

Tesis Doctoral

Ingeniería Civil

**ACOPLAMIENTO DE MODELOS
HIDROLÓGICOS SEMIDISTRIBUIDOS Y
SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA**



Presentada por: BRUNO PISANI VEIGA

Dirigida por: FRANCISCO JAVIER SAMPER CALVETE

Departamento de Tecnología de la Construcción

E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos

Universidade da Coruña

Julio de 2008, A Coruña, España

Acoplamiento de Modelos Hidrológicos Semidistribuidos y Sistemas de Información Geográfica

Resumen

El desarrollo de modelos hidrológicos integrados es necesario para implementar la Directiva Europea Marco del Agua. Este desarrollo ha estado históricamente limitado por el estado del conocimiento y la disponibilidad de datos. En los últimos 15 años ha aumentado la capacidad de los ordenadores y la disponibilidad de información espacialmente distribuida. Paralelamente, ha crecido el interés por los modelos hidrológicos distribuidos.

El principal objetivo de esta tesis doctoral ha sido el desarrollo del código hidrológico semidistribuido GIS-BALAN que permite evaluar los recursos hídricos tanto de aguas de superficie como subterráneas. Se ha partido para ello del código agregado VISUAL BALAN v2, que también ha sido mejorado y contrastado durante el desarrollo de esta tesis.

GIS-BALAN se ha acoplado al Sistema de Información Geográfica ArcGIS, lo que facilita la introducción de datos y el postproceso de resultados. El código calcula el balance hidrológico en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero evaluando secuencialmente las componentes. Permite discretizar las subcuencas en zonas más pequeñas en las que se pueden considerar parámetros constantes y meteorología uniforme. Se ha incorporado el cálculo del tránsito de la escorrentía superficial y se han implementado métodos adicionales a los que ya ofrecía VISUAL-BALAN para calcular el balance en la zona no saturada y en el acuífero. Para la codificación se ha seguido la filosofía de la programación orientada a objetos, obteniéndose un código claro, flexible y escalable.

Las extensiones al código de VISUAL-BALAN implementadas en GIS-BALAN son las siguientes:

- 1) Cálculo del tránsito de la escorrentía superficial en cauces y lagos. Permite considerar además derivaciones de caudal. El tránsito en cauces

se calcula mediante el método de Muskingum-Cunge y la laminación en lagos mediante balances diarios. Los resultados se pueden comparar con aforos en cualquier punto de la red hidrográfica con el fin de calibrar el modelo

- 2) Cálculo del flujo no saturado vertical mediante la resolución numérica de la ecuación de Richards
- 3) Cálculo del flujo subterráneo mediante modelos pluricelulares englobados
- 4) Mejora en la representación del acuífero. GIS-BALAN permite calcular niveles piezométricos en ambas márgenes del cauce principal y considerar bombeos

El programa GIS-BALAN consta de tres módulos: (1) El preprocesador, que facilita la introducción de datos en el entorno del GIS; (2) El procesador, que calcula el balance y el tránsito superficial; y (3) El postprocesador, que permite visualizar los resultados en el entorno del GIS. El preprocesador es una interfaz de entrada mediante la cual el usuario puede introducir el Modelo Digital del Terreno (MDT), mapas del suelo y subsuelo y series meteorológicas. A partir de estos datos y en un proceso interactivo, el preprocesador genera toda la información que requiere el procesador para el cálculo del balance y el tránsito de la escorrentía superficial. Una vez efectuado el cálculo, el postprocesador permite visualizar los resultados en el entorno del GIS mediante tablas y gráficos.

El carácter interactivo del programa facilita en gran medida el proceso de entrada de datos ya que permite seguir un orden lógico y proporciona más transparencia y ayuda al usuario mediante una serie de menús. La base de datos de la ayuda proporciona la información básica para construir el modelo y generar fácilmente los archivos de entrada. Además, el programa incluye una base de datos flexible para asignar valores iniciales a los parámetros a partir de información básica del terreno (pendiente, tipos y usos del suelo y geología).

GIS-BALAN se ha aplicado a un conjunto de cuencas de diferentes características. La primera aplicación es el aluvial de Andújar (Jaén), donde se localiza la antigua Fábrica de Uranio de Andújar (FUA). El acuífero ha sido estudiado y modelizado desde el año 1988. Para ello se han utilizado todas las versiones del código BALAN, desde BALAN v8 hasta la más reciente, GIS-BALAN. Las últimas

actualizaciones del modelo de balance se han hecho con VISUAL-BALAN y GIS-BALAN. Se han contrastado los resultados obtenidos con versiones anteriores del código y se ha extendido el periodo de cálculo hasta la actualidad. Se presentan los resultados actualizados del balance hídrico, que ha sido recalibrado para que sus resultados fuesen más consistentes con las observaciones de campo. Se muestra cómo el modelo de balance utilizado puede no ser capaz de estimar adecuadamente la recarga en episodios excepcionalmente lluviosos. Se presenta además la comparación de niveles piezométricos calculados con BALAN (mediante modelos simplificados) y con un modelo de flujo detallado (CORE). El contraste en cinco puntos del acuífero sugiere que el modelo de flujo simplificado puede ser suficiente para calcular los niveles piezométricos en las zonas de regadío.

La segunda aplicación es la cuenca piloto del río Valiñas, situada en la Provincia de A Coruña, a pocos kilómetros de la capital. Se trata de una pequeña cuenca granítica de la que se posee una buena cantidad de información hidrogeológica. Se ha utilizado desde hace más de una década con fines docentes y como banco de prueba de las sucesivas mejoras de BALAN, VISUAL-BALAN y GIS-BALAN. Se presentan los resultados de la actualización del balance con los datos hidrometeorológicos hasta 2006 y el análisis de sensibilidad del balance respecto al espesor del suelo, uno de los parámetros más influyentes. Se presenta además la corrección realizada en el cálculo de la percolación y la recalibración de la conductividad hidráulica vertical de la zona no saturada.

La tercera aplicación es la cuenca del alto Gállego, una cuenca de montaña de aproximadamente 1350 km² situada en la provincia de Huesca. Posee unas características geográficas, meteorológicas, litológicas y geológicas muy variables en el espacio, que hacen muy interesante su modelización. Destaca entre sus características más notables su elevada altitud y por consiguiente la importancia de los gradientes verticales y la hidrología nival. Esta complejidad se ha abordado mediante la modelización semidistribuida, dividiendo la cuenca en zonas homogéneas. El balance se ha calibrado con datos diarios de caudales medidos en el cierre de la cuenca en la estación de aforos de Anzáñigo. El ajuste obtenido es bastante bueno. Esta aplicación es un ejemplo muy ilustrativo de las capacidades de GIS-BALAN y muestra paso a paso cómo utilizar el código para construir un modelo complejo.

El cuarto caso es la cuenca de montaña del río Bernesga, en la zona de los túneles del TAV de Pajares (Asturias-Castilla-León), a través de los que discurrirán las vías del AVE. El modelo de balance hidrometeorológico ha servido para cuantificar las componentes del ciclo hidrológico, tanto las de superficie como las profundas. El modelo realizado supone que las propiedades de la cuenca son uniformes. Es decir, se ha optado por un modelo hidrológico agregado. Se han usado valores medios de precipitación y temperatura diarias en el conjunto de la cuenca. Es de destacar la importancia de la hidrología nival en la zona. El almacenamiento de la nieve durante una buena parte del año y la posterior fusión han ofrecido algunas dificultades para calibrar el balance. Sin embargo, el ajuste obtenido entre las aportaciones calculadas y las observadas es bastante bueno, a excepción de un año en el que los datos presentan ciertas anomalías.

La última aplicación que se presenta es la cuenca del río Zêzere, en la Serra da Estrela (Portugal Central). Se trata de una pequeña cuenca de montaña con recursos hídricos de alta calidad y valor económico, incluyendo aguas superficiales y subterráneas (normales y termominerales). El balance hídrico se ha calculado con los códigos VISUAL BALAN v2 y GIS-BALAN, para contrastar y verificar el código más reciente, GIS-BALAN. La modelización se ha efectuado de manera semidistribuida, considerando un conjunto de subcuencas delimitadas a partir de las unidades hidrogeomorfológicas. Los datos diarios de precipitación y temperatura de una estación meteorológica se han extrapolado para cada subcuenca considerando los gradientes verticales de estas variables. El balance hídrico se ha calibrado mediante el contraste entre las aportaciones calculadas y observadas en el cierre de la cuenca. El modelo reproduce adecuadamente las aportaciones medidas y sus resultados son coherentes con las conclusiones de estudios previos en cuencas similares. Se ha realizado un análisis de sensibilidad para evaluar las incertidumbres en los parámetros del modelo y en la recarga al acuífero. Los resultados muestran que las mayores incertidumbres están en la capacidad de infiltración en el terreno y el coeficiente de agotamiento a la percolación. La recarga es mucho más sensible a las variaciones del coeficiente de agotamiento de la percolación que a la capacidad de infiltración del terreno. Los resultados muestran que hay incertidumbre en la recarga estimada, cuyo valor medio se sitúa entre 250-350 mm/año.

Coupling of Semi-Distributed Hydrologic Models and Geographic Information Systems

Summary

The development of integrated hydrological models is necessary for implementing the European Water Framework Directive. It has been historically limited by the state of the art and data availability. The increasing availability of spatially distributed data coupled with the advances in computational resources has become evident over the last fifteen years. As a consequence, a clear growth in the interest for distributed hydrological models can be appreciated.

The main objective of this dissertation has been the development of the semi-distributed hydrological code GIS-BALAN, designed for assessing available surface and groundwater resources. The starting point has been the code VISUAL-BALAN v2, which has also been improved and tested during the development of this dissertation.

GIS-BALAN has been coupled to a Geographic Information System (GIS) software, ArcGIS, which facilitates the input of data and post-processing of results. The code solves the water balance equations by evaluating hydrological components in a sequential manner. It performs daily balances in the upper soil, the unsaturated zone and the underlying aquifer, and it deals with the surface runoff propagation. It permits to divide subbasins into smaller zones with constant parameters and uniform meteorology. The code also offers more options than VISUAL-BALAN to compute the water balance in the unsaturated zone and the aquifer. The code has been developed with the object oriented paradigm. Consequently, a clear, flexible and expandable code has been developed.

The extensions made to the VISUAL-BALAN code are the following:

- 1) Computation of surface runoff propagation through channels and lakes. Streamflow diversions can also be considered. Channel routing is calculated with the Muskingum-Cunge equation. Propagation through lakes is computed by means of daily water budgets.

- 2) Computation of unsaturated vertical flow by means of the numerical resolution of the Richards' equation.
- 3) Solution of groundwater flow equation by means of Embedded Multireservoir Models.
- 4) Improvement of the aquifer representation. Piezometric levels can be computed at both sides of the river and pumping can be considered.

GIS-BALAN consists of three modules: (1) The pre-processor, which facilitates the data input in a GIS environment; (2) The processor, which computes the water balance and the surface runoff propagation; and (3) The post-processor, which visualizes results in the GIS environment. The pre-processor is the input interface that permits the user to input the Digital Terrain Model (DTM), soil and geologic maps and meteorological data. Starting with these data and in an interactive process, the pre-processor generates all of the information needed by the processor to compute the water balance. Once the computation is finished, the post-processor can be used to visualize results in the GIS environment.

The interactive character of the program facilitates data input. It permits to follow a logical order and offers the user a complete help. The help data base contains basic information to construct a new model and easily generate input files. Also, a flexible data base is included to assign initial parameter values that are derived from physical information (slope, type and use of soil and geology).

GIS-BALAN has been applied to a set of basins. The first case is the Andújar alluvial aquifer, where an old uranium factory was located. The aquifer has been studied and modeled since 1988. All versions of the BALAN code have been used, from version 8 to the most recent one, GIS-BALAN. The latest runs of the model were made with VISUAL-BALAN and GIS-BALAN. The period of calculation of the water balance has been extended up to 2007. Parameters have been calibrated to make results more consistent with field observations. The water balance model was not sufficient to estimate recharge adequately during exceptionally rainy episodes. Recharge had to be estimated from piezometric rises during those episodes. A comparison between piezometric heads calculated with BALAN (with simplified models) and a detailed flow model (CORE) is also presented. Model testing in five

points of the aquifer suggest that the simplified model computes accurate piezometric levels in the irrigated area.

The second application is the Valiñas River basin. It is a small granitic basin located near La Coruña. A good amount of hydrogeological information is available. It has been used for educational purposes for more than a decade. It has also been used as a pilote basin to test the successive developments of BALAN, VISUAL-BALAN and GIS-BALAN. The water balance has been updated with meteorological data up to 2006. The computation of the aquifer recharge has been corrected and the vertical hydraulic conductivity of the unsaturated zone has been calibrated again. Also, a sensitivity analysis of the water balance results to soil thickness (one of the most important parameters of the model) is presented.

The third case study is the Upper Gállego basin, a high mountain basin of approximately 1350 km², located in the Province of Huesca. It is an interesting basin to model, for it has a special set of geographical, lithological and geological characteristics. Its high altitude is one of the most remarkable features. Consequently, important vertical gradients and snow processes must be taken into consideration. This complexity has been treated from a semi-distributed approach, by dividing the basin into smaller zones with constant parameters. The water balance has been calibrated using daily stream flows measured at the basin outlet (at the Anzáñigo streamflow-gauging station). The fit between computed and observed flows is quite good. The application to the Gállego basin is a very illustrative example of GIS-BALAN capabilities, because it is shown step by step how to use the code to construct a complex model.

The fourth case study is the Bernesga River basin (Asturias-Castilla-León), a mountain zone through which the railroads of the High Speed train (AVE) will pass. The water balance model has been used to quantify all the components of the hydrological cycle. The model assumes that all basin features are constant in space. Hence, it is a lumped parameter model. The importance of the snow processes in the zone is remarkable. Some difficulties were found to calibrate the water balance due to snow storage and melting. However, the final fit between measured and computed stream flows is good, except for a year in which data exhibit some anomalies.

The last study is the Zêzere River basin, in the Serra da Estrela (Central Portugal). It is a small mountain basin with water resources of high quality and high economic value, including surface water and groundwater (regular and thermomineral). The water balance has been calculated with GIS-BALAN and VISUAL-BALAN, for the purpose of testing and verifying the most recent version of the code, GIS-BALAN. Modeling has been made in a semi-distributed manner, considering several subbasins delineated from the hydrogeomorphological units. Daily precipitation and temperature data of a meteorological station have been extrapolated for each subbasin considering vertical gradients. The water balance has been calibrated against observed stream flows at the basin outlet. The model reproduces observed stream flows quite well and the results are consistent with the conclusions of previous studies in similar zones. A sensitivity analysis was made to evaluate uncertainties in parameter values and in the estimated recharge. Results show that the largest uncertainties are caused by infiltration capacity of the soil and the recession coefficient of percolation. Recharge is much sensitive to variations of the recession coefficient of percolation than to variations of infiltration capacity of the soil. Results show a considerable uncertainty in the estimated aquifer recharge. Its mean value ranges from 250 to 350 mm/year.

Acoplamiento de Modelos Hidrológicos Semidistribuidos e Sistemas de Información Xeográfica

Resumo

O desenvolvemento de modelos hidrológicos integrados é necesario para implementar a Directiva Europea Marco da Auga. Estivo historicamente limitado polo estado do coñecemento e a dispoñibilidade de datos. Nos últimos 15 anos aumentaron a capacidade dos computadores e a dispoñibilidade de información espacialmente distribuída. Paralelamente creceu o interese polos modelos hidrológicos distribuídos.

