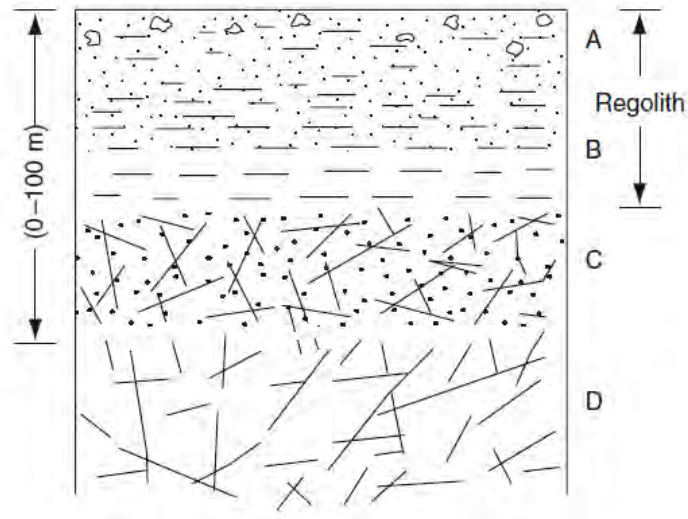


Figura 8. Esquema idealizado de una zona de alteración en rocas ígneas y metamórficas (Singhal y Gupta, 2010) .

El esquema de funcionamiento hidrogeológico en las laderas de las cuencas de los ríos de Sierra Nevada se presenta en la figura 9. En esencia el agua de precipitación que se infiltra en el acuífero pasa a circular por la zona de alteración en dirección hacia el cauce, que constituye el principal elemento de drenaje del sistema (Sbih et al.,1994). En este sentido, se debe indicar que las cabeceras de las cuencas de los ríos que nacen en Sierra Nevada presentan ríos ganadores, que reciben agua del acuífero, con una importante componente subterránea en su caudal de base (Al Awani, 1997). La recarga natural se ve favorecida por las pérdidas de las acequias tradicionales (sin revestir) y la recarga que se realiza con las acequias de careo en puntos concretos. Del agua infiltrada un porcentaje inferior al 10% se drena rápidamente por escorrentía superficial (Pulido-Bosch y Sbih 1995) hacia los remanentes, que es el nombre que los agricultores locales le dan a las surgencias estrechamente vinculadas a las acequias de careo. Estos manantiales reaccionan a los pocos días de iniciado el careo y reducen drásticamente su caudal después del mismo. Los ensayos de trazadores realizados por Pulido-Bosch y Sbih (1995) indican que este flujo más rápido se produce por una zona más permeable de la capa de alteración y que muy probablemente se pueda asociar a la capa C (Fig. 9) Los manantiales permanentes, con caudales poco variables a lo largo del año, se relacionan con el flujo que se produce en las capas A y B, si bien también existen otras surgencias, con aguas más calientes y más mineralizadas que constituyen la descarga del sistema flujo que se produce por las discontinuidades de las rocas metamórficas, por debajo de la zona de alteración (zona D).

El sistema tradicional de uso del agua que se hace, desde antiguo, en Sierra Nevada, en especial la recarga realizada con las acequias de careo y las propias pérdidas en las acequias de riego, debe tener un importante papel en el régimen de funcionamiento hidrológico de estos ríos. Buena parte del agua recargada no es drenada de forma rápida por los remanentes y pasa a recargar a las zonas A y D (Fig. 8). Con posterioridad esta agua se drena de manera diferida en el tiempo por los ríos, contribuyendo al mantenimiento de sus caudales en estío y a la alimentación de la vegetación que se instaure sobre las laderas de Sierra Nevada.

En el agua subterránea que fluye por los micaesquistos que afloran en la comarca de la Alpujarra presenta dos facies hidroquímicas principales (Pulido-Bosch y Sbih 1995): (1) bicarbonatada cálcica y (2) bicarbonatado clorurado cálcica. En ambos casos hay una escasa variabilidad en la concentración de sus elementos mayoritarios con el tiempo.

El primero de los grupos de agua diferenciada consiste en un agua poco mineralizada, con conductividades muy similares a las del agua superficial ( $\sim 70 \mu\text{s/cm}$ ). El segundo grupo presenta un mayor contenido mayor en sales disueltas, en particular en las concentraciones de bicarbonato y calcio ( $\sim 200 \mu\text{s/cm}$ ). Además esta agua presenta una mayor temperatura, lo que indica un mayor tiempo de tránsito por el acuífero.

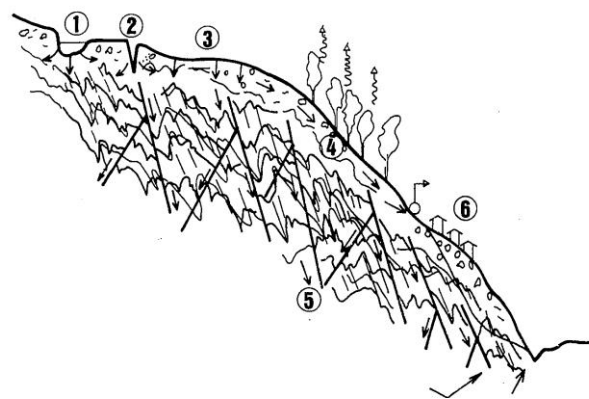


Figura 9. Esquema conceptual de funcionamiento hidrogeológico de la Alpujarra (Pulido-Bosch y Sbih, 1995). 1. Acequia sin revestir. 2. Careo en una fractura abierta (sima). 3. Carero en una superficie permeable. 4. Circulación por las zonas de alteración A, B y C. 5. Circulación por la roca madre (zona D). 6. Remanentes. 7. Salidas difusas de tipo permanente hacia el río y hacia los manantiales que se localizan en sus proximidades.

## 2.7 Marco climático

Se ha realizado una selección de las estaciones meteorológicas más cercanas a la zona de estudio (Tabla 2), en especial de las situadas a cotas elevadas en la vertiente sur de Sierra Nevada.

En función de las estaciones meteorológicas disponibles y teniendo en cuenta los gradientes verticales de precipitación (P), temperatura (T) y evapotranspiración potencial (ETP), se ha definido una estación virtual para cada una de las cuencas hidrográficas. En el caso de la cuenca del Bérchules, la P proviene de la serie temporal de la estación meteorológica de Berchules y tanto la T como la ETP provienen de la estación meteorológica de Láujar–Cerecillo. En el caso de la cuenca del arroyo Mecina las tres variables proceden de la estación meteorológica de Láujar–Cerecillo. La figura 10 muestra la variación mensual promedio de estas variables en ambas estaciones virtuales. Como se puede observar el comportamiento es típicamente mediterráneo, mostrando todas las variables una acusada estacionalidad. Por un lado la T y la ETP son mínimas en invierno y máximas en verano, como cabría esperar. Por otro lado la P es máxima en invierno y mínima en verano.

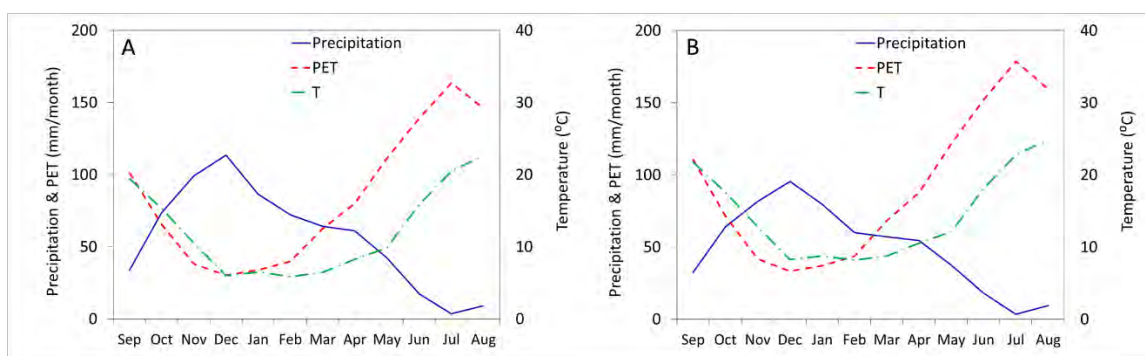


Figura 10. Variación mensual promedio de la precipitación (P), la temperatura (T) y la evapotranspiración (ETP) obtenida para las estaciones meteorológicas virtuales de (A) Bérchules y (B) Mecina.

Tabla 2. Estaciones meteorológicas usadas. Donde los tipos P y T hacen referencia a estación pluviométrica y termométrica, respectivamente.