O principal obxectivo desta tese doutoral foi o desenvolvemento do código hidrológico semidistribuído GIS-BALAN, que permite avaliar os recursos hídricos tanto de augas superficiais como subterráneas. Partíuse para iso do código agregado VISUAL BALAN v2, que tamén foi mellorado e contrastado durante o desenvolvemento desta tese.

GIS-BALAN acoplouse ao Sistema de Información Xeográfica ArcGIS, o que facilita a introdución de datos e o postproceso de resultados. O código calcula o balance hidrológico no chan edáfico, na zona non saturada e no acuífero avaliando secuencialmente as compoñentes. Permite discretizar as subconcas en zonas máis pequenas nas que se poden considerar parámetros constantes e meteoroloxía uniforme. Incorporouse o cálculo do tránsito da escorrentía superficial e implementáronse métodos adicionais aos que xa ofrecía VISUAL-BALAN para calcular o balance na zona non saturada e no acuífero. Para a codificación seguíuse a filosofía da programación orientada a obxectos, obténdose un código claro, flexible e escalable.

As extensións ao código de VISUAL-BALAN implementadas en GIS-BALAN son as seguintes:

- 1) Cálculo do tránsito da escorrentía superficial en canles e lagos. Permite considerar ademais derivacións de caudal. O tránsito en canles calcúlase mediante o método de Muskingum-Cunge e a laminación en lagos

mediante balances diarios. Os resultados pódense comparar con aforamentos en calquera punto da rede hidrográfica a fin de calibrar o modelo

- 2) Cálculo do fluxo non saturado vertical mediante a resolución numérica da ecuación de Richards
- 3) Resolución do fluxo subterráneo mediante modelos pluricelulares englobados
- 4) Mellora na representación do acuífero. GIS-BALAN permite calcular niveis piezométricos en ambas marxes da canle principal e considerar bombeos

O programa GIS-BALAN consta de tres módulos: (1) O preprocesador, que facilita a introdución de datos no ámbito de GIS; (2) O procesador, que calcula o balance e o tránsito superficial; e (3) O postprocesador, que permite visualizar os resultados no ámbito de GIS. O preprocesador é unha interfaz de entrada mediante a cal o usuario pode introducir o Modelo Dixital do Terreo (MDT), mapas do chan e subsolo e series meteorolóxicas. A partir destes datos e nun proceso interactivo, o preprocesador xera toda a información que o procesador require para o cálculo do balance e o tránsito da escorrentía superficial. Unha vez efectuado o cálculo, o postprocesador permite visualizar os resultados na contorna do GIS mediante táboas e gráficos.

O carácter interactivo do programa facilita en gran medida o proceso de entrada de datos xa que permite seguir unha orde lóxica e proporciona máis transparencia e axuda ao usuario mediante unha serie de menús. A base de datos da axuda proporciona a información básica para construír o modelo e xerar facilmente os arquivos de entrada. Ademais, o programa inclúe unha base de datos flexible para asignar valores iniciais aos parámetros a partir de información básica do terreo (pendente, tipo e uso de chan e xeoloxía).

GIS-BALAN aplicouse a un conxunto de concas de diferentes características. A primeira aplicación é o aluvial de Andújar (Provincia de Jaén), onde se localiza a antiga Fábrica de Uranio de Andújar (FUA). O acuífero foi estudado e modelizado dende o ano 1988. Para iso utilizáronse todas as versións do código BALAN, dende BALAN v8 ata a máis recente, GIS-BALAN. As últimas actualizacións do modelo de balance fixéronse con VISUAL-BALAN e GIS-BALAN. Contrastáronse os resultados

obtidos con versións anteriores do código e estendeuse o período de cálculo ata a actualidade. Preséntanse os resultados actualizados do balance hídrico, que foi recalibrado para que os seus resultados fosen máis consistentes coas observacións de campo. Móstrase como o modelo de balance utilizado pode non ser capaz de estimar adecuadamente a recarga en episodios excepcionalmente chuviosos. Preséntase ademais a comparación de niveis piezométricos calculados con BALAN (mediante modelos simplificados) e o modelo de fluxo detallado (CORE). O contraste en cinco puntos do acuífero suxire que o modelo de fluxo simplificado podería ser suficiente para calcular os niveis piezométricos nas zonas de regadío.

A segunda aplicación é a conca piloto do río Valiñas, situada na Provincia da Coruña, a poucos quilómetros da capital. Trátase dunha pequena conca granítica, da que se posúe unha boa cantidade de información hidroxeolóxica. Utilizouse dende fai máis dunha década con fins docentes e como banco de proba das sucesivas melloras de BALAN, VISUAL-BALAN e GIS-BALAN. Preséntanse os resultados da actualización do balance cos datos hidrometeorolóxicos ata 2006 e a análise de sensibilidade do balance respecto ao espesor do chan, un dos parámetros máis influentes. Preséntase ademais a corrección realizada no cálculo da percolación e a recalibración dos parámetros da zona non saturada.

A terceira aplicación é a conca do Alto Gállego, unha conca de montaña de aproximadamente 1350 km², situada na Provincia de Huesca. Posúe unhas características xeográficas, meteorolóxicas, litolóxicas e xeolóxicas moi variables no espazo, que fan moi interesante a súa modelización. Entre as súas características máis notables destácase a súa elevada altitude e por conseguinte a importancia dos gradientes verticais e a hidroloxía nival. Esta complexidade abórdouse dende a modelización semidistribuida, dividindo a conca en zonas homoxéneas. O balance calibrouse con datos diarios de caudais medidos no peche da conca (na estación de aforamentos de Anzáñigo). O axuste obtido é bastante bo. Esta aplicación é un exemplo moi ilustrativo das capacidades de GIS-BALAN e mostra paso a paso como utilizar o código para construír un modelo complexo.

O cuarto caso é a conca de montaña do río Bernesga, na zona dos túneles de Pajares (Asturias-Castilla-León), a través dos que discurrirán as vías do AVE. O modelo de balance hidrometeorolóxico serviu para cuantificar as compoñentes do ciclo hidrolóxico, tanto as de superficie como as profundas. O modelo realizado

supón que as propiedades da conca son uniformes. É dicir, optouse por un modelo hidrológico agregado. Usáronse valores medios de precipitación e temperatura diarias no conxunto da conca. É de destacar a importancia da hidroloxía nival na zona. O almacenamento da neve durante unha boa parte do ano e a posterior fusión ofreceron algunhas dificultades para calibrar o balance. Con todo, o axuste obtido entre as aportacions calculadas e as observadas é bastante bo, fóra dun ano no que os datos presentan certas anomalías.

A última aplicación que se presenta é a conca do río Zêzere, na Serra da Estrela (Portugal Central). Trátase dunha pequena conca de montaña con recursos hídricos de alta calidade e valor económico, incluíndo augas superficiais e subterráneas (normais e termominerais). O balance hídrico calculouse cos códigos VISUAL BALAN v2 e GIS-BALAN, para contrastar e verificar o código máis recente, GIS-BALAN. A modelización efectuouse de xeito semidistribuida, considerando un conxunto de subconcas delimitadas a partir das unidades hidroxeomorfolóxicas. Os datos diarios de precipitación e temperatura dunha estación meteorolóxica extrapoláronse para cada subconca considerando os gradientes verticais destas variables. O balance hídrico calíbrouse mediante o contraste entre as aportacions calculadas e observadas no peche da conca. O modelo reproduce adecuadamente as aportacions medidas e os seus resultados son coherentes coas conclusións de estudos previos en concas similares. Realizouse unha análise de sensibilidade para avaliar as incertezas nos parámetros do modelo e na recarga ao acuífero. Os resultados mostran que as incertezas maiores están na capacidade de infiltración no terreo e no coeficiente de esgotamento á percolación. A recarga é moito máis sensible ás variacións do coeficiente de esgotamento á percolación que á capacidade de infiltración do terreo. Os resultados mostran unha incerteza considerable na recarga estimada, cuxo valor medio sitúase entre 250-350 mm/ano.

Agradecimientos

En primer lugar quiero expresar mi profundo agradecimiento al Dr. Javier Samper, por su motivación, su guía y su ejemplo. Me ha brindado la oportunidad de aprender junto a él y me ha destinado su tiempo. Pero mi máxima gratitud hacia mi Director de Tesis se debe sobre todo a haber contado con su confianza, aún antes de conocerme personalmente. Dedico esta tesis doctoral como muestra de mi gratitud.

Mi gratitud también va dirigida a la Escuela de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, al Departamento de Métodos Matemáticos y de Representación y a Tercer Ciclo de la Universidade da Coruña, por su apoyo durante estos años, especialmente a Ignasi Colominas y José Luis Añón.

Quiero agradecer también a mis compañeros, Acacia Naves, Changbing Yang, Chuanhe Lu, Diego Alvares, Hongyung Ha, Liange Zheng, Mercedes Bonilla, Quingchun Yang, Santiago Moreira, Shuping Yi y Yanmei Li, de los que he aprendido mucho y con quienes he compartido un tiempo inolvidable.

Agradezco también al Dr. Luis Montenegro, por brindarme su apoyo y sus consejos durante este tiempo.

Quiero expresar también mi gratitud al Dr. Jorge Molinero, por su motivación y sus consejos.

Estoy muy agradecido con el Dr. Miguel A. García Vera y con José A. Losada, de la Confederación Hidrográfica del Ebro, por haber colaborado siempre con una actitud proactiva proporcionándome toda la información necesaria.

También agradezco a Jorge Espinha Marques de la Universidad de Oporto, con quien he aprendido mucho durante la modelización de la cuenca de la Serra da Estrela.

Mi trabajo de investigación estuvo financiado por:

- Empresa Nacional de Residuos Radiactivos. Proyectos de la FUA

- Ministerio de Ciencia y Tecnología. Proyecto CICYT REN 2003-8882
- Confederación Hidrográfica del Ebro. Contrato 2000-PH17-I
- Universidade da Coruña. Becas predoctorales, 2006-2007

Hubiera sido enormemente más difícil finalizar esta tesis sin Sara Rivas, que con amor y paciencia me acompañó en todo este proceso.

Esta tesis también la dedico a mis padres, que siempre miraron más allá.

Acknowledgements

In first place, I want to express my deep gratitude to Dr. Javier Samper, for his motivation, guidance and example. He has offered me the opportunity to learn from him and he has dedicated much of his time to my work. But my greatest appreciation to my PhD Supervisor is for trusting me, even before we meet each other personally. I want to dedicate this dissertation as a show of gratitude.

My appreciation is also given to the staff at the Escuela de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, the Departamento de Métodos Matemáticos y de Representación and Tercer Ciclo de la Universidade da Coruña, for their support during all these years, especially to Ignasi Colominas and José Luis Añón.

I also thank my colleagues, Acacia Naves, Changbing Yang, Chuanhe Lu, Diego Alvares, Hongyung Ha, Liange Zheng, Mercedes Bonilla, Quingchun Yang, Santiago Moreira, Shuping Yi y Yanmei Li, from whom I have learnt a lot and with whom I shared an unforgettable time.

I also want to thank Dr. Luis Montenegro, for giving me support and advice along these years.

Mi gratitude is also to Dr. Jorge Molinero, for his encouragement and his advice.

I also thank Dr. Miguel A. García Vera and José A. Losada, from the Confederación Hidrográfica del Ebro, for their always collaborative attitude and for making available to me all the necessary data for my work.

I also want to express my gratitude to Jorge Espinha Marques, with whom I have learned a lot during the modeling of the Serra da Estrela basin.

My research work was funded by:

- Empresa Nacional de Residuos Radiactivos. FUA projects
- Ministerio de Ciencia y Tecnología. Project CICYT REN 2003-8882

- Confederación Hidrográfica del Ebro. Contract 2000-PH17-I
- Universidade da Coruña. Research scholarships, 2006-2007.

It would have been much more difficult to finish my dissertation without Sara Rivas, who has stayed by my side along this process with love and patience.

This dissertation is also dedicated to my parents, who have always looked beyond.

Agradecementos

En primeiro lugar quero expresar o meu profundo agradecemento ao Dr. Javier Samper, pola súa motivación, a súa guía e o seu exemplo. Brindoume a oportunidade de aprender xunto a el e destinoume o seu tempo. Pero a miña máxima gratitude cara ao meu Director de Tese débese sobre todo a contar coa súa confianza, aínda antes de coñecerme persoalmente. Dedicolle esta tese doutoral como mostra da miña gratitude.

A miña gratitude tamén vai dirixida á Escola de Enxeñeiros de Camiños, Canais e Portos, ao Departamento de Métodos Matemáticos e de Representación e a Terceiro Ciclo da Universidade da Coruña, polo seu apoio durante estes anos, especialmente a Ignasi Colominas e José Luís Añón.

Quero agradecer tamén aos meus compañeiros, Acacia Naves, Changbing Yang, Chuanhe Lu, Diego Alvares, Hongyung Ha, Liange Zheng, Mercés Bonilla, Quingchun Yang, Santiago Moreira, Shuping Yi e Yanmei Li, dos que aprendín moito e cós que compartín un tempo inesquecible.

Agradezo tamén ao Dr. Luís Montenegro, por brindarme o seu apoio e os seus consellos durante este tempo.

Quero expresar tamén a miña gratitude ao Dr. Jorge Molinero, pola súa motivación e os seus consellos.

Estou moi agradecido co Dr. Miguel A. García Vera e con José A. Losada, da Confederación Hidrográfica do Ebro, por colaborar sempre cunha actitude proactiva proporcionándome toda a información necesaria.

Tamén agradezo a Jorge Espinha Marques da Universidade do Porto, con quen aprendín moito durante a modelización da Serra da Estrela.

O meu traballo de investigación estivo financiado por:

- Empresa Nacional de Residuos Radioactivos. Proxectos da FUA
- Ministerio de Ciencia e Tecnoloxía. Proxecto CICYT REN 2003-8882

- Confederación Hidrográfica do Ebro. Contrato 2000-PH17-I
- Universidade da Coruña. Bolsas predoutorais, 2006-2007

Tería sido enormemente máis difícil finalizar esta tese sen Sara Rivas, que con amor e paciencia acompañoume en todo este proceso.

Esta tese tamén a dedico aos meus pais, que sempre miraron máis aló.

Nota Aclaratoria

Esta tesis se ha realizado en el marco de varios proyectos, en particular el de la CICYT (REN 2003-8882), en el que han participado diversos integrantes. En el desarrollo del código GIS-BALAN han intervenido Diego Álvares, estudiante de doctorado de la UDC que ha contribuido con una buena parte del código del preprocesador, Miguel A. García Vera y José A. Losada, de la Confederación Hidrográfica del Ebro.

Durante el desarrollo de esta tesis doctoral he colaborado en un conjunto de proyectos que se han divulgado a través de las siguientes publicaciones e informes:

Espinha Marques J, Samper J, **Pisani B**, Alvares D, Vieira G, Mora C, Carvalho J, Chaminé H, Sodr  Borges F (2006). Avalia o de recursos hídricos numa região montanhosa através de modela o hidrológica: aplica o do programa VISUAL BALAN v2.0 a uma bacia hidrográfica na Serra da Estrela (Centro de Portugal). *Cadernos Do Laboratorio Xeol xico De Laxe*, vol. 31, p 43-66.