	Código	Tipo	Altitud	X (UTM 30S)	Y(UTM)
Bérchules	6224	P	1319	483027	4092337
Laujar, Cerecillo	6307	T-P	1800	507744	4100181

Las series meteorológicas disponibles han permitido obtener la variación vertical de las variables P, T y ETP (Tabla 1), siendo el gradiente vertical promedio de 19,9 mm/100 m, -0.56 C/100 m y -22.7 mm/100 m para P, T y ETP, respectivamente.





## **3. Modelación numérica**

### **3.1 El código HBV**

El modelo hidrológico HBV es un modelo conceptual y agregado de precipitación escorrentía ampliamente empleado en previsiones hidrológicas y en estudios de balance hídrico. Pertenece a la clase de modelos que tratan de abarcar los procesos más importantes de generación de escorrentía empleando una estructura simple y robusta, y un pequeño número de parámetros. Fue originariamente desarrollado por el Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco (SMHI) en 1970 (Bergström, 1976; Bergström, 1995). El modelo ha estado sujeto a modificaciones a lo largo del tiempo y, aunque su filosofía básica no ha cambiado, existen nuevos códigos que se encuentran en constante desarrollo por diferentes grupos y que varían en su complejidad. Una de las versiones más empleadas en investigación es la llamada HBV light (Seibert, 2005) y es la que se ha utilizado en el presente trabajo.

El modelo consta de cuatro módulos o rutinas principales: un módulo de fusión y acumulación de nieve, un módulo de humedad del suelo y precipitación efectiva, un módulo de evapotranspiración y por último un módulo de estimación de escorrentía. El modelo puede ejecutarse a escala temporal diaria o mensual. Los datos de entrada necesarios incluyen: series de precipitación y temperatura observadas en cada paso de tiempo y estimaciones a largo plazo de la temperatura y evapotranspiración media mensual.

En la siguiente figura, se ilustran los procesos generales de la versión utilizada del HBV. Esta incluye un módulo que procesa los datos de precipitación como lluvia o como nieve basándose en la temperatura de cada paso de tiempo.

La lluvia y la nieve fundida (si existe) son procesadas en el módulo de humedad del suelo donde se evalúa la precipitación efectiva que contribuye a la escorrentía superficial. La parte restante de la precipitación contribuye a la humedad almacenada en el suelo, que a su vez puede evaporarse siempre y cuando el contenido de agua existente en el subsuelo sea lo suficientemente grande. La salida principal del modelo es la escorrentía total en el punto de desagüe de la cuenca, que consta de tres componentes: escorrentía superficial, interflujo y flujo base (contribución del flujo subterráneo).

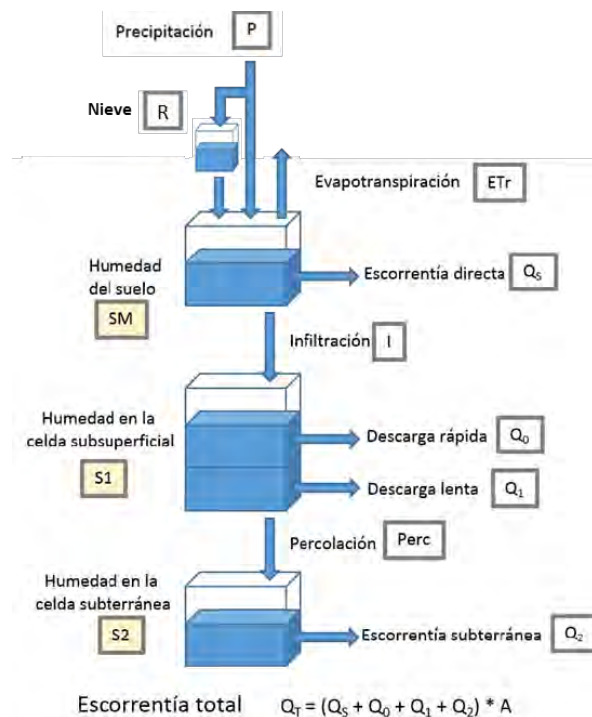


Figura 11. Esquema general del modelo HBV.

### 3.1.1 Módulo de fusión de nieve

HBV utiliza una única temperatura umbral para determinar (1) si la precipitación cae como agua o nieve, y (2) para permitir la fusión de la nieve. La precipitación que cae como nieve viene dada por:

$$R_k = \begin{cases} P_k; & T_k > TT \\ 0; & T_k < TT \end{cases} \quad (1)$$

Donde el subíndice “ $k$ ” corre desde 1 hasta el último intervalo temporal (i.e. intervalo diario o mensual) de simulación,  $P$  [L] es la precipitación y  $T$  [°] son la precipitación y la temperatura para el intervalo “ $k$ ”, respectivamente, y  $TT$  [°] es la temperatura umbral. La precipitación en forma de nieve se corrige mediante un factor adimensional  $SFCF$  [-] según la siguiente expresión:

$$R_{c_k} = R_k \cdot SFCF \quad (2)$$

donde  $R_C$  [L] es la precipitación corregida de nieve.

La cantidad de nieve que se funde  $SNO_{mlt}$  [L] cada día se calcula como:

$$SNO_{mlt_k} = CFMAX(T_k - TT) \quad (3)$$

donde el parámetro  $CFMAX$  [ $L\Theta^{-1}T^{-1}$ ] es conocido como el factor “grado-día”, el cual varía normalmente entre 1.5 y 4 mm/(°C·día). Los valores más bajos corresponden a las zonas boscosas. El paquete de nieve es capaz de retener un cierto volumen de agua  $WRC$  en estado líquido, el cual viene determinado por

$$WRC_t = CWH \cdot SNO_{mlt_k} \quad (4)$$

Donde  $CWH$  [L] es la capacidad de retención de agua del paquete de nieve. Cuando la temperatura cae por debajo de  $TT$  el agua contenida en el paquete de nieve se re-congela. La cantidad de agua que se re-congela  $SNO_{frz}$  [L] viene determinada por una expresión análoga a la ecuación 3, esto es:

$$SNO_{frz_k} = CFR \cdot CFMAX(TT - T_k) \quad (5)$$

Donde  $CFR$  [-] es el coeficiente adimensional de re-congelación. Cuando las entradas de agua líquida (i.e. precipitación  $P$  y nieve fundida  $SNO_{mlt}$ ) exceden la cantidad de agua líquida que puede ser retenida por el paquete de nieve, el exceso se convierte en el input de agua en la celda superior del modelo donde se llevará a cabo el balance de humedad en el suelo.

### 3.1.2 Módulo de humedad en el suelo

La precipitación caída sobre una cuenca se divide en dos componentes: la primera componente constituye el almacenamiento como humedad en el suelo del agua capilar disponible para evapotranspiración  $SM$  [L]; la segunda componente es la infiltración  $I$  [L], la cual contribuye a la escorrentía subterránea. La infiltración es estimada basándose en el contenido de humedad del suelo en el momento en que se produce la precipitación.

Para este proceso se define dos parámetros: la capacidad de campo  $FC$  [L] es el parámetro que limita el contenido máximo de humedad en el suelo en la zona superficial; el segundo parámetro  $\beta$  [-] es un parámetro adimensional que modifica el porcentaje de filtración para el mismo grado de humedad relativa en el suelo.

La siguiente ecuación calcula la infiltración en función del contenido existente de humedad del suelo.

$$I_k = \left( \frac{SM_{k-1}}{FC} \right)^\beta P_k \quad (6)$$

Dado un déficit de humedad del suelo (medido por el ratio  $SM/FC$ ), el parámetro  $\beta$  controla la cantidad de agua que contribuye a la escorrentía. La figura 12 ilustra la relación entre la capacidad de campo y el coeficiente de infiltración según el coeficiente de forma  $\beta$ . Siendo el coeficiente de infiltración el cociente entre la infiltración calculada y la precipitación ( $I/P$ ). El gráfico muestra cómo, para una determinada humedad del suelo, cuanto mayor es  $\beta$ , menor es el coeficiente de infiltración.