Espinha Marques J, Marques J, Chaminé H, Carreira P, Fonseca PE, Samper J, **Pisani B**, Alvares D, Vieira G, Mora C, Teixeira J, Gomes A, Carvalho JM, Sodr  Borges F, Rocha FT (2006). A Preliminary Hydrogeological Conceptual Model of the Manteigas-Nave de Santo Ant nio-Torre Sector (Serra da Estrela Natural Park, Central Portugal). En: *International Water Conference*. Instituto Superior de Engenharia do Porto. Portugal, 12 a 14 de junio de 2006. 12 pp.

Espinha Marques J, Marques JM, Chaminé HI, Afonso MJ, Carreira PM, Fonseca PE, Cabral J, Monteiro Santos FA, Vieira GT, Mora C, Gomes A, Teixeira J, Samper J, **Pisani B**, Aguiar C, Gonçalves JA, Almeida PG, Cavaleiro V, Carvalho JM, Sodr  Borges F, Aires-Barros L, Rocha FT (2005). Hydrogeological Study Of A High Mountain Area (Serra Da Estrela, Central Portugal): A Multidisciplinary Approach. En: *The Fourth Inter-Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources (IAHS)*. Guimaraes, Portugal. 12 pp.

Samper J, **Pisani B**, Naves A (2007). Seguimiento y vigilancia del funcionamiento hidrogeoquímico de las aguas subterrneas en el emplazamiento restaurado de la FUA: Análisis de sensibilidad del modelo FUA04, actualización del análisis integrado de los datos y contraste del modelo FUA04 con datos del periodo 2003-2006. Informe técnico para ENRESA. Universidade da Coruña. 221 pp.

- Samper J, **Pisani B**, Naves A (2008). Seguimiento y vigilancia del funcionamiento hidrogeoquímico de las aguas subterráneas en el emplazamiento restaurado de la FUA: Actualización del análisis integrado de los datos y contraste del modelo FUA04 con datos del periodo 2003-2007. Informe técnico para ENRESA. Universidade da Coruña. 163 pp.
- Samper J, **Pisani B**, Alvares D, García Vera MA (2007). GIS-BALAN: un modelo hidrológico semi-distribuido acoplado a un Sistema de Información Geográfica para la estimación de los recursos hídricos. En: VIII Jornadas de Estudios en la Zona No Saturada, ZNS'07, Córdoba, noviembre de 2007. Pp 341-346.
- Samper J, Alvares D, **Pisani B**, García Vera MA (2007). Evaluation of climate change impacts on water resources of Ebre River Basin with GIS-BALAN. En: XXXV Congreso de la AIH: Groundwater and Ecosystems. Lisboa, 17-21 de septiembre de 2007. 11 pp.
- Samper J, Alvares D, **Pisani B**, García Vera MA (2007). Evaluación del efecto del cambio climático en los recursos hídricos en la cuenca hidrográfica del Ebro con GIS-BALAN. En: VIII Jornadas de Estudios en la Zona No Saturada, ZNS'07, Córdoba, noviembre de 2007. Pp 347-353.
- Samper J, **Pisani B**, Alvares D, Espinha Marques J, García Vera MA, Losada JA (2007). Distributed and semi-distributed hydrological models for groundwater recharge evaluation: Application of GIS-BALAN to three different basins in Spain and Portugal. En: XXXV Congreso de la AIH: Groundwater and Ecosystems. Lisboa, 17-21 de septiembre de 2007. 11 pp.
- Samper J, Yang C, **Pisani B**, Montenegro L, Zheng L, Molinero J (2004). Actualización del modelo de flujo y transporte de Andújar. Informe técnico para ENRESA. Universidade da Coruña. 4 volúmenes.
- Samper J, García Vera, MA, **Pisani B**, Alvares D, Varela A, Losada JA (2005). Modelos hidrológicos y Sistemas de Información Geográfica para la estimación de los recursos hídricos: aplicación de GIS-BALAN a varias cuencas Españolas. En: VII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo. Póster Ganador. 1er Premio a Joven Investigador. 16-19 de noviembre, A Coruña. Pp. 269-274.
- Samper J, García Vera, MA, **Pisani B**, Alvares D, Varela A, Losada JA (2005). Aplicação do modelo hidrológico Visual Balan v2.0 em duas bacias hidrográficas espanholas: Estudos de caso e desenvolvimentos. En: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, noviembre de 2005.
- Samper J, García Vera MA, **Pisani B**, Alvares D, Espinha Marques J, Varela A, Losada JA (2006). Hydrologic models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: Application of GIS-BALAN to Atlantic basins in Spain and Portugal. In: the Fourth Inter-Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources. Guimaraes, Portugal. Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability. IAHS Publ. 310. Lobo Ferreira *et al.* (Eds.). Pp 259-266.

Adicionalmente a los trabajos citados anteriormente, esta tesis doctoral ha contribuido a las últimas actualizaciones del código VISUAL-BALAN v2 y con algún tipo de asistencia técnica a los siguientes centros de investigación:

- Centro de Investigación y Tecnología Agroalimentaria del Gobierno de Aragón
- Instituto Geológico y Minero de España
- Universidad de A Coruña
- Universidad de Alicante (Dpto. de Ecología)
- Universidad de Entre Ríos (Argentina)
- Universidad de la Laguna
- Universidad de Lleida (ETS de Ingeniería Agraria)
- Universidad de Oporto (Facultad de Ciencias)
- Universidad de Santiago de Compostela en Lugo
- Universidad Politécnica de Cataluña (ETS de Ing. de Caminos)
- Universidad Politécnica de Madrid (Escuela de Montes, Escuela de Minas)
- Universidad Politécnica de Valencia (ETS de Ing. de Caminos)

RESUMEN I

AGRADECIMIENTOS XIII

NOTA ACLARATORIA XIX

INDICE XXII

RESUMEN EXTENSO

1. INTRODUCCIÓN 1

 1.1. Motivación y objetivos..... 1

 1.2. Alcance..... 2

 1.3. Estado de la cuestión 2

2. MEJORAS AL CÓDIGO VISUAL-BALAN 5

3. ACOPLAMIENTO DE VISUAL-BALAN Y UN GIS: IMPLEMENTACIÓN EN GIS-BALAN..... 6

4. APLICACIONES DE GIS-BALAN 9

 4.1. Aluvial de Andújar 9

 4.2. Cuenca del río Valiñas..... 10

 4.3. Cuencas de montaña 11

 4.3.1. Cuenca del río Gállego 11

 4.3.2. Cuenca del río Bernesga..... 15

 4.3.3. Cuenca de la Serra da Estrela 17

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... 18

APÉNDICE 1. SÍNTESIS DE LA RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	A1-1
1. INTRODUCCIÓN	A1-5
2. MODELIZACIÓN DISTRIBUIDA Y GIS	A1-8
2.1. Tipos de modelos	A1-8
2.2. Modelos hidrológicos agregados y distribuidos	A1-9
2.3. Sistemas de Información Geográfica. Modelos Digitales de Terreno	A1-11
2.4. Acoplamiento de códigos hidrológicos y GIS.....	A1-12
3. ALGUNOS CÓDIGOS HIDROLÓGICOS RELEVANTES	A1-15
3.1. Códigos agregados	A1-15
3.1.1. NWSRFS.....	A1-15
3.1.2. Sacramento	A1-15
3.2. Códigos semidistribuidos	A1-17
3.2.1. SWAT	A1-17
3.2.2. HEC-HMS	A1-19
3.3. Códigos distribuidos	A1-21
3.3.1. SIMPA.....	A1-21
3.3.2. MIKE SHE.....	A1-26
3.3.3. TOPMODEL	A1-30
3.3.4. Comparación de códigos	A1-33
4. EVALUACIÓN DE ALGUNOS CÓDIGOS HIDROLÓGICOS	A1-35
4.1. Sobre la construcción y evaluación de un modelo hidrológico.....	A1-35
4.2. El Proyecto de Inter-Comparación de Modelos Distribuidos	A1-36
4.3. Evaluación de herramientas de modelización integrada de aguas superficiales y subterráneas	A1-40
5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	A1-42

APÉNDICE 2: MEJORAS AL CÓDIGO VISUAL-BALAN	A2-1
1. INTRODUCCIÓN. LA FAMILIA DE CÓDIGOS BALAN	A2-5
2. MEJORAS AL CÓDIGO VISUAL-BALAN	A2-6
2.1. Características principales	A2-6
2.2. Mejoras y actualizaciones en el código	A2-10
2.2.1. Instalación en Windows XP	A2-10
2.2.2. Depuración del código	A2-11
2.2.3. Balance en hasta 9 subcuencas	A2-11
2.2.4. Series meteorológicas de hasta 100 años.....	A2-11
2.2.5. Hidrología nival	A2-12
2.2.6. Flujo no saturado	A2-13
2.2.7. Corrección de la fórmula de Thornthwaite para temperaturas negativas	A2-13
2.2.8. Análisis de sensibilidad	A2-14
2.2.9. Gráficos de resultados.....	A2-14
2.2.10. Contraste de resultados con BALAN v10.....	A2-14
2.3. Actualización del manual.....	A2-15
3. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	A2-15

APÉNDICE 3: MANUAL DE GIS-BALAN	A3-I
1. INTRODUCCIÓN	A3-1
2. DESCRIPCIÓN DEL CÓDIGO	A3-4
3. COMPONENTES DEL BALANCE HIDROMETEOROLÓGICO	A3-6
3.1. Balance en el Suelo	A3-10
3.1.1. Cálculo de las dotaciones de riego.....	A3-10
3.1.2. Evapotranspiración potencial (ETP)	A3-10
3.1.3. Intercepción	A3-15
3.1.4. Hidrología nival	A3-17
3.1.5. Recarga en tránsito directa	A3-25

3.1.6. Escorrentía superficial	A3-29
3.1.7. Evapotranspiración real	A3-32
3.1.8. Recarga en tránsito diferida	A3-36
3.2. Balance en la zona no saturada.....	A3-40
3.2.1. Método de balance explícito	A3-40
3.2.2. Método basado en la ecuación de Richards 1-D	A3-42
3.3. Balance en el Acuífero	A3-45
3.3.1. Método de una celda	A3-46
3.3.2. Método multicelda	A3-47
3.3.3. Modelos pluricelulares englobados	A3-49
3.4. Aportación al cauce	A3-56
4. DISCRETIZACIÓN DEL TERRENO.....	A3-57
5. TRÁNSITO DE LA ESCORRENTÍA SUPERFICIAL.....	A3-58
5.1. La red hidrográfica	A3-58
5.2. Tránsito en canales	A3-62
5.3. Laminación en lagos.....	A3-67
6. ENTRADA DE DATOS. EL PREPROCESADOR	A3-68
6.1. Mapas de entrada	A3-69
6.2. Series temporales de entrada	A3-71
6.3. Ejecución del preprocesador	A3-73
6.3.1. Preprocesamiento del terreno y trazado de la red hidrográfica.....	A3-73
6.3.2. Delimitación de subcuencas y cálculo del tiempo de concentración.....	A3-74
6.3.3. Delimitación de zonas homogéneas. Series temporales promediadas en el espacio	A3-76
7. CÁLCULO DEL BALANCE HÍDRICO. EL PROCESADOR.....	A3-79
7.1. Ayuda de GIS-BALAN.....	A3-80
7.2. Parámetros de GIS-BALAN	A3-81
7.3. Entrada de datos	A3-87
7.3.1. Entrada de datos con la ayuda del preprocesador	A3-87

7.3.2. Entrada de datos sin la ayuda del preprocesador.....	A3-87
7.3.3. Asignación inicial de parámetros (opción automática). Base de datos de parámetros.....	A3-90
7.4. Ejecución y salida de resultados.....	A3-92
7.5. Calibración del balance	A3-92
8. POSTPROCESO DE RESULTADOS. EL POSTPROCESADOR	A3-93
8.1. Gráficos y tablas de resultados	A3-94
9. VERIFICACIÓN DE LOS NUEVOS DESARROLLOS	A3-95
9.1. Flujo no saturado.....	A3-95
9.2. Modelos Pluricelulares Englobados.....	A3-96
10. CASOS REALES DE APLICACIÓN DEL PROGRAMA	A3-101
11. INSTALACIÓN DE GIS-BALAN.....	A3-102
12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	A3-103

APÉNDICE 4: APLICACIÓN DE GIS-BALAN A LA CUENCA DEL RÍO GÁLLEGO

.....	A4-1
1. INTRODUCCIÓN	A4-5
2. FUENTES DE DATOS	A4-5
3. GEOGRAFÍA.....	A4-5
4. CLIMA.....	A4-8
5. GEOLOGÍA.....	A4-12
6. USOS DEL SUELO.....	A4-15
7. BALANCE HIDROLÓGICO	A4-17
7.1. Red hidrográfica y delimitación de la divisoria de aguas.....	A4-18
7.2. Tiempo de tránsito.....	A4-21
7.3. Mapa de zonas homogéneas.....	A4-22
7.4. Series meteorológicas diarias	A4-24
7.5. Asignación inicial de parámetros	A4-27

7.6. Calibración del balance	A4-30
7.7. Resultados del balance y discusión	A4-32
8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	A4-35
9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	A4-37

**APÉNDICE 5: USO ACOPLADO DE MODELOS DE FLUJO Y BALANCE HÍDRICO.
APLICACIÓN CONJUNTA DE CORE^{2D} Y GIS-BALAN AL ALUVIAL DE
ANDÚJAR..... A5-1**

1. ABSTRACT	A5-7
2. INTRODUCTION	A5-8
3. A COMBINED METHOD FOR EVALUATING AQUIFER RECHARGE.....	A5-11
3.1. Water balances.....	A5-11
3.2. Numeric flow models	A5-13
3.3. An iterative method for evaluating recharge.....	A5-13
4. EVALUATION OF RECHARGE OF ANDÚJAR ALLUVIAL AQUIFER	A5-17
4.1. Introduction	A5-17
4.2. Available data.....	A5-21
4.3. Delineation of recharge zones	A5-22
4.4. Results of recharge calibration	A5-23
4.5. Heads computed with BALAN	A5-30
5. MODEL VALIDATION	A5-34
5.1. General aspects.....	A5-34
5.2. Andújar	A5-36
6. CONCLUSIONS.....	A5-38
7. REFERENCES	A5-40

APÉNDICE 6: BALANCE HIDROMETEOROLÓGICO EN LA ZONA DE LOS TÚNELES DE PAJARESA6-1

1. INTRODUCCIÓN A6-5

2. GEOGRAFÍA Y CLIMA..... A6-7

3. GEOLOGÍA..... A6-9

4. DATOS DE ENTRADA..... A6-10

5. CALIBRACIÓN DEL BALANCE A6-14

6. RESULTADOS DEL BALANCE..... A6-16

7. CONCLUSIONES A6-25

8. RECOMENDACIONES..... A6-25

9. REFERENCIAS..... A6-26

APÉNDICE 7: APLICACIÓN DE GIS-BALAN A LA CUENCA DEL RIO VALIÑASA7-1

1. INTRODUCCIÓN A7-5

2. BALANCE HIDROLÓGICO 1992-1998. CALIBRACIÓN..... A7-6

3. BALANCE HIDROLÓGICO 1992-2006. SIMULACIÓN A7-9

4. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE LOS RESULTADOS DEL BALANCE RESPECTO AL ESPESOR DEL SUELO..... A7-18

5. CORRECCIÓN EN EL CÁLCULO DE LA RECARGA AL ACUÍFERO..... A7-21

6. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS A7-24

7. REFERENCIAS..... A7-25

**APÉNDICE 8: EVALUACIÓN DE LA RECARGA SUBTERRÁNEA MEDIANTE
MODELOS HIDROLÓGICOS SEMIDISTRIBUIDOS: APLICACIÓN DE VISUAL
BALAN V2.0 A UNA CUENCA DE MONTAÑA EN EL CENTRO DE PORTUGAL**

..... **A8-1**

1. ABSTRACT A8-5

2. INTRODUCTION A8-6

3. HYDROGEOLOGY OF SERRA DA ESTRELA A8-9

4. HYDROLOGICAL MODEL A8-12

5. APPLICATION A8-14

 5.1. The modelling phases A8-14

 5.2. Preliminary water balance calculation and model manual calibration A8-16

 5.3. Sensitivity analysis and uncertainties A8-17

6. RESULTS DISCUSSION A8-20

7. CONCLUSIONS A8-22

8. REFERENCES A8-24

1. Introducción

1.1. Motivación y objetivos

La Directiva Europea Marco del Agua (DMA) aprobada en diciembre de 2000 define un marco para la protección de los ecosistemas y los recursos hídricos, estableciendo que los Estados Miembros deben tomar las medidas necesarias para alcanzar un buen estado de las aguas en un plazo de 15 años. El buen estado se define en términos de cantidad de agua y en términos de índices ecológicos. Para las aguas subterráneas el estado se compone del estado cuantitativo y el estado químico. Para evaluar el buen estado cuantitativo es necesario evaluar los recursos disponibles, lo que a su vez requiere de la implementación de modelos numéricos.

El principal objetivo de esta tesis doctoral ha sido el desarrollo de un código hidrológico semidistribuido que permita evaluar los recursos hídricos disponibles tanto de aguas de superficie como subterráneas. Para tal fin, se ha partido del programa VISUAL-BALAN, puesto a punto por el grupo que dirige el Prof. Javier Samper a partir de versiones previas (BALAN) desarrolladas al final de la década de los 80 en la Universidad Politécnica de Cataluña. VISUAL-BALAN es un código desarrollado inicialmente en el ámbito de la gestión de los residuos radiactivos (con la colaboración y auspicio de ENRESA), pero que encontró una excelente acogida en otros ámbitos de la hidrología. Es de destacar que ha sido utilizado en decenas de cuencas en la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE). Siendo consciente del potencial de VISUAL-BALAN, la CHE ha apoyado y colaborado en este proyecto.

Los objetivos específicos planteados para el desarrollo de esta tesis doctoral han sido los siguientes:

- 1) Desarrollar interfaces para la integración de VISUAL-BALAN con las herramientas de GIS.
- 2) Introducir mejoras y extensiones al código VISUAL-BALAN para permitir su aplicación a cuencas complejas. Se ha diseñado un código de parámetros semidistribuidos capaz de calcular el tránsito de la escorrentía superficial.

- 3) Mejorar los mecanismos de integración de aguas de superficie y subterráneas y mejorar la representación de la zona no saturada.
- 4) Verificar y aplicar las nuevas herramientas desarrolladas en cuencas de diferentes características físicas, hidrometeorológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas.

1.2. Alcance

Esta tesis doctoral se estructura en un resumen extenso y ocho apéndices. El resumen extenso incluye 6 secciones que describen brevemente el contenido de la tesis. Los apéndices contienen los detalles del material presentado en el resumen extenso.

1.3. Estado de la cuestión

El desarrollo de modelos hidrológicos integrados, necesarios por ejemplo para implementar la DMA, ha estado históricamente limitado por el estado del conocimiento y la disponibilidad de datos (Beven, 2007). El avance en la capacidad de los ordenadores y la creciente disponibilidad de información hidrometeorológica espacialmente distribuida se ha hecho evidente en los últimos 15 años. Como consecuencia, también ha crecido notoriamente el interés por los modelos hidrológicos distribuidos (Vieux, 2001; Duffy, 2004; Tang *et al.*, 2007).

La distinción entre modelos de parámetros agregados y distribuidos puede resultar un tanto difusa, aunque hay algunos aspectos en los que la mayoría de los hidrólogos están de acuerdo. Los modelos agregados consideran las cuencas y subcuencas como unidades de trabajo. En cambio, en los modelos distribuidos las unidades territoriales tienen generalmente menor tamaño y están definidas de forma más regular. Además, las unidades de los modelos distribuidos no tienen un significado hidrológico tan definido ni representan elementos hidrográficos concretos. Los modelos agregados se basan en ecuaciones diferenciales ordinarias mientras que los distribuidos requieren resolver ecuaciones diferenciales en derivadas parciales. Hay un tercer tipo de modelos en los que se dividen las

cuencas y subcuencas en zonas menores con o sin significado hidrológico, en las que consideran parámetros homogéneos. A estos modelos se les llama semiagregados o semidistribuidos.

La modelización distribuida requiere manejar importantes cantidades de datos de forma estructurada. Esto es posible mediante los Sistemas de Información Geográfica (GIS). Los GIS son cada vez más importantes en los estudios hidrológicos debido a la importante componente geográfica que tiene la hidrología y al carácter espacial de los parámetros y de la precipitación (que controla los procesos) (Vieux, 2001).

En el Apéndice 1 se presenta una descripción de las principales características de los códigos hidrológicos de mayor relevancia y difusión que han servido para el desarrollo de GIS-BALAN. Los códigos que se han analizado son: NWSRFS, Sacramento, SWAT, HEC-HMS, SIMPA, MIKE-SHE y TOPMODEL. La lista de códigos no es exhaustiva, pero sí representativa del conjunto de códigos más importantes.

En el Apéndice 1 también se presenta una síntesis de las publicaciones del Proyecto de Intercomparación de Modelos Distribuidos (DMIP) (Smith *et al.*, 2004a, 2004b, 2006; Reed *et al.*, 2004). Este proyecto aporta información muy útil sobre la aplicabilidad y el rendimiento de los modelos distribuidos en comparación con los agregados. Los códigos que se contrastaron son: SWAT, SAC-SMA, Mike 11, NOHA Land Surface Model, HRCDHM, tRIBS, HL-RMS, r.water.fea, VIC-3L, TOPNET, WATFLOOD y LL-II. Los resultados del DMPI muestran que los modelos distribuidos no siempre mejoran los resultados de los modelos agregados. Además, los modelos diseñados para la investigación mostraron ser aplicables para la gestión de recursos hídricos.

El Apéndice 1 incluye además los resultados de una evaluación realizada en 2001 en la cual se compararon algunos de los códigos hidrológicos de más difusión. Primeramente se efectuó una preselección de 75 códigos, de los que se eligieron 9 para una comparación más completa. Los códigos analizados son sólo aquellos que tienen capacidad de modelización conjunta de aguas superficiales y subterráneas: MIKE SHE, HMS, FHMFIPIR, SWATMOD, MODFLOW, DYNFLOW, MODBRANCH, SWMM, y HSPF.

Beven (2001) analiza las perspectivas de la modelización distribuida. Según este autor, el avance en la modelización distribuida se apoya más en la aplicación

de modelos que en el desarrollo de nuevas teorías. El incremento de la capacidad computacional permite almacenar y reprocesar resultados de simulaciones pasadas y compararlos con la situación actual. Esto permite aprender sobre las particularidades de una zona y sus respuestas hidrológicas cada vez con mayor nivel de detalle.

2. Mejoras al código VISUAL-BALAN

Se han realizado las siguientes mejoras y actualizaciones al código de VISUAL-BALAN:

- 1) Instalación en Windows XP: Las anteriores versiones de VISUAL-BALAN habían sido programadas sobre Windows NT.
- 2) Depuración del código.
- 3) Balance en hasta 9 subcuencas.
- 4) Series meteorológicas de hasta 100 años.
- 5) Corrección de errores en el código, que no habían sido detectados previamente porque la verificación se había realizado para una sola subcuenca. Una vez corregidos los errores, se han hecho modificaciones que han incrementado la eficiencia del algoritmo de cálculo cuando se aplica a varias subcuencas.
- 6) Hidrología nival: Se ha incorporado el cálculo de la escorrentía nival, que es la fracción del agua líquida que precipita y no es capaz de infiltrar a través de la capa nival (se convierte por lo tanto en escorrentía superficial).
- 7) Flujo no saturado: Permite visualizar el volumen diario almacenado en la zona no saturada con todas las capacidades gráficas disponibles para las otras variables. Además de la visualización y escritura de los resultados diarios, se ha realizado una corrección en el cálculo del flujo de percolación o recarga.
- 8) Corrección de la fórmula de Thornthwaite para temperaturas negativas.

Además de las mejoras de VISUAL-BALAN se ha revisado y actualizado el manual del usuario. El resultado del trabajo es la versión 2.0 de VISUAL-BALAN. Los detalles de las actualizaciones y mejoras al código VISUAL-BALAN se describen en el Apéndice 2.

3. Acoplamiento de VISUAL-BALAN y un GIS: Implementación en GIS-BALAN

GIS-BALAN es un código para la realización de balances hidrológicos semi-distribuidos para la evaluación de los recursos hídricos. Está basado en el código agregado VISUAL-BALAN v2 y se ha acoplado al programa ArcGIS. GIS-BALAN resuelve el balance hidrológico en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero evaluando secuencialmente las componentes. Funciona sobre la plataforma GIS y permite discretizar las subcuencas en zonas más pequeñas en las que se pueden considerar parámetros constantes. El programa permite modelizar además la hidrología nival y el tránsito superficial de la escorrentía. Se han incluido métodos adicionales a los ya existentes en VISUAL-BALAN v2 para calcular el balance en la zona no saturada y en el acuífero. Para la codificación se ha seguido la filosofía de la programación orientada a objetos, obteniéndose como resultado un código claro, flexible y escalable.

El programa GIS-BALAN realiza balances diarios de agua en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero utilizando un entorno interactivo de entrada de datos y postproceso de resultados. Los términos fundamentales del balance son las entradas por precipitación y riego, las salidas por escorrentía superficial, evapotranspiración, intercepción, flujo hipodérmico y flujo subterráneo, y la variación del contenido de humedad del suelo y de la zona no saturada y del nivel de agua en el acuífero. El programa evalúa cada uno de esos términos de forma secuencial, comenzando por la precipitación y las dotaciones de riego, que son datos de entrada, continuando con la intercepción, la escorrentía superficial y la evapotranspiración real, y finalmente termina con la recarga en tránsito, que constituye la entrada de agua a la zona no saturada. La evapotranspiración potencial (ETP) se puede calcular con uno de los siguientes métodos: Thornthwaite, Blannet-Cridle, Penman y Hargreaves. También existe la posibilidad de usar valores conocidos de la ETP diaria. Para el cálculo de la ETR a partir de la ETP, GIS-BALAN incorpora los siguientes métodos: (1) Penman-Grindley; (2) Un método que supone que el cociente ETR/ETP es una función lineal del déficit hídrico del suelo, (3) Un

tercer método en el que este cociente es una función exponencial y (4) Una versión modificada del método de Penman-Grindley.

La recarga en tránsito se compone de dos términos. El primero de ellos responde al mecanismo de flujo preferente (recarga en tránsito directa) a través de fisuras, macroporos y raíces. En este mecanismo la recarga en tránsito es directamente proporcional al agua aportada al suelo. Este flujo puede operar cuando: (a) El suelo está anegado de agua, (b) Cuando el suelo está muy seco o (c) Cuando está muy húmedo. El segundo término responde al mecanismo de recarga por flujo a través de los poros. Este mecanismo es más lento que el anterior y está limitado por la permeabilidad vertical del suelo en condiciones de saturación. GIS-BALAN permite calcular este componente mediante tres posibles métodos en los que la recarga en tránsito es función de la cantidad de agua almacenada en el suelo.

Otra característica del programa GIS-BALAN es su capacidad para realizar, además del balance en el suelo edáfico, el balance de agua en la zona no saturada y en el acuífero subyacente. En la zona no saturada el programa calcula tanto la percolación profunda como el flujo hipodérmico. Para ello permite elegir entre un método de balance explícito o una solución numérica en diferencias finitas de la ecuación de Richards en la vertical (opción incorporada a partir de esta versión).

GIS-BALAN calcula el flujo subterráneo y los niveles en el acuífero. El usuario puede elegir entre: (1) Adoptar un modelo de acuífero unicelular, (2) Resolver la ecuación de flujo en la dirección perpendicular al cauce mediante diferencias finitas, y (3) Utilizar modelos pluricelulares englobados (Sahuquillo, 1983). Una importante novedad de esta versión es que permite considerar bombeos en el acuífero.

El programa calcula los valores diarios de los niveles piezométricos y los caudales en cualquier punto de la red hidrográfica. GIS-BALAN incorpora la opción de calcular el tránsito de la escorrentía superficial a través de cauces y lagos. Permite considerar además derivaciones de caudal desde puntos de la red de drenaje. El tránsito en cauces se calcula mediante el método de Muskingum-Cunge y la laminación en lagos mediante balances diarios. Estos resultados se pueden comparar con datos de niveles y aforos para la calibración del modelo.

El programa GIS-BALAN consta de tres módulos: (1) El preprocesador, que facilita la introducción de datos en el entorno del GIS, (2) El procesador, que calcula el balance y el tránsito de la escorrentía superficial, y (3) El postprocesador, que permite visualizar los resultados en el entorno del GIS. El preprocesador es una interfaz de entrada mediante la cual el usuario puede introducir el Modelo Digital de Terreno (MDT), mapas del suelo y subsuelo y series meteorológicas. A partir de estos datos y en un proceso interactivo, el preprocesador genera toda la información que el procesador requiere para el cálculo del balance y el tránsito de la escorrentía superficial. Una vez efectuado el cálculo, el postprocesador permite visualizar los resultados en el entorno del GIS mediante tablas y gráficos.

El carácter interactivo del programa facilita en gran medida el proceso de entrada de datos ya que permite seguir un orden lógico y proporciona mayor transparencia y más ayuda al usuario mediante una serie de menús. La ayuda del programa proporciona la información básica para construir el modelo, así como la posibilidad de generar plantillas de los archivos de entrada. Además, se ha incluido una base de datos flexible para asignar valores iniciales a los parámetros a partir de información básica del terreno (pendiente, tipos y usos del suelo y geología). En el Apéndice 3 se presentan los detalles del código GIS-BALAN.

4. Aplicaciones de GIS-BALAN

4.1. Aluvial de Andújar

Se ha revisado y actualizado el método de estimación de la evolución temporal de la recarga al acuífero aluvial de Andújar mediante el uso acoplado de un modelo de flujo y otro de balance hídrico. El método consiste en expresar la recarga como el producto de una función de tiempo, obtenida del balance hídrico diario, por un factor de escala. La calibración de la recarga se efectúa mediante un bucle en el que se ejecutan de forma secuencial el modelo de balance y el modelo de flujo usando los resultados del balance como entradas al modelo de flujo. Este método conduce a una muy buena estimación de la recarga al acuífero. Además, se ha mejorado la calibración del balance hídrico respecto a modelizaciones previas.

La estimación de la recarga no es adecuada en episodios excepcionalmente lluviosos, en los que las hipótesis del balance hídrico pueden no ser válidas. La recarga en estos periodos se ha estimado a partir del análisis de los ascensos piezométricos.