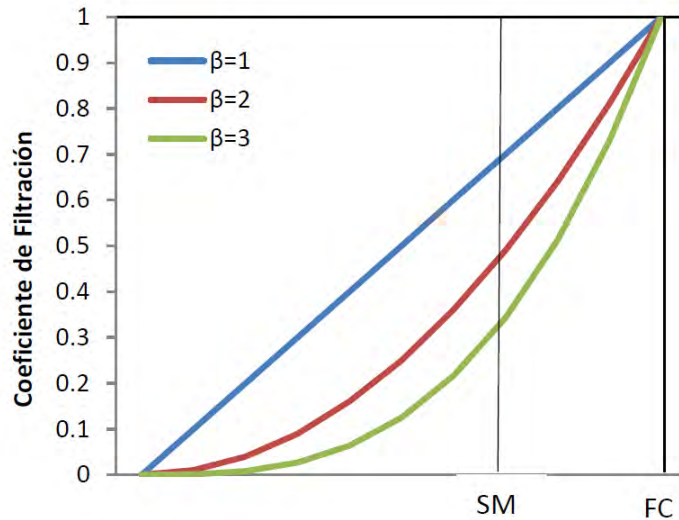


Figura 12. Relación entre la humedad del suelo (eje horizontal) y el coeficiente de filtración con distintos valores de  $\beta$

### 3.1.3 Módulo de evapotranspiración

La evapotranspiración se calcula en base a la humedad en el suelo y la evapotranspiración potencial, de manera que:

$$ETR_k = \begin{cases} ETP_k \left( \frac{SM_t}{PWP} \right)^\beta ; & SM_k \leq PWP \\ ETR_k = ETP_k ; & SM_k > PWP \end{cases} \quad (7)$$

donde  $ETR$  [L] y  $ETP$  [L] son la evapotranspiración real y potencial, respectivamente, y  $PWP$  [L] es el punto de marchitez del suelo, el cual se estima aplicando un factor reductor adimensional  $LP$  [-] a la capacidad de campo  $FC$ .

$$PWP = FC \cdot LP \quad (8)$$

El punto de marchitez es un límite de humedad del suelo por debajo del cual la evapotranspiración real es menor que la potencial con una reducción en el desarrollo de las plantas. La siguiente figura ilustra la relación entre  $ETR$  y  $PWP$  descrita en la ecuaciones 7 y 8. Obviamente,  $PWP$  ha de tener un valor inferior a  $FC$  para que tenga un sentido físico.

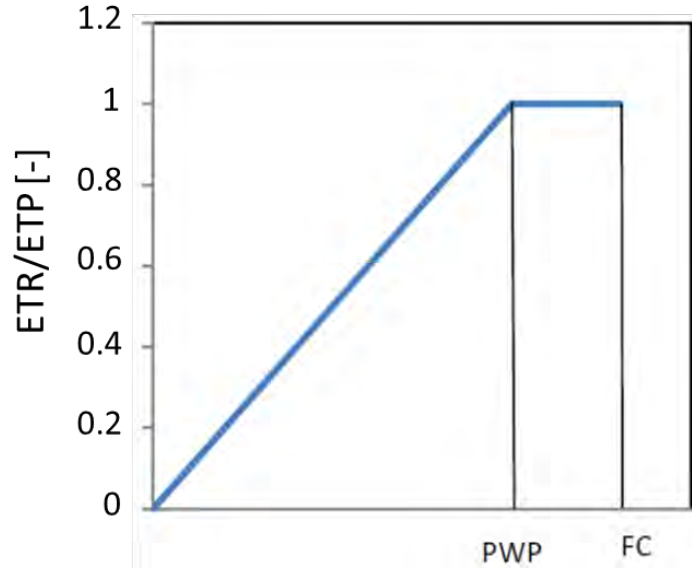


Figura 13. Relación entre (ETR/ETP) y PWP

### 3.1.4 Cálculo del balance de humedad en el suelo

La humedad en el suelo  $SM$  [L] obtenida tras incorporar la precipitación  $P$  y descontar la infiltración  $I$  y la evapotranspiración  $ETR$  se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$SM_k = SM_{k-1} + P_k - ETR_k - I_k \quad (9)$$

Si la precipitación  $P$  fuera muy elevada, este balance podría dar como resultado un valor de  $SM$  superior a  $FC$ . En este caso el exceso se asigna como escorrentía directa, esto es:

$$Q_{sk} \begin{cases} 0 ; & SM_k \leq FC \\ SM_k - FC ; & SM_k > FC \end{cases} \quad (10)$$

Donde  $Q_s$  [LT<sup>-1</sup>] es la escorrentía directa.

### 3.1.5 Cálculo de la escorrentía subsuperficial y balance de agua en la celda subsuperficial

El flujo subsuperficial se modela mediante dos funciones de descarga. Una descarga rápida  $Q_0$  [ $LT^{-1}$ ] que se activa cuando el almacenamiento en el suelo  $SUZ$  [L] supera un mínimo  $UZL$  [L] y se define por un parámetro  $K_0$  [ $T^{-1}$ ]. Esta descarga rápida se calcula como:

$$Q_{0k} = \begin{cases} K_0(SUZ_{k-1} - UZL); & SUZ_{k-1} > UZL \\ Q_{0k} = 0; & SUZ_{k-1} \leq UZL \end{cases} \quad (11)$$

La descarga lenta se calcula según la siguiente expresión,

$$Q_{1t} = K_1 SUZ_{k-1} \quad (12)$$

donde  $K_1$  [ $T^{-1}$ ] es el parámetro que regula esta descarga.

Por último, esta celda tiene una descarga por percolación  $Q_{perc}$  [ $LT^{-1}$ ] que alimenta la celda de almacenamiento profundo. Esta descarga de percolación se calcula como:

$$Q_{perc_k} = \begin{cases} \frac{SUZ_{k-1}}{\Delta t_k}; & SUZ_{k-1} \leq PERC \cdot \Delta t_k \\ PERC; & SUZ_{k-1} > PERC \cdot \Delta t_k \end{cases} \quad (13)$$

donde  $\Delta t_k$  [T] es la longitud del intervalo temporal  $k$ , y  $PERC$  [ $LT^{-1}$ ] es el caudal máximo de infiltración.

Tras determinar los flujos anteriores se calcula el balance de humedad en la celda subsuperficial como:

$$SUZ_k = SUZ_{k-1} + I_k - (Q_{0k} + Q_{1k} + Q_{perc_k}) \Delta t_k \quad (14)$$

Es responsabilidad del usuario definir los parámetros apropiados. Para asegurar que el proceso de escorrentía es el más rápido, el valor de  $K_0$  debe ser siempre mayor que  $K_1$ .

### 3.1.6 Cálculo del balance y la escorrentía subterránea

Para la simulación de la escorrentía subterránea se utiliza un modelo de celda como en el caso anterior, aunque con un solo parámetro de descarga  $K_2$  [ $T^{-1}$ ], calculándose el drenaje subterráneo  $Q_2$  [ $LT^{-1}$ ] como:

$$Q_{2k} = K_2 SLZ_{k-1} \quad (15)$$

donde  $SLZ$  [ $L$ ] es almacenamiento subterráneo de agua. El balance en esta celda se cierra con:

$$SLZ_k = SLZ_{k-1} + Q_{perc_k} - Q_{2k} \quad (16)$$

La respuesta de esta celda debe ser más lenta que la primera (i.e. celda sub-superficial), por lo que  $K_2$  debería ser menor que  $K_1$ .

### 3.1.7 Cálculo de la escorrentía total

La escorrentía o aportación total  $Q_T$  [ $LT^{-1}$ ] se calcula como la suma de las escorrentías generadas en cada uno de los módulos anteriores. Estos aportes han sido todos calculados en unidades de [ $mm$ ] por lo que el caudal o volumen final de aportación se obtiene multiplicando por la superficie de la cuenca  $A$  [ $L^2$ ].

$$Q_{T_k} = (Q_{S_k} + Q_{0_k} + Q_{1_k} + Q_{2_k}) \cdot A \quad (17)$$

La tabla 3 muestra un resumen de los parámetros utilizados en el código HBV y los rangos de validez asociados a cada parámetro.

Además algunos de esos parámetros han de cumplir algunas condiciones como las siguientes:

- Los coeficientes  $K_0$ ,  $K_1$ ,  $K_2$  no pueden ser mayores que 1.
- Se debe cumplir que  $K_0 > K_1 > K_2$ .
- Si la suma de  $K_0 + K_1 + K_2 > 1$  existe el riesgo de generar un error de balance.