Se ha realizado un estudio para comprobar si se puede simular el flujo subterráneo mediante modelos simplificados utilizando el código BALAN. Se han comparado los hidrogramas calculados con BALAN y con el modelo de flujo detallado (CORE). El contraste en 5 puntos del acuífero muestra que el modelo de flujo simplificado puede ser suficiente para calcular los niveles piezométricos.

Desde octubre de 2003 hasta la actualidad se continúa tomando datos del acuífero de Andújar que se utilizan para comprobar la capacidad predictiva del modelo calibrado hasta 2003. El contraste entre las medidas y la simulación muestra que el modelo reproduce bien el comportamiento del acuífero. Estos resultados prometedores permiten incrementar la confianza en las predicciones del modelo y avanzar en el proceso de validación. Los detalles de este caso real se presentan en el Apéndice 5.

4.2. Cuenca del río Valiñas

La cuenca granítica del río Valiñas está situada en la provincia de A Coruña, a pocos kilómetros de la capital. Se trata de una cuenca piloto de 34 km² de superficie, de la que se posee una buena cantidad de información hidrogeológica. Se ha utilizado desde hace más de una década con fines docentes y como banco de prueba de las sucesivas mejoras de BALAN, VISUAL-BALAN y GIS-BALAN. Samper *et al.* (1997, 2000) y Soriano y Samper (2000) presentan los resultados de los primeros balances realizados y la calibración de los parámetros.

En esta tesis se presenta la actualización del balance con los datos hidrometeorológicos hasta 2006. Se ha realizado el análisis de sensibilidad del balance respecto al espesor del suelo, uno de los parámetros más importantes. Se ha analizado también cómo influye sobre los resultados del balance la relación entre el espesor de suelo y uno de los parámetros de la ETR. Se presenta además la corrección realizada en el cálculo de la percolación y la recalibración de la permeabilidad vertical de la zona no saturada.

El balance se ha calculado para toda la cuenca, de manera agregada, y se ha calibrado con datos de aforos en el cierre de la cuenca y datos de niveles en un pozo somero. El ajuste obtenido es muy bueno.

La precipitación media anual sobre la cuenca entre 1992 y 2006 es de 1115 mm. Destaca la elevada pluviosidad del año 2000/01, en el que se registraron 1755 mm. La variación mensual de las precipitaciones no es tan marcada como en zonas menos húmedas. Entre octubre y enero se registraron 563 mm de media, mientras que entre mayo y agosto unos 189 mm.

De los 1115 mm de precipitación media anual, el 49% corresponde a la evapotranspiración e intercepción vegetal y el otro 51% a los excedentes. La aportación media anual al cauce es de 569 mm. El flujo hipodérmico es el componente mayoritario ya que representa el 82% (465 mm) del total, mientras que el flujo subterráneo sólo aporta el 17% (144 mm). La escorrentía superficial estimada es prácticamente despreciable (1% de las aportaciones).

El análisis de sensibilidad de los resultados del balance a variaciones en el espesor del suelo permite observar que al aumentar el espesor del suelo aumenta

la ETR, disminuye la recarga en tránsito y disminuye también el flujo hipodérmico. Las otras componentes permanecen prácticamente constantes. Cuando el espesor del suelo y el parámetro CRPG (constante radicular) disminuyen proporcionalmente, también disminuye la ETR.

Se ha corregido un error en el código que afectaba al cálculo de la recarga al acuífero. Posteriormente se ha recalibrado la conductividad hidráulica vertical de la zona no saturada. El valor inicial era de 4.62 mm/d y el recalibrado es de 0.01 mm/d. Los resultados del balance han permanecido prácticamente idénticos después de la recalibración. La aplicación de GIS-BALAN a la cuenca del río Valiñas se describe en el Apéndice 7.

4.3. Cuencas de montaña

4.3.1. Cuenca del río Gállego

La cuenca pirenaica del alto Gállego está ubicada en la cuenca hidrográfica del Ebro. Forma parte de la cuenca sedimentaria que constituye el dominio hidrogeológico pirenaico del sinclinal de Jaca-Pamplona. La cuenca del alto Gállego tiene unas características geográficas, meteorológicas, litológicas y geológicas muy variables en el espacio, que la hacen muy interesante desde el punto de vista científico y un desafío para su modelización. Entre sus características más notables destaca su elevada altitud y por consiguiente la importancia de la precipitación, retención y fusión nival. Esta complejidad se ha abordado desde la modelización semidistribuida, dividiendo la cuenca en zonas homogéneas de parámetros.

El balance hidrometeorológico se ha calculado en la cuenca situada aguas arriba de la estación de aforos de Anzáñigo situada a una altitud de 556 m s.n.m., que tiene una superficie de 1348 km² y una altitud máxima de 3056 m s.n.m. (en el sector Norte). El cauce principal tiene una longitud de aproximadamente 77 km y una pendiente media de 1.3 %.

El clima de la zona es mediterráneo de montaña, con algunas influencias atlánticas, caracterizado por inviernos fríos y veranos frescos. La variabilidad espacial de la precipitación y temperatura y los efectos del almacenamiento en forma de nieve son muy importantes. La topografía es sin duda el factor más

influyente en el clima de la zona. El análisis de los gradientes verticales de precipitación y temperatura muestra que existe una clara correlación con la altitud. Se determinaron las rectas de regresión de los valores anuales, obteniéndose unas pendientes de 0.86 mm/m para la precipitación y de -0.5 °C / 100 m para la temperatura, respectivamente. Los valores de R^2 son 0.66 para la precipitación y 0.75 para la temperatura. La precipitación media sobre la cuenca es 1254 mm/año, de los cuales 292 mm aproximadamente ocurren en forma de nieve. La máxima precipitación anual del periodo es 1669 mm en 1979, mientras que la mínima es 893 mm en 1998. Por lo tanto, las diferencias respecto a la precipitación media anual no son muy notables. No se aprecian secuencias claras de años secos y húmedos, si bien en la última década de datos se distinguen 2 periodos secos de 3 años, 1989-1991 y 1993-1995, y 2 periodos húmedos de 2 años, 1996-1997 y 1999-2000. Del análisis de la precipitación mensual se concluye que los meses más lluviosos son abril, mayo y los comprendidos entre septiembre-diciembre.

La delimitación de las zonas homogéneas se ha obtenido a partir del mapa de altitud (reclasificado en categorías) y el de usos del suelo. Estos dos mapas son los que mejor engloban el conjunto de aspectos que influyen en la variabilidad espacial de la meteorología y de los parámetros del modelo.

El balance hídrico se ha calculado entre 1970 y 2002. Se ha calibrado con los caudales medidos en la estación de aforos de Anzáñigo para todo el periodo de cálculo. Los valores iniciales de los parámetros del balance se han tomado de la base de datos de GIS-BALAN. En esta base de datos hay valores de referencia que dependen de los tipos y usos del suelo y de la pendiente media del terreno. Los parámetros del modelo de balance se han calibrado posteriormente por tanteos sucesivos, minimizando una función objetivo que es la media de los residuos cuadráticos normalizados de las aportaciones mensuales. Se ha conseguido minimizar la función objetivo hasta 0.36 (adimensional).

Los resultados del balance dan una evapotranspiración del 52% de la precipitación media anual del periodo (1254 mm). El restante 48% corresponde a la aportación al cauce. La aportación media anual al cauce es de 608 mm, de los cuales un 31% (187 mm) corresponde al flujo hipodérmico y un 69% al flujo subterráneo (420 mm). La escorrentía superficial es menor al 0.5% de la aportación al cauce. Se destaca la elevada magnitud del flujo subterráneo que

discrepa con el hecho de que la cuenca se asienta sobre materiales aparentemente poco permeables.

La precipitación nival media anual es 292 mm. La recarga potencial (o en tránsito) es de 600 mm. La mayor parte de esta recarga percola a acuíferos (412 mm) y el resto descarga en forma de flujo subsuperficial o hipodérmico (187 mm). Estos son valores medios para el conjunto de la cuenca. Existen importantes variaciones espaciales de todas las componentes del balance. Por ejemplo, en la zona homogénea de menor altitud media (674 m s.n.m.) la precipitación media anual es de 700 mm y las aportaciones constituyen el 30% de la precipitación. En contraste, en una de las zonas más altas (a 2276 m s.n.m.) la precipitación media es de 2280 mm/año y las aportaciones constituyen el 70% de la precipitación.

Las principales conclusiones de este estudio son:

- 1) La modelización hidrológica de zonas de montaña como las pirenaicas plantea numerosos desafíos. Las fuertes variaciones espaciales de las condiciones físicas y meteorológicas hacen que la hidrología de estas zonas sea muy compleja.
- 2) La modelización semidistribuida y el empleo de los GIS permiten aprovechar información cartográfica de gran utilidad, como los MDT, mapas de tipos y usos del suelo, geológico, etc.
- 3) Las series diarias de precipitación se han obtenido a partir de los datos diarios de las estaciones meteorológicas y de los coeficientes de regresión entre la precipitación anual y la altitud. Para reducir los residuos de las aportaciones mensuales será necesario calcular la correlación entre la precipitación mensual y la altitud.
- 4) El modelo de balance hidrológico construido con el código GIS-BALAN se ha calibrado satisfactoriamente. El ajuste de las aportaciones anuales es mejor que el de las mensuales.
- 5) Otra posible causa de los residuos de las aportaciones mensuales es la dificultad para simular los procesos nivales en la cuenca. La mejora en la modelización de la hidrología de la cuenca requiere mejorar la representación de la hidrología nival.

6) Se destaca el elevado flujo subterráneo que se obtiene del balance (33% de la precipitación y 69% de la aportación al cauce). Esto no es común en cuencas que se asientan sobre materiales aparentemente poco permeables. Puede deberse a que el modelo sobrestime el flujo subterráneo a expensas de subestimar el flujo hipodérmico y la escorrentía superficial. Se debe tener en cuenta que: (a) se trata de una modelización preliminar, (b) la cuenca es muy compleja (nieve, etc.), (c) es difícil calibrar la escorrentía superficial sin tener en cuenta la laminación debida a los embalses. Estas cuestiones se deberán abordar con más profundidad en el futuro.

7) Los regadíos y los bombeos de agua subterránea, que no se han tenido en cuenta en este modelo, son otras fuentes de incertidumbre. Sin embargo, se estima que no son relevantes a la escala de este trabajo.

Para mejorar el modelo de balance se recomienda:

- 1) Estudiar la correlación de la precipitación mensual con la altitud.
- 2) Mejorar la representación de la hidrología nival y hacer un análisis de sensibilidad detallado del balance a los parámetros nivales.
- 3) Analizar el flujo subterráneo con más detalle. Se recomienda dividir la cuenca en varias subcuencas para mejorar la representación del acuífero y considerar el tránsito de la escorrentía superficial para tener en cuenta la laminación en los embalses. Además, sería conveniente contar con datos de niveles piezométricos para calibrar la recarga al acuífero.

Los detalles de la modelización de la cuenca del Gállego se presentan en el Apéndice 4.

4.3.2. Cuenca del río Bernesga

Para dar respuesta a las necesidades del ente ADIF (Administración de Infraestructuras Ferroviarias) relacionadas con el impacto de los túneles de Pajares sobre la hidrología del entorno, se ha realizado un modelo de balance hidrometeorológico en la zona de estudio que permite cuantificar las componentes del ciclo hidrológico.

El balance hidrometeorológico se ha calculado en la porción de la cuenca del río Bernesga comprendida entre las estaciones de aforo de Villamanín y La Robla. El modelo realizado supone que las propiedades de la cuenca son uniformes. Es decir, se ha optado por un modelo hidrológico agregado. Se han usado valores medios de precipitación y temperatura diarias en la el conjunto de la cuenca. El balance se ha calculado en el periodo octubre 1989 – setiembre 2007.

La precipitación media anual del periodo es de 1312 mm, con una máxima de 1736 mm en 2000-01 y una mínima de 1016 mm en 1991-92. Por lo tanto, no se aprecian diferencias notables respecto a la precipitación media anual. Del análisis de las precipitaciones mensuales se concluye que los meses más lluviosos son los de octubre hasta enero. Por el contrario, los más secos son los meses de junio a septiembre. Se observa que hay secuencias de años más húmedos que la media y años algo más secos que le media. Estas secuencias de años secos y húmedos se alternan en secuencias de 2-3 años. Aunque los años hidrológicos 2004-05 y 2005-06 fueron más secos que la media, el año 2006-07 fue más húmedo.

Para la calibración del modelo se han utilizado los datos de aforos de las estaciones de La Robla, La Robla-Central Térmica, y Villamanín pertenecientes a la red de la Confederación Hidrográfica del Duero.

Los valores iniciales de los parámetros del balance se han tomado de la base de datos del código GIS-BALAN. Los parámetros del modelo de balance se calibraron posteriormente comparando las aportaciones calculadas con las correspondientes a la diferencia entre los aforos de las estaciones de La Robla y Villamanín medidos entre octubre de 1998 y 2007. La calibración se ha hecho por tanteos sucesivos de forma manual, ajustando las aportaciones calculadas a las observadas. El ajuste es muy bueno en general, si bien hay discrepancias notables durante el periodo comprendido entre noviembre de 2000 y abril de 2001. Estas

diferencias podrían deberse a errores en los datos de alguna de las estaciones de aforos o extracciones o derivaciones de agua en la cuenca situada entre ambas estaciones de aforo. Hay que recordar que en la cuenca estudiada se encuentra el embalse de Casares y no se ha tenido en cuenta en los cálculos realizados.

La precipitación media anual es 1312 mm. Los resultados del balance conducen a una evapotranspiración del 49%. El restante 51% corresponde a los excedentes (aportación al cauce). La aportación media anual al cauce es de 672 mm, de los cuales un 20% (1435 mm) corresponde a la escorrentía superficial, un 59% al flujo hipodérmico (396 mm) y un 21% al flujo subterráneo (144 mm). La precipitación nival media anual es 281 mm. La recarga potencial (o en tránsito) es de 539 mm. La mayoría de esta recarga descarga en forma de flujo subsuperficial o hipodérmico (396 mm) y el resto es recarga a acuíferos (144 mm). Estos son valores medios para el conjunto de la cuenca. Es de esperar que existan variaciones espaciales de la mayoría de las componentes del balance. En particular, el flujo subterráneo calculado de 539 mm/año y sus dos componentes, el flujo hipodérmico y la recarga a los acuíferos, variarán con la altitud y de unas formaciones geológicas a otras.

El modelo de balance hídrico realizado podría mejorarse mediante una discretización espacial más detallada. Esto permitiría cuantificar las componentes del balance en zonas más pequeñas. Será necesario considerar además:

- 1) Zonas homogéneas de parámetros dentro de la cuenca para tener en cuenta la variación en: a) Altitud (las zonas más altas reciben mayor cantidad de nieve), b) Pendientes, c) Cobertura vegetal
- 2) El efecto del embalse de Casares, cuyo efecto regulador así como las posibles derivaciones y vertidos no se han tenido en cuenta hasta el momento por no haber podido disponer de la información necesaria
- 3) La variación con la altitud de las variables meteorológicas (fundamentalmente precipitación y temperatura)

La modelización de la cuenca del río Bernesga se presenta más detalladamente en el Apéndice 6.

4.3.3. Cuenca de la Serra da Estrela

VISUAL-BALAN y GIS-BALAN se han utilizado para modelizar la cuenca del río Zêzere aguas arriba de Manteigas (Portugal Central) y estimar los recursos hídricos.

En las primeras etapas de la modelización y basándose en las unidades hidrogeomorfológicas, se definieron subcuencas. Posteriormente se extrapolaron los datos diarios de precipitación y temperatura de la estación meteorológica de Manteigas para cada subcuenca considerando los gradientes verticales. A continuación se calculó el balance hídrico en cuatro etapas: (1) Caracterización física de cada subcuenca; (2) Cálculos preliminares del balance hidrológico diario; (3) Calibración del modelo mediante el contraste con los aforos de flujo en el río Zêzere; (4) Análisis de sensibilidad a los parámetros del modelo.

Las variables meteorológicas de esta cuenca de montaña, como la precipitación y temperatura, presentan patrones complejos. Se definieron nueve subcuencas para considerar la variabilidad espacial de los suelos, la hidrometeorología y la hidrogeología. El modelo reproduce adecuadamente las aportaciones medidas y sus resultados son coherentes con las conclusiones de estudios previos en cuencas similares.

Se ha realizado un análisis de sensibilidad para evaluar las incertidumbres en los parámetros del modelo y en la recarga al acuífero. Los resultados muestran que las incertidumbres mayores están en la capacidad de infiltración en el terreno y en el coeficiente de agotamiento a la percolación. La recarga es mucho más sensible a las variaciones del coeficiente de agotamiento a la percolación que a la capacidad de infiltración del terreno (ocho veces más sensible). Los resultados sugieren que la estimación en la recarga presenta una incertidumbre considerable, estando su valor medio en el rango de 250-350 mm/año. Dada la importancia de la estimación de la recarga en el área de estudio, es recomendable profundizar en el conocimiento de los mecanismos que determinan la percolación, en primer lugar, y en la infiltración, en segundo lugar. Los detalles del balance en la Serra da Estrela se presentan en el Apéndice 8.

5. Conclusiones y recomendaciones

- El producto principal del trabajo es el código hidrológico semidistribuido GIS-BALAN, que extiende las capacidades de VISUAL-BALAN y acopla el código a un GIS. GIS-BALAN permite además considerar la variabilidad espacial de los parámetros y las variables hidrológicas y calcula el tránsito de la escorrentía superficial.
- Se ha desarrollado un preprocesador de datos y un postprocesador de resultados que acoplan el código a ArcGIS. El preprocesador efectúa el trazado de la red hidrográfica, la delimitación de subcuencas y zonas homogéneas, el cálculo de los tiempos de tránsito y la obtención de las series temporales de entrada. Además permite la introducción de datos mediante mapas y proporciona la información básica para el cálculo del balance hídrico. El postprocesador permite visualizar los resultados del modelo en el entorno del GIS, tanto en forma gráfica como tabular.
- GIS-BALAN fue diseñado para ser aplicado a cuencas complejas: permite dividir las subcuencas en zonas más pequeñas en las que se consideran parámetros constantes y meteorología homogénea. En estas zonas se calculan la mayoría de las componentes del balance hídrico. Además, GIS-BALAN permite conectar hidráulicamente las distintas subcuencas y calcular el tránsito de la escorrentía superficial a través de cauces y embalses.
- Se han reprogramado las rutinas de cálculo de VISUAL-BALAN, originalmente en Fortran 77, adoptando la filosofía y metodología de la programación orientada a objetos. GIS-BALAN es un código de estructura modular y flexible que se podrá mejorar en el futuro. También se ha mejorado notablemente a VISUAL-BALAN, corrigiendo algunos errores y extendiendo sus capacidades.
- Se han mejorado los mecanismos de integración de aguas de superficie y subterránea y la representación de la zona no saturada. Se ha implementado un método que calcula el flujo no saturado vertical mediante la resolución numérica de la ecuación de Richards.

- Se ha implementado la opción de calcular el flujo subterráneo mediante modelos pluricelulares englobados. Se ha mejorado además la representación del acuífero, permitiendo calcular niveles piezométricos en ambos márgenes del cauce principal y considerar bombeos.
- Se han verificado y aplicado las nuevas herramientas desarrolladas en cuencas de diferentes características físicas, hidrometeorológicas e hidrogeológicas. GIS-BALAN se ha aplicado en la cuenca granítica del río Valiñas (A Coruña), al aluvial de Andújar (Jaén), en las cuencas de montaña de la Serra da Estrela (Portugal), del alto Gállego (Huesca) y del río Bernesga (Castilla-León-Asturias).

Las recomendaciones para el futuro son las siguientes:

- Incorporar a GIS-BALAN un módulo de análisis de sensibilidad.
- Mejorar la codificación del preprocesador y el postprocesador para que sus capacidades se puedan ampliar con más facilidad. Para ello, se recomienda adoptar el paradigma de la programación orientada a objetos para el preprocesador y el postprocesador.
- Ampliar las capacidades del postprocesador para permitir la visualización de mapas de parámetros medios y resultados medios del balance.
- Mantener el código VISUAL-BALAN, ya que es un código que ha demostrado ser muy práctico para realizar balances hídricos en cuencas sencillas.

APÉNDICE 1:
SÍNTESIS DE LA RECOPILOCIÓN BIBLIOGRÁFICA

Índice de figuras del Apéndice 1

Figura 2.1. Tipos de acoplamiento de GIS y códigos hidrológicos (tomado de Sui y Maggio, 1999).	A1-14
Figura 2.2. Tipos de acoplamiento de GIS y códigos hidrológicos: a) débil, b) fuerte, y c) completo (tomado de Huang y Jiang, 2002).	A1-14
Figura 3.1. Esquema del acoplamiento de SWAT y ArcView (adaptada de Di-Luzio <i>et al.</i> , 2002).	A1-18
Figura 3.2. Representación del proceso precipitación-escorrentía en HEC-HMS (tomado de USACE, 2000).	A1-21
Figura 3.3. Discretización del terreno en celdas (tomado de Ruiz, 1999).	A1-22
Figura 3.4. Esquema del flujo y almacenamiento de SIMPA (tomado de Ruiz, 1999).	A1-22
Figura 3.5. Esquema de la simulación hidrológica mensual en SIMPA (tomado de Ruiz, 1999).	A1-24
Figura 3.6. Diagrama de flujo del cálculo mensual de SIMPA. (*) El término que los desarrolladores de SIMPA designan como infiltración es más comúnmente llamado percolación, ya que se trata del agua que percola hacia la zona saturada.	A1-24
Figura 3.7. Esquema de integración del SIMPA en el Sistema de Información Hidrológica del CEDEX (adaptado de Estrela <i>et al.</i> , 1996).	A1-26
Figura 3.8. Modelo conceptual de MIKE SHE (figura adaptada de Berenguer, 1994).	A1-27
Figura 3.9. División de la cuenca en elementos discretos de área a_i . En un elemento i , S_{rz} es el almacenamiento en la zona de raíces, S_{uz} es el almacenamiento de drenaje vertical y q_v es la recarga a la zona saturada. El área sombreada representa el área saturada correspondiente a los valores más altos de $\ln(a / \tan \beta)$ (Figura adaptada de Singh, 1995).	A1-31
Figura 3.10. Elementos de almacenamiento vertical en TOPMODEL. S_i es el déficit de almacenamiento del drenaje por gravedad, q_v es la recarga local a la zona saturada y ϕ_0 es el espesor de la franja capilar (tomada de Singh, 1995).	A1-32

Índice de tablas del Apéndice 1

Tabla 3.1. Características y componentes del código MIKE SHE (adaptada de Yan <i>et al.</i> , 1999)...	A1-29
Tabla 3.2. Contraste de las características de GIS-BALAN, SIMPA, MIKE SHE y TOPMODEL.	A1-34
Tabla 4.1. Códigos utilizados en el Proyecto de Inter-Comparación de Modelos Distribuidos (DMIP). Principales características (tomada de Smith <i>et al.</i> , 2004b).	A1-37

1. Introducción

La Directiva Europea Marco del Agua (DMA) aprobada en diciembre de 2000 define un marco para la protección de los ecosistemas y los recursos hídricos, estableciendo que los Estados Miembros deben tomar las medidas necesarias para alcanzar un buen estado de las aguas en un plazo de 15 años. El buen estado se define en términos de cantidad de agua y de índices ecológicos. Aún cuando los términos utilizados puedan resultar poco precisos, el proceso para lograr los objetivos requiere de la implementación de modelos para la cuantificación de las estimaciones.

El desarrollo de modelos hidrológicos y ambientales integrados, necesarios por ejemplo para implementar la DMA, ha estado limitado por el estado del conocimiento y la disponibilidad de datos (Beven, 2007). El avance en la capacidad de los ordenadores y la creciente disponibilidad de información hidrometeorológica espacialmente distribuida se ha hecho evidente en los últimos 15 años. Como consecuencia, también ha crecido notoriamente el interés por el desarrollo de modelos hidrológicos distribuidos (Abbot *et al.*, 1986a; Duffy, 2004; Tang *et al.*, 2007). Los modelizadores buscan mejorar la simulación del comportamiento hidrológico de las cuencas utilizando parámetros distribuidos en un amplio rango de aplicaciones, tales como la hidrología superficial, el flujo subterráneo, el transporte de sedimentos, etc. (Tang *et al.*, 2007).

La modelización distribuida requiere una importante cantidad de datos y una alta capacidad de procesamiento, por lo que sólo unas pocas cuencas han sido estudiadas en el marco de proyectos de investigación con códigos detallados como el SHE (Abbot *et al.*, 1986a, 1986b), el CAS2D (Julien y Saghafian, 1991) y el r.water.fea (Vieux y Gauer, 1994). Probablemente, esto haya condicionado las conclusiones sobre las ventajas de la modelización distribuida frente a la agregada (Moreda *et al.*, 2006). En este contexto, la creciente disponibilidad de datos estructurados mediante Sistemas de Información Geográfica (GIS) favorece en gran medida al desarrollo de los códigos distribuidos y a su evaluación objetiva. Maidment y Olivera (1999) afirman que en principio todo código hidrológico distribuido debería estar desarrollado para operar en el entorno de los GIS.

El desarrollo de métodos científicos en hidrología para la predicción de la respuesta de cuencas no aforadas es un gran desafío de futuro (Sivalapalan *et al.*, 2003; Beven, 2006). Aún así, las ventajas de la modelización distribuida y semi-distribuida van más allá de las potenciales mejoras en la simulación de flujo en el cierre de cuencas o en puntos interiores. Por ejemplo, los modelos distribuidos pueden ser la base de otros modelos ambientales de calidad de agua, transporte de contaminantes y sedimentos, restauración de pantanos, etc. Estos modelos ambientales son especialmente importantes para la toma de decisiones en la planificación hidrológica (Moreda *et al.*, 2006).

Moreda *et al.* (2006) destacan algunas cuestiones importantes relacionadas con el desarrollo de modelos distribuidos: (a) ¿Qué resolución espacial y temporal es apropiada para atender a la disponibilidad de datos y a la vez respetar las hipótesis físicas/conceptuales del modelo?; (b) Cuando hay escasez de datos de entrada de alta resolución, cabe preguntar por ejemplo: ¿qué consecuencias tiene aplicar un modelo de 10 m de resolución cuando la precipitación de entrada es la media areal?; (c) Se ha demostrado que todo modelo es imperfecto, por lo que probablemente se puedan recalibrar los parámetros para mejorar los resultados del modelo. Por lo tanto, ¿Cómo se puede estimar o calibrar una gran cantidad de parámetros?; (d) En muchas cuencas, no hay suficientes datos para evaluar el rendimiento del modelo. En esta misma línea, Tang *et al.* (2007) plantean una serie de desafíos en términos de: 1) Demanda de capacidad de cálculo, en comparación con modelos agregados, 2) la posibilidad de sobre-parametrización, y 3) espacios paramétricos con incertidumbres estructurales. La cantidad de parámetros en un modelo distribuido puede ser hasta de cientos, lo que hace muy difícil evaluar la sensibilidad de la respuesta de la cuenca a las diferentes combinaciones de parámetros.

Los resultados del Proyecto de Inter-Comparación de Modelos Distribuidos (DMPI) (Reed *et al.*, 2004) muestran que los modelos distribuidos no siempre mejoran los resultados de los modelos agregados en la simulación de aportaciones en el cierre de la cuenca. Para evaluar objetivamente la capacidad de los modelos distribuidos para predecir estados hidrológicos se requieren más datos, como por ejemplo medidas espaciadas de humedad del suelo, niveles piezométricos y caudales en puntos interiores. Refsgaard (1996) sugiere que tal vez solamente el uso de estos datos pueda confirmar el valor de los modelos distribuidos.

Beven (2001) aborda la modelización distribuida en un contexto de realismo pragmático. Se focaliza en la evaluación previa de los modelos de acuerdo con su realismo físico y en el valor de los datos para el rechazo de un modelo. Presenta la modelización distribuida como medio para conocer una zona en particular. Plantea también las perspectivas futuras de la modelización distribuida. Según Beven (2001), el avance en la modelización distribuida se apoya más en la *aplicación* de modelos que en el desarrollo de nuevas teorías. El incremento de la capacidad computacional permite construir sistemas para almacenar y reprocesar los resultados de simulaciones pasadas y compararlas con la situación actual. Esto permite aprender sobre las particularidades de una zona y sus respuestas hidrológicas con mayor nivel de detalle; la reevaluación del modelo ayuda a detectar dónde ha fallado y a cuantificar la incertidumbre de las predicciones.

2. Modelización distribuida y GIS

2.1. Tipos de modelos

Todos los modelos intentan hacer una aproximación de la realidad lo más ajustada posible. Para ello, se valen de numerosas simplificaciones, reduciendo una gran cantidad de procesos a unos pocos que pueden ser discernibles y en general fácilmente asimilables a leyes físicas de evolución en el tiempo (Ruiz, 1999). Dependiendo de la forma en que se hagan estas simplificaciones es que se obtienen distintos tipos de modelos, aunque a veces la distinción no es tan clara. De acuerdo a Chow *et al.* (1994) la clasificación se debe hacer en base a tres parámetros clave: aleatoriedad, espacio y tiempo.

Una primera distinción podría ser entre modelos estocásticos y determinísticos. Mientras que los primeros se valen de la probabilidad y la estadística para pronosticar valores de determinadas variables hidrológicas en el futuro, los segundos utilizan algoritmos de cálculo de modo que para un input determinado se obtiene el output correspondiente. Los determinísticos calculan la respuesta a ese input ya sea usando una representación matemática conceptual o ecuaciones de base física Vieux (2001).

Los modelos determinísticos se pueden clasificar en tres grupos: empíricos, conceptuales y teóricos.

Los modelos *empíricos* son aquellos que se valen de fórmulas más o menos sencillas para obtener resultados medios durante un período largo de tiempo. Se usaron principalmente en los comienzos de la hidrología. Ejemplos de estos modelos son las fórmulas de Turc y Budyko.

Los modelos *conceptuales* intentan simular el comportamiento hidrológico de una cuenca estableciendo ecuaciones de balance hídrico y de transferencia de masa entre distintos almacenamientos. Los códigos STANFORD IV (Crawford y Linsey, 1966) y SACRAMENTO (Burnash, 1995) son ejemplos de este tipo.