De la estructura del modelo se extrae la influencia que tienen los parámetros en la generación de escorrentía:

- Los parámetros de humedad en el suelo ( $FC$ ,  $PWP$  y  $\beta$ ) determinan la evapotranspiración real y por tanto la escorrentía total generada.
- El parámetro  $\beta$  es el factor determinante de la infiltración. Cuanto menor es su valor mayor es la filtración al nivel sub-superficial.
- El resto de parámetros regulan la descarga subterránea, y si son definidos correctamente,  $K_0$  y  $L_m$  determinan la descarga rápida y el resto ( $K_1$ , y  $K_2$ ) regulan la descarga a más largo plazo y la curva de recesión del río a largo plazo.

Tabla 3. Parámetros del modelo HBV

Nombre	Unidad	Rango válido	Descripción
PERC	mm/ $\Delta t$	$[0, \infty)$	Valor límite de percolación a la celda subterránea
UZL	mm	$[0, \infty)$	Volumen límite de almacenamiento en la celda sub-superficial
$K_0$	$1/\Delta t$	$[0, 1)$	Coefficiente de recesión de descarga rápida
$K_1$	$1/\Delta t$	$[0, 1)$	Coefficiente de recesión de descarga lenta
$K_2$	$1/\Delta t$	$[0, 1)$	Coefficiente de recesión subterránea
MAXBAS	$\Delta t$	$[1, 100]$	Longitud de la función triangular de interpolación
PCALT	%/100m	$(-\infty, \infty)$	Coefficiente de dependencia entre la Precipitación y la cota topográfica
TCALT	$^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	$(-\infty, \infty)$	Gradiente vertical de temperatura
CFMAX	mm/ $(\Delta t^{\circ}\text{C})$	$[0, \infty)$	Factor grado-intervalo temporal
SFCF	-	$[0, \infty)$	Factor de corrección de la nieve
CFR	-	$[0, \infty)$	Coefficiente de rehielo
CWH	-	$[0, \infty)$	Coefficiente del contenido en agua de la nieve
FC	mm	$(0, \infty)$	Capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo
LP	-	$[0, 1]$	Fracción del FC por encima del cual AET alcanza ETP
$\beta$	-	$(0, \infty)$	Parámetro que determina la contribución relativa de la escorrentía en la infiltración

## **3.2. Modelo numérico HBV**

### **3.2.1 Modelo conceptual**

El sistema a modelar consiste en una pequeña cuenca hidrológica de alta montaña. Dado el marco geológico y geográfico de la cuenca no se esperan caudales significativos de escorrentía superficial directa.

Buena parte de los afloramientos presentan una zona de alteración importante debido al gran desarrollo de la fracturación en los esquistos Nevado-Filábrides.

Dada la capacidad de infiltración que tiene el terreno se espera que la respuesta hidrológica del sistema sea relativamente rápida como así lo refleja el hidrograma observado en la estación de aforo de Narila.

Por último, al consistir la cuenca modelada en una cuenca de alta montaña, es posible que la nieve pueda jugar algún papel en la generación de escorrentía y recarga del acuífero.

### **3.2.2 Calibración del modelo HBV**

Se dispone del modelo HBV para la cuenca del río Bérchules, el cual está calibrado para el periodo 1970-2007 (Cabrera, 2014). Dado que existen datos hidro-meteorológicos hasta finales del 2013 se procede a incorporación de esta información en el modelo numérico previo, con la idea de recalibrar los parámetros del modelo numérico. El intervalo total de simulación (i.e. 1970-2014) se divide en dos periodos de longitud 2/3 y 1/3 del total (i.e. 1970-1999 y 2000-2014, respectivamente), con un paso de tiempo diario, siendo utilizados el primer y el segundo intervalos para la calibración y la validación del modelo, respectivamente. El modelo HBV considerado es el modelo estándar de tres cajas. La tabla 4 muestra los valores de los parámetros calibrados para éste modelo.

Tabla 4: Parámetros del modelo HBV obtenidos tras la calibración, e intervalos de variación de los parámetros considerados para la generación de los sets parámetros para el análisis de Montecarlo.

Parámetro	Calibración	Intervalo Previo de Montecarlo	Intervalo Final de Montecarlo
<i>PERC</i> (mm)	20.00	[0,20]	[3.35 , 12.65]
<i>UZL</i> (mm)	20.00	[0,100]	[0.0 , 46.28]
<i>K0</i> (día <sup>-1</sup> )	0.10	[0.05 , 0.5]	[0.0 , 0.23]
<i>K1</i> (día <sup>-1</sup> )	0.05	[0.03 , 0.07]	[0.04 , 0.06]
<i>K2</i> (día <sup>-1</sup> )	0.04	[0.01 , 0.04]	[0.03 , 0.04]
<i>MAXBAS</i> (-)	7.00	[1,15]	[1.03 , 8.97]
<i>PCALT</i> (%/100m)	2.87	[-,-]	[-,-]
<i>TCALT</i> (°C/100m)	-0.56	[-,-]	[-,-]
<i>TT</i> (°C)	5.00	[0,10]	[2.37 , 7.63]
<i>CFMAX</i> (mm/(°C·día))	3.00	[0,10]	[1.18 , 5.82]
<i>SFCF</i> (-)	1.80	[0,10]	[0.0 , 4.42]
<i>CFR</i> (-)	5.00	[0,10]	[2.05 , 7.95]
<i>CWH</i> (-)	6.00	[0.1 ,10]	[3.07 , 8.93]
<i>FC</i> (mm)	2000	[1, 5000]	[914.76 , 3085.24]
<i>LP</i> (mm)	0.50	[0,1]	[0.26 , 0.74]
<i>β</i> (-)	1.80	[0.1 ,10]	[0.98 , 2.62]

La gráfica de la figura 14 muestra el hidrograma obtenido tras la calibración de los periodos de calibración y validación. La eficiencia del modelo  $R_{eff}$  (Seibert, 1997) es del 0.16. Como se puede observar los caudales calculados reproducen a priori con bastante fiabilidad los caudales medidos.

Los resultados del modelo indican que del flujo total de descarga  $Q_T$  (Ecu. 17), el 1.9% corresponde a la escorrentía superficial  $Q_0$ , el 2.9% a la escorrentía sub-superficial  $Q_1$ , y el 95% restante procede de la descarga subterránea  $Q_2$ .

Una vez obtenidos los parámetros del modelo se ha procedido a realizar un proceso de simulación de Monte Carlo. Para ello, se ha utilizado un procedimiento de dos pasos:

- (1) Estimación de desviación tipo asociada a cada parámetro del modelo HBV. Para ello se han generado 50000 sets de parámetros diferentes. Para este fin se ha asumido un intervalo previo de variación para cada parámetro (Tabla 4,

Intervalo previo de Monte Carlo) y de cada uno se han obtenido 50000 valores mediante una simulación no condicionada, y asumiendo para ello una distribución de probabilidad uniforme. Una vez se tienen los 50000 sets de parámetros se procede a simular el comportamiento del modelo HBV para cada uno de los 50000 sets de parámetros. Tras realizar las simulaciones se descartan aquellos sets de parámetros cuya una eficiencia  $R_{\text{eff}}$  inferior a la obtenida durante la calibración. Con los sets de parámetros restantes se calculan las desviaciones tipo correspondientes. Para cada parámetro  $\mu$ , el intervalo de variación (Tabla 4, Intervalo Final de Monte Carlo) se calcula como  $\mu \pm \sigma_{\mu}$ , donde  $\sigma_{\mu}$  es la desviación típica del parámetro  $\mu$ .

- (2) Asumiendo conocido el intervalo final de simulación de Montecarlo, se vuelven a generar 5000 sets de parámetros, teniendo cada parámetro esta vez un valor comprendido dentro de su intervalo final de simulación. Una vez se tienen los 5000 sets de parámetros se procede a simular el comportamiento del modelo HBV para cada set de parámetros.

La gráfica 15-A es análoga a la gráfica 15. La diferencia estriba en que los caudales se integran (1) espacialmente a escala de cuenca y (2) temporalmente a escala mensual. Como se puede apreciar, los caudales calculados reproducen bien las oscilaciones temporales y las tendencias, no obstante, el caudal calculado es con frecuencia algo mayor que el observado. Esto queda reflejado de manera inequívoca en la gráfica 16 donde se presentan los caudales calculados vs. los caudales medidos. Por otro lado, la gráfica 15-B muestra tanto la evolución temporal de los caudales calculados para el periodo de estudio como los caudales correspondientes a los percentiles 10% y 90% obtenidos tras realizar las 5000 simulaciones del proceso de Monte Carlo.

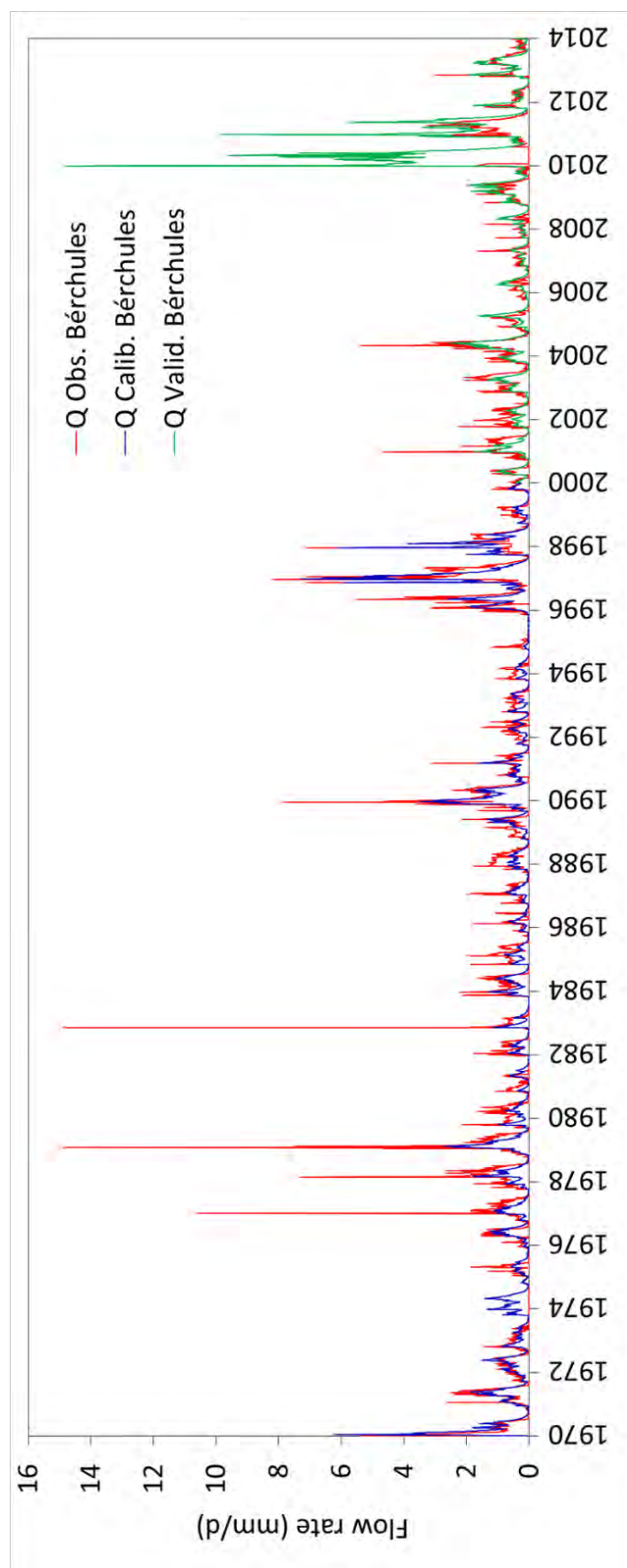


Figura 14. Hidrograma calculado para el periodo de calibración (línea azul) y validación (línea verde) e hidrograma medido (línea roja) para la cuenca del río Bérchules.

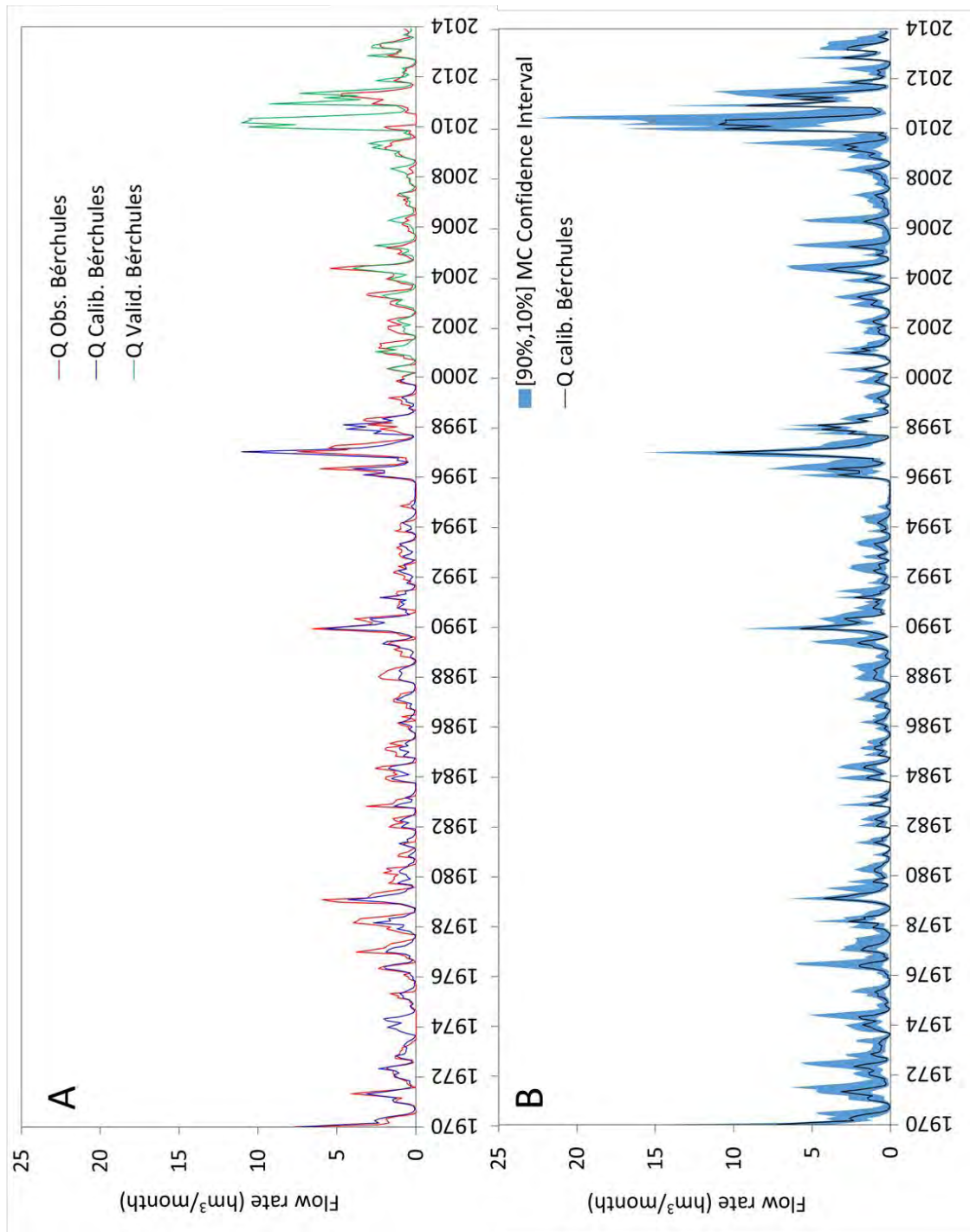


Figura 15. (A) Hidrograma calculado para el periodo de calibración (línea azul) y validación (línea verde) e hidrograma medido (línea roja) para la cuenca del río Bérchules (B) Hidrograma calculado (línea negra) e intervalo de confianza [10%-90%] obtenido tras correr las 5000 simulaciones llevadas a cabo por el proceso de Monte Carlo (intervalo azul).

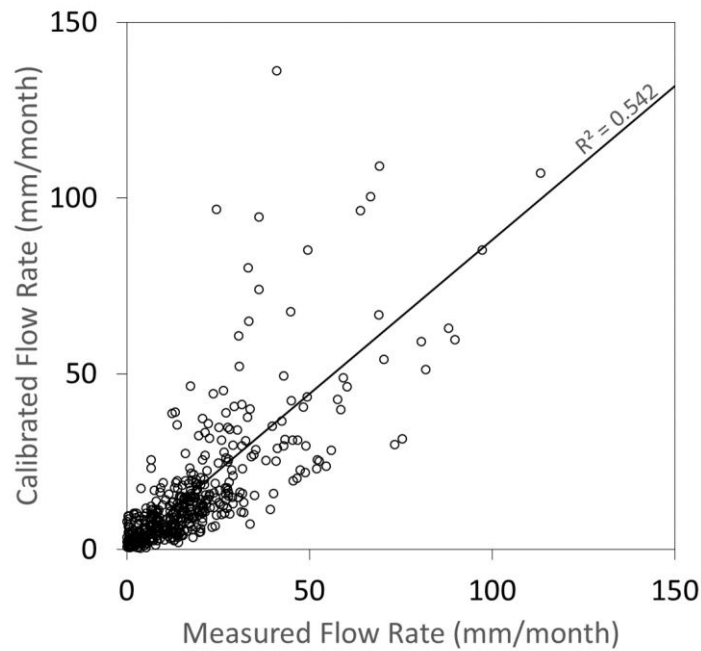


Figura 16. Relación entre el caudal calibrado con HBV para la cuenca del río Bérchules y el caudal observado en la estación de aforo de Narila.