Los modelos *teóricos* son más recientes y tienden a utilizarse más en la medida en que se dispone de más y mejor información. Estos modelos resuelven

las ecuaciones diferenciales de flujo y conservación de masa que caracterizan a los procesos hidrológicos. Evidentemente, requieren de gran cantidad de información y capacidad de procesamiento. El código MIKE-SHE (DHI, 2004) es un ejemplo relevante de esta clase.

En el siguiente apartado se analiza con más detalle la distinción entre modelos distribuidos y agregados, que es importante para comprender este trabajo.

2.2. Modelos hidrológicos agregados y distribuidos

Una clasificación relevante de modelos hidrológicos es la que depende del tratamiento que se da a las diferentes unidades en que se divide la zona en estudio y de las características de dichas unidades (Olaya, 2004). Con este criterio, se puede distinguir entre modelos agregados y modelos distribuidos.

Los modelos agregados consideran las cuencas y subcuencas como unidades de trabajo. En cambio, en los modelos distribuidos las unidades tienen generalmente menor tamaño y están definidas de forma más regular. Además estas unidades no tienen un significado hidrológico tan definido ni representan elementos hidrográficos concretos (Olaya, 2004).

En el caso de los modelos agregados el terreno se describe en forma de depósitos cuyo contenido de humedad varía en función de relaciones (físicas o empíricas) entre ellos. En contraste, los modelos distribuidos permiten una descripción más detallada tanto de la superficie del terreno como de la zona subterránea, simulando los procesos de transmisión del agua entre las diversas capas del terreno (Berenguer, 1994).

Según Vieux (2001), la distinción entre un modelo agregado y distribuido depende de la forma en que se divide al dominio; esto depende del dominio. Si el dominio de la cuenca va a ser distribuido, entonces el modelo debe subdividir la cuenca en elementos computacionales menores. A veces los modelos agregados intentan reproducir condiciones o parámetros espacialmente distribuidos por medio de series de subcuencas con características medias. De esta manera, se transforma un modelo agregado en uno cuasi-distribuido. Según Vieux (2001), esto conlleva las siguientes desventajas: (1) el modelo no está basado en leyes físicas, y (2)

cuando se consideran muchas subcuencas, su agregación puede ser un trabajo tedioso debido a la gran cantidad de información.

Lo anterior se encuentra muy relacionado al concepto de áreas o zonas hidrológicamente homogéneas. Esta idea se basa en la superposición de áreas de tipo y uso de suelo, y de características morfológicas, para delimitar zonas de parámetros constantes. La justificación de estas zonas hidrológicamente homogéneas depende de la naturaleza de la uniformidad de los parámetros espacialmente variables.

Andreu (1983) ofrece otra visión interesante sobre la diferenciación entre modelos agregados y distribuidos. Andreu (1983) afirma que desde el punto de vista de la formulación, la diferencia básica es que los modelos agregados, en su planteamiento matemático, producen ecuaciones diferenciales ordinarias, mientras que los distribuidos producen ecuaciones diferenciales en derivadas parciales.

Los modelos agregados han sido históricamente más utilizados que los distribuidos debido a las limitaciones tanto computacionales como de disponibilidad de datos. El avance en la capacidad de procesamiento y la difusión de los Sistemas de Información Geográfica (GIS) han posibilitado que la modelización distribuida sea en la actualidad mucho más factible. En la medida en que los modelos distribuidos se usan más, la necesidad de principios científicos relacionados con la variabilidad espacial, la resolución espacial y temporal, el contenido de la información y la calibración se vuelve más evidente (Vieux, 2001).

En el Proyecto de Inter-Comparación de Modelos Distribuidos (DMIP: Distributed Model Intercomparison Project; Reed *et al.* (2004); Smith *et al.* (2004a, 2004b) se compararon los resultados de la modelización con 11 códigos distribuidos y uno agregado (Sacramento Soil Moisture Accounting Model o SAC-SMA), usado para pronóstico y planificación operativa en EEUU. Los dos principales objetivos del trabajo fueron por un lado proporcionar una guía al National Weather Service de EEUU, y por otro abordar diversas cuestiones relativas a la variabilidad espacial de las precipitaciones y su influencia en la respuesta de la cuenca. Una síntesis de este proyecto se incluye en el Apartado 4.

2.3. Sistemas de Información Geográfica. Modelos Digitales de Terreno

Los Sistemas de Información Geográfica (GIS) son una de las novedades más importantes que han aparecido en los últimos 30 años en la modelización hidrológica. Esta aparición ha transformado profundamente tanto los trabajos preliminares de modelización como el propio diseño conceptual (Ruiz, 1999).

Desde sus orígenes hay muchas definiciones de GIS. En su aparición hacia finales de los años 60 eran entendidos como herramientas de automatización cartográfica. Pero su continua evolución en el tiempo ha hecho de ellos herramientas potentes e indispensables no sólo para la representación gráfica, sino también para el almacenamiento y análisis de la información geográfica. Para Quintas (1994) "un GIS es un sistema de gestión de base de datos gráficos, especializado en información geográfica". Profundizar en los conceptos informáticos sería excesivo para el propósito de este trabajo. Basta entonces con señalar la importancia que tienen los conceptos de *sistema de gestión de base de datos* y de *información geográfica*. En esta última incluimos aquellos datos que reúnen determinadas características (Quintas, 1994): a) están georreferenciados, b) poseen atributos alfanuméricos que definen y describen la naturaleza real del dato geográfico, y c) tienen relación espacial con otros elementos similares: continuidad, contigüidad, sentido, proximidad, etc. (es lo que se denomina relación topológica).

La importante componente geográfica que tiene la hidrología hace que los GIS tengan un amplio margen de aplicación. Según Ruiz (1999) se cuentan aquí varias razones: a) en hidrología se maneja un gran volumen de información geográfica que hay que almacenar, validar y analizar; b) existe una gran variedad de trabajos preliminares, como el trazado de cuencas, la creación de mapas de pendientes, etc., que antes de la aparición de los GIS se ejecutaban manualmente; c) la adquisición de información hidrológica hace apropiado el trabajo con los GIS, más cuando cada vez es mayor la disponibilidad de información en soporte digital; d) la visualización de los datos y de los resultados de las modelizaciones requiere de potentes herramientas de análisis y gestión; y e) la modelización distribuida de los procesos hidrológicos encuentra en los GIS un apoyo fundamental, dada su capacidad para realizar operaciones con capas de información.

El Modelo Digital de Terreno (MDT) es una aplicación importantísima de los GIS, y que resulta básica hoy en día para la modelización distribuida (Felicísimo, 1994). En pocas palabras, un MDT es una estructura numérica que representa la distribución espacial de una variable. Normalmente esta variable es la altitud (en cuyo caso se denomina Modelo Digital de Elevaciones o MDE) pero puede ser cualquier otra.

A partir de la información altimétrica contenida en un MDE y aplicando las herramientas de análisis de un GIS, es posible efectuar el “procesamiento del terreno” para obtener por ejemplo mapas de pendientes, acumulación de flujo, cursos de agua y límites de cuencas.

En los Apéndices 3 y 4 se presentan ejemplos de mapas obtenidos de un MDE, que incluyen el relieve, la divisoria de aguas y la red hidrográfica.

2.4. Acoplamiento de códigos hidrológicos y GIS

A diferencia del acoplamiento de GIS y códigos en general, la integración de GIS con códigos hidrológicos presenta un conjunto de particularidades (Sui y Maggio, 1999). En contraste con otros tipos de modelización ambiental, la modelización hidrológica tiene un conjunto de prácticas bien establecidas y estándares ampliamente aceptados por hidrólogos e ingenieros. Según Sui y Maggio (1999) existen cuatro maneras de acoplar un GIS a un código hidrológico (véase la Figura 2.1):

- 1) Insertando capacidades del GIS en el código hidrológico. Esta forma ha sido adoptada por aquellos modelizadores que utilizan al GIS como herramienta de visualización. En este caso el GIS juega un papel irrelevante en la modelización. Este tipo de integración – que esencialmente no es acoplamiento – brinda al modelizador gran flexibilidad para el diseño del código hidrológico (que no queda ligado a la estructura de datos del GIS). Sin embargo, desaprovecha en buena forma las capacidades de análisis del GIS.

- 2) Insertando capacidades de modelización hidrológica en el GIS. Algunas empresas productoras de software GIS han desarrollado herramientas de modelización dentro de sus paquetes, como es el caso de la empresa ESRI (Maidment, 2002) y el propio Cuerpo de Ingenieros de los EEUU con HEC-SAS (Davis, 1978). Esta integración aprovecha muy bien las capacidades del GIS, pero los códigos hidrológicos son normalmente muy limitados y simplistas.
- 3) Realizando un acoplamiento débil: Requiere normalmente de un paquete de GIS estándar y un código hidrológico. Los dos programas se acoplan mediante el intercambio de datos, ya sea en formato ASCII o binario. La ventaja de esta estructura es que la programación es relativamente sencilla. Esto hace al método muy accesible para hidrólogos e ingenieros. Por contra el intercambio de datos entre los dos paquetes puede plantear problemas.
- 4) Realizando un acoplamiento fuerte. Este enfoque contempla la inserción de uno o varios códigos hidrológicos en un GIS comercial, utilizando el lenguaje macro del GIS o con programación convencional. Cada vez es más frecuente que los productores de GIS doten a sus paquetes de la posibilidad de programar comandos o interfaces -dentro del propio GIS- para aplicaciones específicas. Tal es el caso de ArcGIS (ESRI, 2006) y GRASS (Lennert, 2003). Sin embargo estas capacidades no bastan para implementar modelos sofisticados. Para remediar esto, muchos GIS permiten utilizar las librerías del código hidrológico desde un menú del propio GIS. Esto requiere normalmente una interfaz bien definida compatible con la estructura de datos del GIS, que tiene que ser conocida por el modelizador.

Huang y Jiang (2002) describen el acoplamiento del código hidrológico TOPMODEL y el GIS ArcView. Según Huang y Jiang (2002) existen básicamente tres formas de acoplamiento de GIS y un código hidrológico: a) Acoplamiento débil, b) Acoplamiento fuerte, y c) Acoplamiento completo. La clasificación es similar a la de Sui y Maggio (1999). En la Figura 2.2 se representan las tres maneras de acoplamiento de Huang y Jiang (2002).

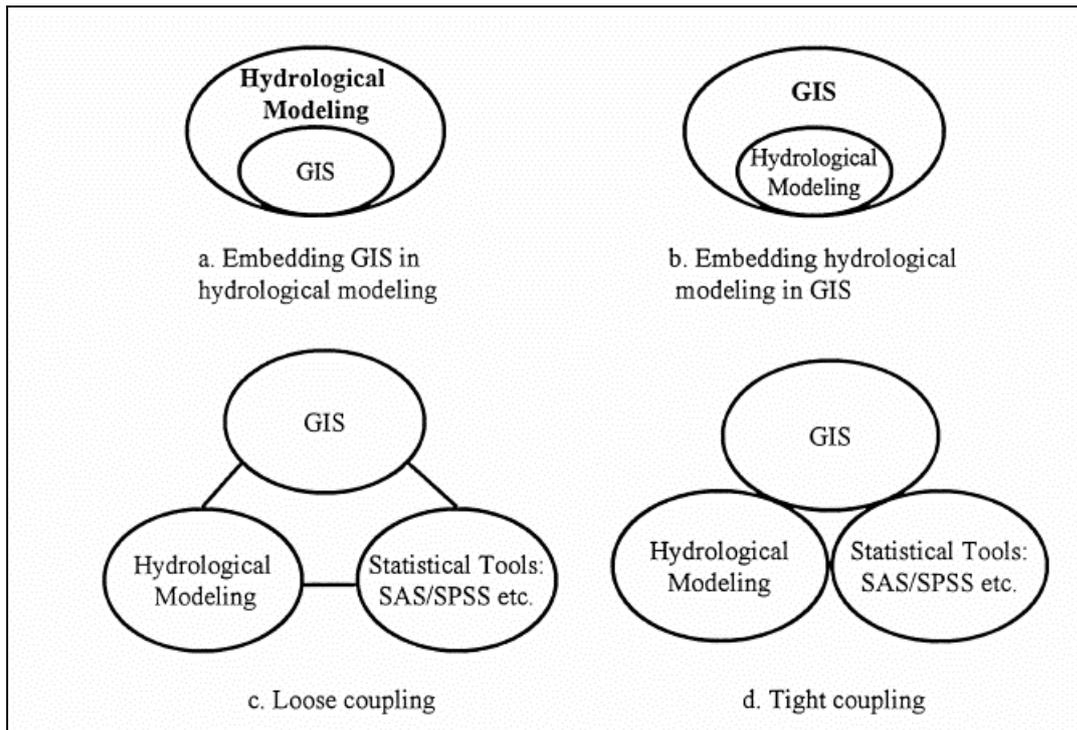


Figura 2.1. Tipos de acoplamiento de GIS y códigos hidrológicos (tomado de Sui y Maggio, 1999).

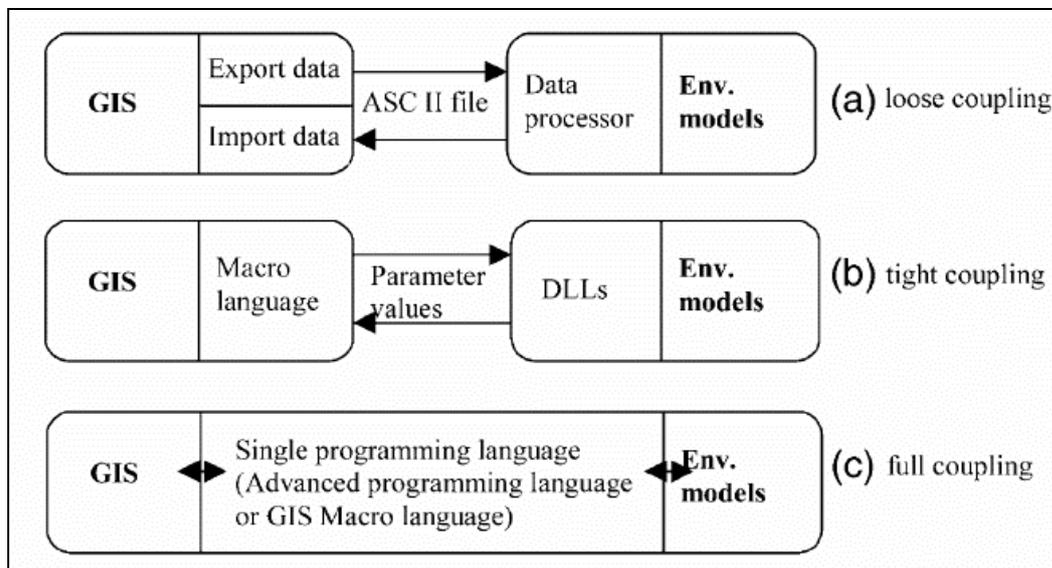


Figura 2.2. Tipos de acoplamiento de GIS y códigos hidrológicos: a) débil, b) fuerte, y c) completo (tomado de Huang y Jiang, 2002).

3. Algunos códigos hidrológicos relevantes

En este apartado se describen las principales características de algunos códigos hidrológicos relevantes, ya sea por su difusión o por haber servido para el desarrollo de GIS-BALAN. La lista de códigos no es exhaustiva, aunque sí representativa de los códigos más importantes.

El código agregado VISUAL-BALAN se describe en el Apéndice 2.