Las observaciones indican que las aportaciones medias de la cuenca, correspondientes al periodo 1970-2013, son de 12,23 hm<sup>3</sup>/año. Para el mismo periodo las aportaciones medias calculadas por el modelo ascienden a 12,61 hm<sup>3</sup>/año. Como se puede observar el modelo sobreestima ligeramente estas aportaciones. De hecho, promediando los caudales de manera mensual (Fig.17-A) observamos cómo el modelo ajusta los caudales medidos en verano otoño, invierno y primavera, pero sobreestima los caudales en verano, dado que durante estos meses el río Bérchules no lleva apenas aguas debido a las derivaciones para riego que se le hacen aguas arriba de la estación de aforo. La tabla 5 muestra los valores de la aportación mensual promedio en la cuenca del río Bérchules

Tabla 5. Caudal mensual promedio de descarga medido y calculado para la cuenca del río Bérchules.

	Caudal promedio de descarga Q(hm <sup>3</sup> /mes)											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Q. Obs	1.68	1.42	1.48	1.57	1.76	1.06	0.30	0.08	0.14	0.47	0.96	1.29
Q. Cal	1.68	1.42	1.60	1.60	1.73	1.09	0.50	0.20	0.18	0.45	0.81	1.36
Q 10%	0.96	0.73	0.75	0.74	0.75	0.45	0.21	0.08	0.08	0.19	0.37	0.70
Q 90%	2.91	2.32	2.78	3.00	3.53	3.64	3.08	1.73	1.04	1.31	1.86	2.60

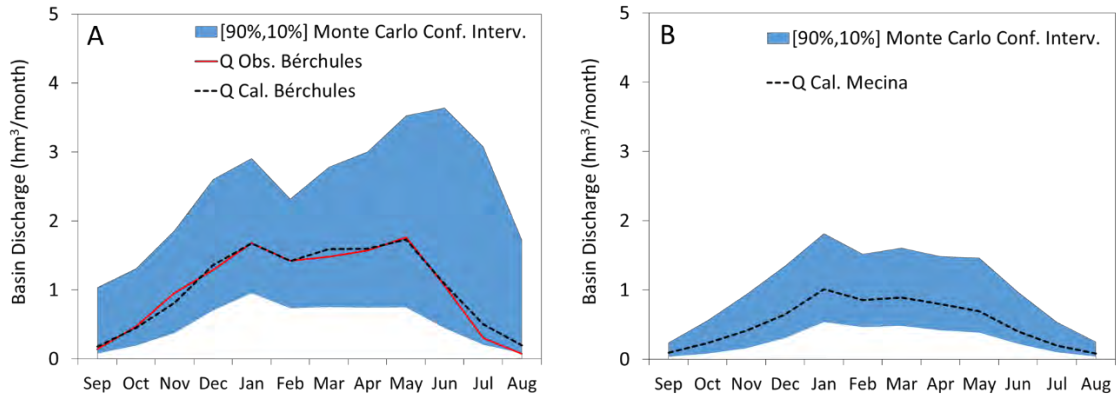


Figura 17. Hidrograma mensual promedio obtenido para las cuencas (A) del río Bérchules y (B) del arroyo Mecina. Los caudales observados y calculados se representan con una línea continua y discontinua, respectivamente. También se presentan los intervalos de confianza obtenidos mediante las simulaciones de Monte Carlo (intervalo azul).

La Figuras 18 y 19 presentan los términos promediados de balance calculados por el modelo HBV. Como se puede observar, los periodos de máxima precipitación y evapotranspiración están desfasados medio año. La recarga tiene un máximo en diciembre coincidiendo con el máximo de precipitación, pero tiene también un máximo al final de la primavera (i.e. junio) coincidiendo con el periodo de máxima fusión nival. Este comportamiento bimodal también se aprecia en las escorrentías superficial y sub-superficial (Fig. 20) El 95.3% de la recarga (Ecu. 13) sale del sistema por descarga subterránea (Ecu. 15). Los términos de escorrentía superficial (Ecu. 11) y sub-superficial (Ecu. 12) contribuyen a la descarga con el 1.8% y el 2.9%, respectivamente, no siendo muy relevantes.

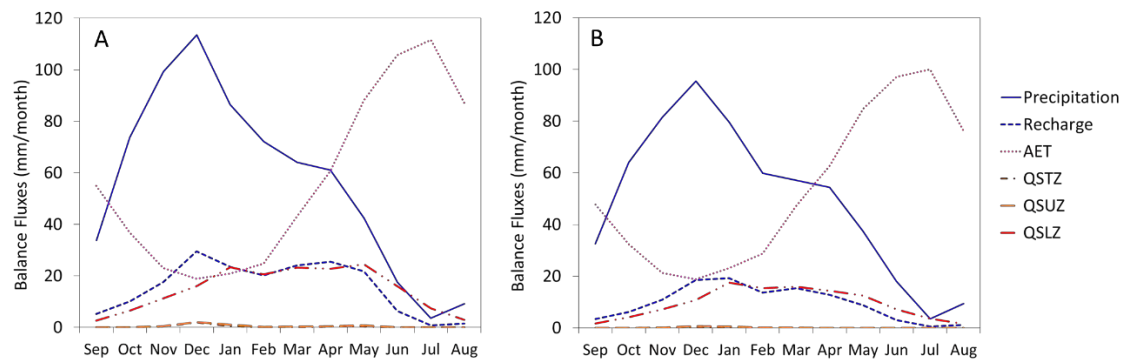


Figura 18. Términos promedio del balance del modelo HBV para las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina



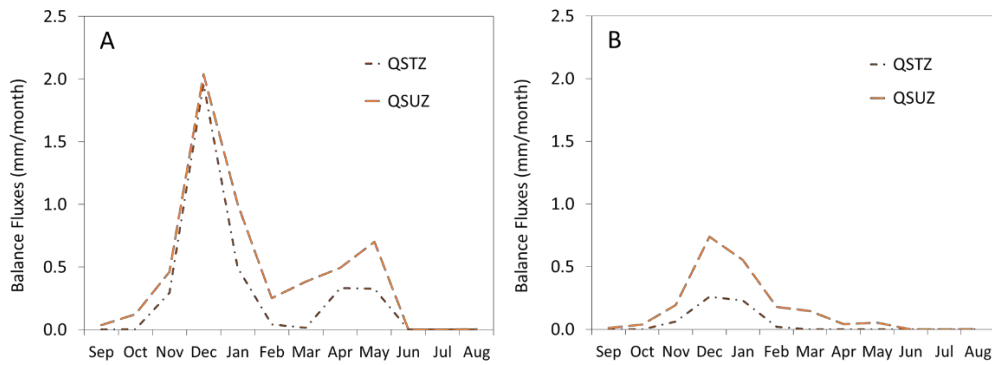


Figura 19. Términos promedio del balance del modelo HBV correspondientes a la escorrentía superficial (QSTZ) y sub-superficial (QSUZ), para las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina

La recarga del sistema se puede expresar en función del caudal asociado a la lluvia y del caudal asociado a la fusión de la nieve. De manera análoga se puede proceder a expresar la descarga total del sistema como la suma de la descarga asociada al agua de lluvia y la descarga asociada al agua procedente de la o fusión de la nieve. La figura 20 presenta la variación mensual promedio de la descarga total del sistema (Total) y la descarga asociada al agua de lluvia (Rainfall) y a la fusión de la nieve (Snow). Como se puede ver, los caudales de descarga procedentes de la nieve son máximos al final de la primavera, llegando a suponer un 23% del caudal de descarga total. A escala anual, el caudal promedio asociado a la nieve llega a representar 14% de la descarga total de la cuenca.

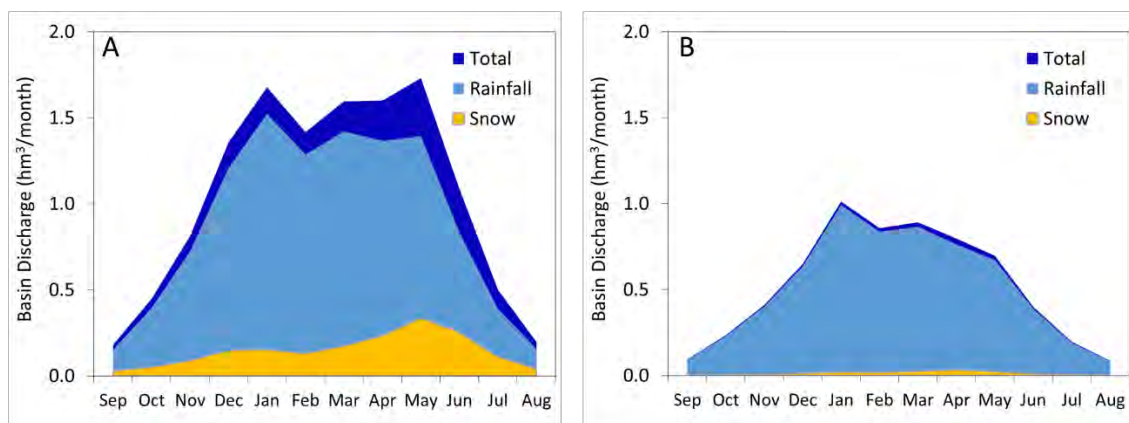


Figura 20. Términos promedio del balance del modelo HBV correspondientes al caudal total de descarga (Total), y los caudales de descarga procedentes de la lluvia (Rainfall) y de la fusión de la nieve (Snow), para las cuencas hidrográficas de (A) Bérchules y (B) Mecina.

### 3.2.3 Aplicación del modelo HBV a la cuenca del río Mecina

Con los parámetros del modelo HBV calibrados para la cuenca del río Bérchules (Tabla 4) se ha simulado el comportamiento de la cuenca asociada al arroyo Mecina teniendo en cuenta su superficie y el área asociada a los diferentes intervalos de altitud de la cuenca (Tabla 1). La figura 21-A muestra los caudales calculados para la cuenca del río Mecina y también los caudales medidos y calculados para la cuenca del río Bérchules. Como se puede observar los caudales asociados a la cuenca del arroyo Mecina son algo inferiores a los obtenidos en la cuenca del río Bérchules. Este resultado es coherente con la menor superficie y pluviometría de la cuenca del río Mecina. La tabla 6 muestra los valores de la aportación mensual promedio en la cuenca del río Mecina calculados con los parámetros de calibración obtenidos para la cuenca del río Bérchules, así como los caudales correspondientes a los percentiles 10% y del 90% que han sido obtenidos tras realizar las 5000 simulaciones del proceso de Monte Carlo. Para el periodo de simulación (i.e. 1970-2013), las aportaciones medias calculadas por el modelo ascienden a 6.33 hm<sup>3</sup>/año.

Tabla 6. Caudal mensual promedio de descarga calculado para la cuenca del arroyo Mecina.

	Caudal total de descarga Q(hm <sup>3</sup> /mes)											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Q. Simulado	1.01	0.86	0.89	0.80	0.70	0.40	0.20	0.09	0.09	0.23	0.41	0.65
Q MC 10%	0.54	0.47	0.48	0.42	0.39	0.22	0.10	0.04	0.04	0.08	0.16	0.31
Q MC 90%	1.82	1.52	1.61	1.49	1.46	0.97	0.54	0.25	0.24	0.56	0.94	1.35

La figura 17-B muestra los caudales de la tabla 6. Todo y que esta gráfica muestra los caudales promediados mensualmente, los resultados son coherentes con los mostrados en la figura 21-A, esto es, en promedio los caudales son menores respecto a los obtenidos para la cuenca del río Bérchules.

Las contribuciones a la descarga total de la cuenca por parte de la escorrentía superficial, la sub-superficial y la subterránea son del 0.5%, 1.7% y 97.8%, respectivamente.

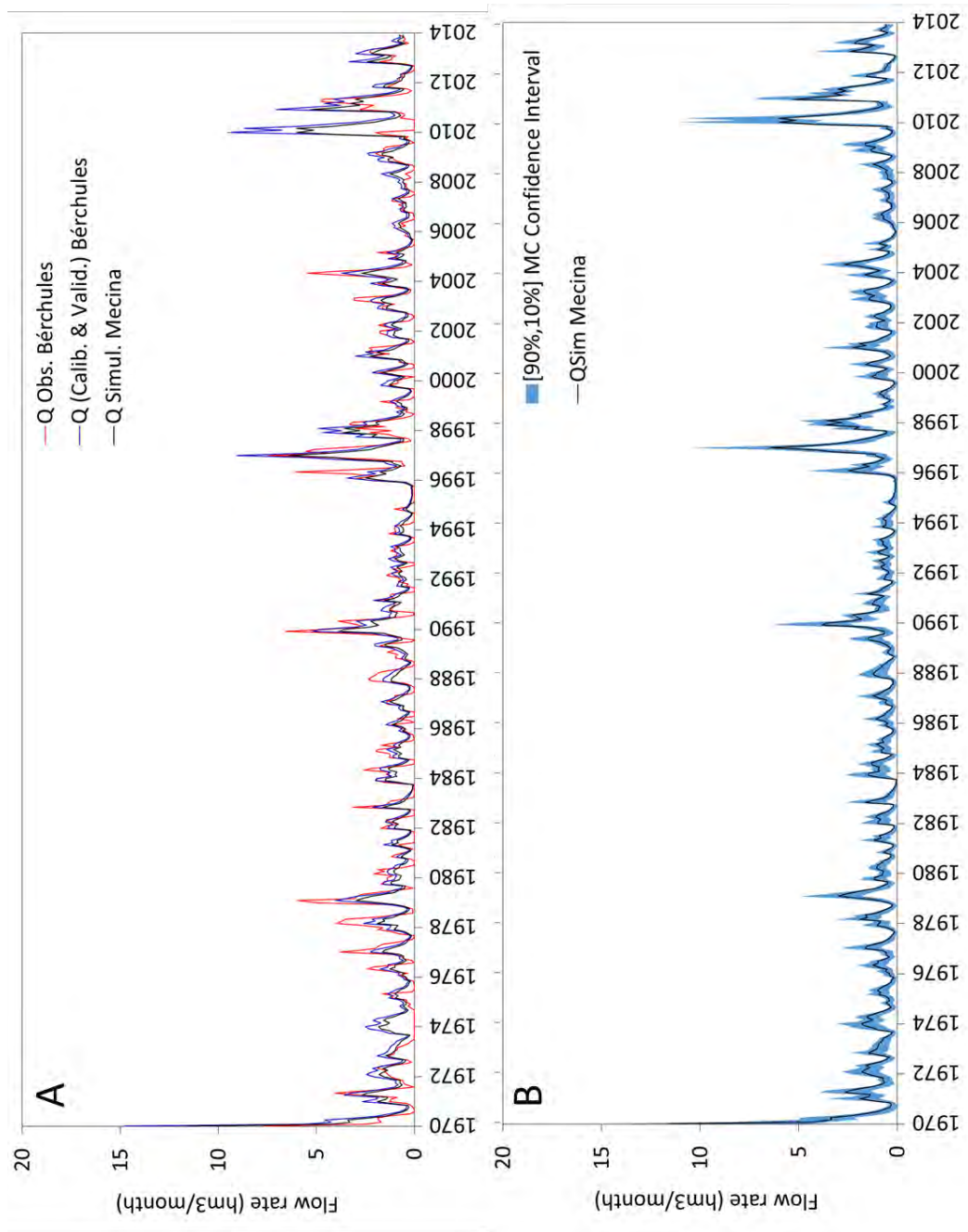


Figura 21. (A) Hidrograma calculado para el periodo 1970-2013 para la cuenca del arroyo Mecina (línea negra) y la cuenca del río Bérchules (línea azul), e hidrograma medido (línea roja) para la cuenca del río Bérchules (B) Hidrograma calculado (línea negra) e intervalo de confianza [10%-90%] obtenido tras correr las 5000 simulaciones del proceso de Monte Carlo (intervalo azul) para la cuenca del arroyo Mecina.

Llama la atención cómo el intervalo de caudales asociado a los percentiles 10% y 90% se reduce significativamente respecto al intervalo obtenido para la cuenca del río Bérchules. Esto puede estar relacionado con el diferente papel jugado por la nieve en ambas cuencas. En efecto, tal y como se puede apreciar en la figura 18, la recarga para la cuenca del arroyo Mecina presenta un máximo en diciembre coincidiendo con el periodo de mayor pluviometría en la cuenca. A partir de ese momento la recarga es una función monótona decreciente para los meses del invierno, primavera y verano. La esorrentía también sigue el patrón temporal marcado por la lluvia. No hay ninguna anomalía en los términos del balance hacia la época en la que se podría esperar una contribución de la fusión de la nieve. Esto se debe a que el modelo considera que no hay nieve. De hecho, este resultado queda patente en la figura 20-B. Los caudales de descarga procedentes de la nieve son máximos en el mes abril, llegando a suponer un 4% del caudal de descarga total. A escala anual, el caudal promedio asociado a la nieve apenas representa el 3% de la descarga total de la cuenca.

## 4. Conclusiones

Se han calibrado los parámetros del código HBV para reproducir la respuesta observada de la cuenca del río Bérchules. Se ha dividido el periodo temporal 1970-2013 en dos tramos; el primero (1970-1999) se ha utilizado para la calibración, y el segundo (2000-2013) para validar el modelo calibrado.

El modelo es capaz de reproducir los caudales observados a escala diaria, acumulando estos a escala mensual y promediando estacionalmente los caudales mensuales. No obstante el modelo sobreestima ligeramente los caudales observados durante los meses de verano, en los que el río Bérchules no lleva apenas agua.

El 95,3% del flujo total de descarga corresponde a la descarga subterránea, mientras que el 1,8% y el 2,9% corresponden a la escorrentía superficial y sub-superficial, respectivamente. Las descargas de agua procedente de la fusión de la nieve representan el 14% de la descarga total.

Con los parámetros calibrados del modelo HBV en la cuenca del río Bérchules se ha simulado la respuesta de la cuenca asociada al arroyo Mecina. Esta respuesta en términos de caudales es inferior a la calculada para el río Bérchules, que está en consonancia con el menor tamaño de la cuenca del arroyo Mecina. En éste caso, el 97,8% del flujo total de descarga corresponde a la descarga subterránea, mientras que el 0,5% y el 1,7% corresponden a la escorrentía superficial y sub-superficial, respectivamente. Por otro lado, las descargas de agua procedente de la fusión de la nieve representan solo el 3% de la descarga total, poniendo de manifiesto la poca relevancia de la nieve en la dinámica de la cuenca.

Aunque el proceso de calibración ha conseguido simular con buen grado de aproximación el hidrograma medido para la cuenca del río Bérchules, los resultados de la calibración no deberían considerarse como definitivos ni el proceso de modelización cerrado. Hay que considerar que la calibración se ha realizado partiendo de la precipitación total en la cuenca. No se ha tenido en cuenta la intercepción de la lluvia en el modelo, por lo que esta simplificación puede cambiar el rol jugado por procesos como la dinámica de la deposición nival.

## 5. Referencias

- Al Alwani, G., 1997. Hidrología e hidrogeología en la cuenca del río Guadalfeo. Aplicación del Modelo HPSF para la simulación de nieve y balance hídrico. Tesis Doctoral. Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada, Granada, 343 pp.
- Al-Alwani, G., Gisbert, J., Pulido-Bosch, A., 1996. 1ª Conf. Intern. Sierra Nevada. I: 469-481.
- Aldaya, F. et al., 1979. Memoria y Mapa geológico de la Hoja de Lanjarón. 1:50000 (2ª serie). IGME. Madrid, 65 pp.
- Barceló, M., 1989. El diseño de espacios irrigados en Al-Andalus: un enunciado de principios generales. El agua en zonas áridas: arqueología e historia. I Coloquio de Historia y Medio Físico. España.
- Bergström, S., 1976. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments, SMHI RHO 7, Norrköping, Sweden. 134 pp.
- Bergström, S., 1995. The HBV model, computer models of watershed hydrology (editor: V.p.singh). Water Resources Publications.
- Blanca, G., 1998. Threatened vascular flora of Sierra Nevada (Southern Spain). Biological conservation 85, 269-285.
- Cabrera, J.A., 2014. Evaluación de los recursos hídricos en una cuenca de alta montaña (cuenca del río Bérchules, Sierra Nevada, Granada) utilizando modelos hidrológicos agregados y semidistribuidos. Tesina de Máster en Recursos Hídricos y Medio Ambiente. Universidad de Málaga.
- Calle, M., Gómez, J.E., 2005. Electronic Referente recuperado 2005, Serie de vegetación de Sierra Nevada. <http://waste.ideal.es/seriesdevegetacion.htm>.
- Castillo, A., del Valle, M., Rubio-Campos, J.C., Fernández-Rubio, R., 1996a. Síntesis hidrológica del macizo de Sierra Nevada (Granada y Almería). I Conferencia internacional de Sierra Nevada, Granada, 389-413.
- Castillo, A., Gisbert, J., Al-Alwani, G., 1996b. Caudales específicos característicos de Sierra Nevada (Granada y Almería); metodología de estimación de recursos hídricos. Geogaceta, 19: 142-145.

- Castillo, A., 1985. Aguas superficiales y subterráneas en Sierra Nevada. En Sierra Nevada y La Alpujarra. Ed. Andalucía, S.A. Ferrer, M. Granada.
- Castillo, A., 1993. Aguas de Sierra Nevada. En Aguas de Sierra Nevada. EMASAGRA. Ferrer, M. y Fernández Durán, E. Granada.
- Espinar Moreno, M., (1988). Aproximación al conocimiento del regadío alpujarreño. Noticias de la taha de Juviles. Sierra Nevada y su entorno. Actas del encuentro hispano francés sobre Sierra Nevada. Granada.
- Estévez, A., et al. 1985. Los alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura. Mediterránea. 4, 5-32.
- Fedeli, B., Castillo, A., 1997. Different kinds of morphogenetic springs in the upper Dilar valley (Sierra Nevada, Granada; Spain). Hydrogeology of Hard Rocks. Ed. I.A.H. 159-167.
- GEODE, Cartografía Geológica Continua del Instituto Geológico y Minero de España. <http://cuarzo.igme.es/sigeco>.
- Gisbert, J., Pulido-Bosh, A., Al-Alwani, G., 1998. On the characterization of hydrogeologic behavior of a high mountain schistous catchment. Müncher Geol. Hefte, 8, 29-34.
- IGN, Instituto Geográfico Nacional. [www.ign.es](http://www.ign.es).
- Junta de Andalucía, 2005. Datos botánicos aplicados a la Restauración del medio Natural Andaluz II. Modelos de Restauración Forestal.
- Medina Rojas, M., 1996. Proyecto de reparación y mejoras de acequias de careo en el Parque Natural de Sierra Nevada. Delegación Provincial de Almería. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía.
- Millares, A., 2008. Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca. Estudio de las aportaciones subterráneas en las cuencas de montaña. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Granada, 162 pp.
- Nijhuis H.J., 1964. Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres, South of Lubrín, SE Spain. Tesis doctoral, Univ. Amsterdam.
- Puga E., Diaz de Federico A., Fontboté J.M., 1974. Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la zona Bética. Estudios Geol. 30, 534-548.
- Puga Rodríguez, E., 1971. Investigaciones Petrológicas en Sierra Nevada Occidental. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Granada 304pp.



- Pulido Bosch, A., Sbih, Y.B., 1995. Centuries of artificial recharge on the southern edge of the Sierra Nevada (Granada, Spain). *Environmental Geology*. 197.
- Pulido-Bosch, A. et al., 1993. Los "Careos", un sistema ascestral de manejo del agua de deshielo en la Alpujarra (Granada, España). *Memoria del IV Simposio Colombiano de Hidrogeología*. 281-290.
- Sbih, Y.B., Bosch, A.P., Izquierdo, A.V., 1994. Los careos y su impacto ambiental. *Geogaceta*, (17), 79-81.
- Sbih, Y.B., Pulido Bosch, A., 1996. Papel de los careos en la gestión de las aguas de la Alpujarra. 1ª Conferencia Internacional Sierra Nevada, España.
- Seibert, J. (1997). Estimation of parameter uncertainty in the HBV model. *Nordic Hydrology*, 28(4), 247-262.
- Seibert, J., 2005, HBV light version 2, User's Manual. Uppsala University, Institute of Earth Sciences, Department of Hydrology, Uppsala, Sweden.
- Singhal, B.B.S., Gupta, R.P., 2010. *Applied Hydrogeology of Fractures Rocks*. Second Edition. Springer. 408 pp.