3.1. Códigos agregados

3.1.1. NWSRFS

El Servicio Meteorológico Nacional de EEUU (NWS) ha desarrollado una librería computarizada de procedimientos de operación y de análisis hidrológico meticulosamente contrastados, el NWSRFS (National Weather System-River Forecast System-Catchment Modeling) (Singh, 1995).

El NWSRFS cubre las necesidades los Centros de Pronósticos Fluviales (RFC), que tienen la responsabilidad del control hidrológico y alertas públicas. El NWS ha efectuado muchas y extensas pruebas con modelos de cuencas en los RFC del NWS. Estas pruebas se expandieron con el auspicio de la Organización Meteorológica Mundial (WMO) para incluir procedimientos y datos de cuencas aportados por las mayores organizaciones hidrológicas del mundo. Como resultado del estudio, el NWS adoptó la tecnología del código SACRAMENTO como componente primario en la modelización de cuencas.

3.1.2. SACRAMENTO

Este código se diseñó en la década de 1970. Utiliza un gran número de parámetros (Ruiz, 1999). Fue desarrollado por el Servicio Meteorológico Nacional (NWS) y el Departamento de Recursos Hídricos de California para la simulación y previsión de caudales de los ríos (Burnash, 1995). Es por tanto un código diseñado

principalmente para operación y pronósticos de caudales. La escala temporal de análisis es diaria. El código fue analizado y contrastado en una serie de cuencas experimentales por la Organización Meteorológica Mundial en 1975 (WMO, 1975) y los resultados se ajustaron bastante bien a la realidad. Ha sido muy utilizado en España (Ruiz, 1999). El código SACRAMENTO deriva conceptualmente del STANFORD IV (Crawford y Linsey, 1966).

El propósito primordial del código SACRAMENTO es determinar el caudal de descarga de una cuenca. Utiliza como entradas básicas la precipitación y la evapotranspiración en la cuenca. El código calcula el caudal generado en la cuenca en cinco formas básicas: 1) escorrentía directa de las áreas impermeables, 2) escorrentía superficial generada por una intensidad de precipitación mayor a la capacidad de infiltración e interflujo cuando las dos zonas superiores están completas, 3) interflujo resultante del drenaje lateral de una zona superior de agua libre, 4) flujo base complementario, y 5) flujo base principal.

El código está basado en las siguientes hipótesis:

1. En la superficie de la cuenca se consideran dos zonas, una permeable (el terreno) y otra impermeable (en la que toda el agua caída escurre superficialmente, como en la superficie de las masas de agua).
2. En la zona permeable hay una serie de diferentes zonas de almacenamiento. La primera de ellas es la denominada zona superior de confinamiento (Upper Zone Tension), identificable con la de humedad del suelo necesaria para la vegetación y en la que el agua se encuentra confinada entre las partículas sólidas. La infiltración a capas inferiores o el drenaje horizontal no ocurre hasta que esta zona esté llena completamente. Ocurrido esto, el exceso de agua se acumula temporalmente en la zona superior de agua libre (Upper Zone Free Water), en la que no está confinada entre las partículas del suelo.
3. El agua disponible en la zona superior de agua libre puede descender a regiones más profundas o drenar lateralmente. La escorrentía superficial se produce cuando la suma de la capacidad de infiltración y el drenaje lateral es inferior al aporte de agua.

4. También hay una zona inferior (Lower Zone), en la que se consideran tres zonas más: zonas libres de agua disponible primaria y secundaria, y zona inferior de confinamiento.

Armstrong (1980) desarrolló un método simple para deducir los parámetros iniciales del modelo de las propiedades del suelo. Más recientemente Koren *et al.* (2003) desarrollaron una nueva metodología conceptual para estimar a priori los parámetros del SAC-SMA a partir de las bases de datos del Departamento de Agricultura de EEUU. Estos datos se obtienen de mapas de suelo a escala 1:250 000. Estos parámetros iniciales están catalogados para todo EEUU continental y sirven de base para simulaciones del SAC-SMA. Duan *et al.* (2001) han comparado los resultados en seis cuencas obtenidos mediante calibración manual y con los parámetros estimados a priori (Moreda *et al.*, 2006).

3.2. Códigos semidistribuidos

3.2.1. SWAT

Jeff Arnold desarrolló el código hidrológico SWAT (Soil and Water Assessment Tool; Neitsch *et al.*, 2002) para el Departamento de Agricultura y el Servicio de Investigaciones Agrícolas de los EEUU. Es un código de base física desarrollado para servir de herramienta en estudios de impactos del clima y la gestión de los recursos hídricos. Contempla la posibilidad de dividir una cuenca en subcuencas, y éstas a su vez en Unidades de Respuesta Hidrológicas (URH), que son zonas de parámetros constantes. Como principio de cálculo considera la conservación de la masa (balance de agua, sedimentos y contaminantes) y trabaja a escala diaria.

Se han desarrollado interfaces de acoplamiento de SWAT a ArcGIS (ESRI, 2006) y a GRASS (Lennert, 2003) para manejar de forma más eficiente y rápida variables distribuidas en el espacio (Srinivasan y Arnold, 1994; Di-Luzio *et al.*, 2002). La Figura 3.1 muestra un esquema del acoplamiento de SWAT y ArcView. El preprocesamiento de los datos que usa el módulo de cálculo se hace en la interfaz de acoplamiento.

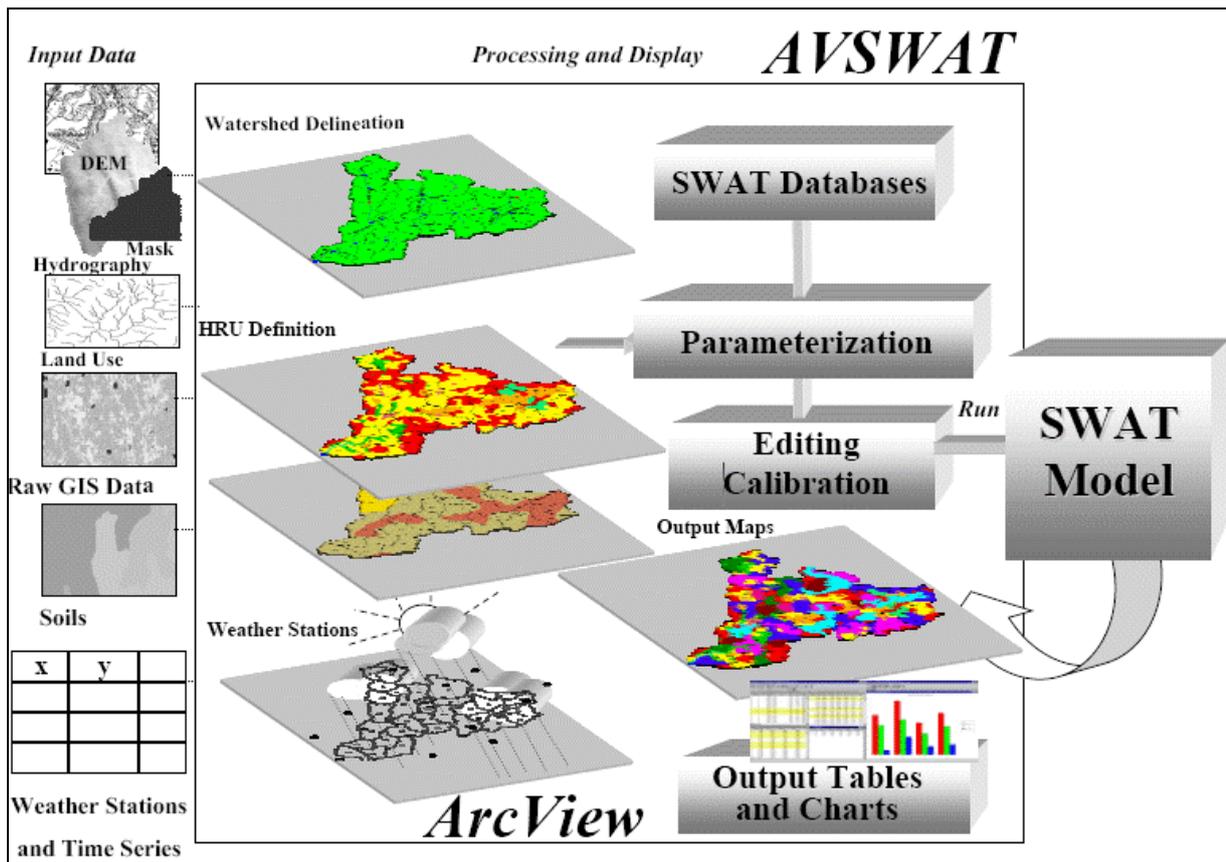


Figura 3.1. Esquema del acoplamiento de SWAT y ArcView (adaptada de Di-Luzio *et al.*, 2002).

La variabilidad espacial de los parámetros (parámetros distribuidos) dentro de una subcuenca se puede tener en cuenta definiendo varias URH. Una URH es una porción de la subcuenca en la que el tipo, uso y manejo del suelo es similar. Las URH simplifican el proceso de cálculo ya que se consideran unidades homogéneas. Se supone que no hay interacción entre ellas en una misma subcuenca: la escorrentía, los sedimentos y los nutrientes transportados se calculan en cada URH y se suman posteriormente para obtener los totales en la subcuenca. Cuando la interacción entre las URH es importante conviene tratarlas como subcuencas (Neitsch *et al.*, 2002).

En cada URH se consideran 4 volúmenes de almacenamiento: la nieve, el agua retenida en el suelo (entre 0 y 2 m de profundidad), el acuífero somero (2-20 m), y el acuífero profundo (>20 m).

SWAT considera la precipitación nival, la escorrentía superficial, la evapotranspiración, la recarga a los acuíferos, el flujo subsuperficial o hipodérmico

y el flujo de descarga subterránea. Si la temperatura media diaria es inferior a 0° C se supone que la precipitación cae en forma de nieve.

El código permite calcular el tránsito de la escorrentía superficial y el transporte de sedimentos y contaminantes a través de canales, estanques y reservorios hasta la salida de la cuenca. Para esto considera los totales de escorrentía, sedimentos, nutrientes y contaminantes de cada subcuenca (no se tiene en cuenta la variabilidad dentro de las subcuencas).

La distribución de la precipitación entre la escorrentía superficial y la infiltración se obtiene mediante el método del Número de Curva (CN, por sus siglas en inglés) del NRCS de EEUU (anteriormente conocido como Soil Conservation Service). El reparto de la nieve fundida entre escorrentía e infiltración se trata de la misma forma que la precipitación con el método del CN.

También es posible usar el método de Green-Ampt para estimar la escorrentía superficial si hay datos de precipitación para intervalos de tiempo menores de un día.

3.2.2. HEC-HMS

HEC-HMS es un código desarrollado por el Hydrologic Engineering Center (HEC) del Cuerpo de Ingenieros de los Estados Unidos (USACE, 2000, 2008). El programa está especialmente diseñado para modelizar el proceso de transformación precipitación-escorrentía, simulando el tránsito de la escorrentía superficial natural o controlada. HEC-HMS es el sucesor del código HEC-1. HEC-HMS mejora las capacidades del HEC-1 y añade capacidades adicionales para la modelización semidistribuida y continua. Puede considerar intervalos de cálculo de minutos.

HEC-HMS tiene en cuenta los procesos de precipitación, interceptación, encharcamiento, escorrentía, infiltración, almacenamiento de humedad en el suelo, flujo subsuperficial, percolación al acuífero y descarga en el cauce. El flujo en el cauce es la suma de la precipitación directa sobre las masa de agua, la escorrentía superficial, el flujo subsuperficial y la descarga del acuífero, o sea el caudal total de la cuenca.

El código dispone de los siguientes componentes y capacidades para la simulación:

1. Opciones de especificación de la precipitación, para describir un evento de precipitación histórico, uno hipotético (basado en frecuencia), o un evento que represente la precipitación máxima posible en una zona determinada.
2. Modelos de pérdidas que permiten estimar el volumen de escorrentía, dadas la precipitación y las propiedades de la cuenca.
3. Modelos de escorrentía directa para calcular el flujo de ladera, el almacenamiento y las pérdidas de energía mientras el agua escurre por la cuenca hacia los cauces.
4. Modelos de tránsito que calculan el almacenamiento y la energía a lo largo del cauce.
5. Modelos de infraestructuras de control, por ejemplo embalses.

Adicionalmente, HEC-HMS dispone de: a) Un modelo distribuido de escorrentía para usar con información distribuida de precipitación, como los datos proporcionados por radares meteorológicos; b) Un módulo de calibración automática que permite estimar ciertos parámetros del modelo. La Figura 3.2 muestra las componentes que calcula HEC-HMS.

Este código es en principio de tipo agregado, pero permite la división de una cuenca en subcuencas, considerando así la variabilidad espacial de los parámetros. El Cuerpo de Ingenieros de EEUU y ESRI han desarrollado una aplicación o interfaz, llamada HEC-GeoHMS que permite la introducción de datos de un GIS en el modelo (USACE, 2003). Los valores medios de los parámetros se calculan en el GIS y se transfieren al modelo hidrológico. HEC-GeoHMS crea un mapa base, un modelo de cuenca agregado, mapas matriciales de parámetros y un modelo distribuido de cuenca que se puede utilizar en HMS. El terreno se representa mediante una malla de celdas cuadradas del tamaño que elija el usuario teniendo en cuenta la información disponible. Como casi todos los códigos desarrollados por el Cuerpo de Ingenieros, HEC-HMS es un código muy versátil, práctico y sencillo, tanto en sus conceptos como en su aplicación.

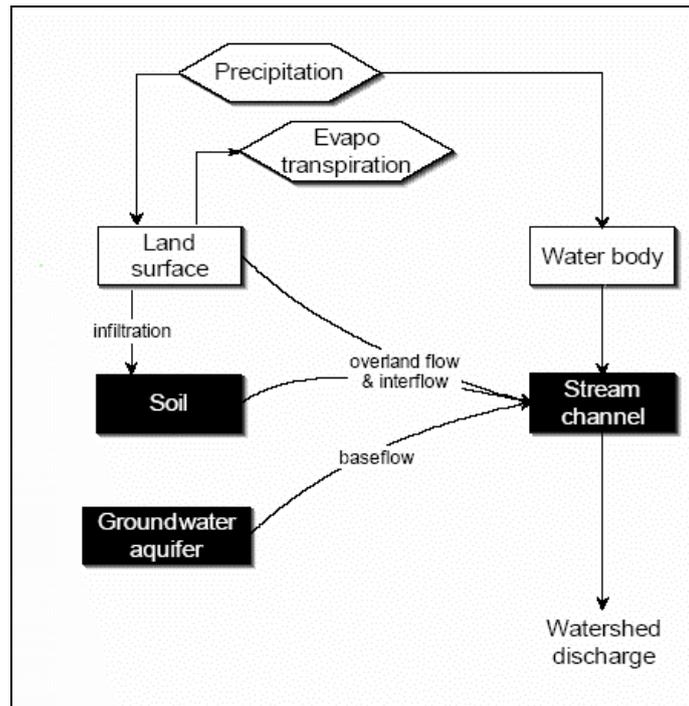


Figura 3.2. Representación del proceso precipitación-escorrentía en HEC-HMS (tomado de USACE, 2000).

3.3. Códigos distribuidos

3.3.1. SIMPA

El código SIMPA (Sistema Integrado de Modelización Precipitación-Aportación) está diseñado para la simulación mensual y anual del proceso precipitación- aportación y es aplicable a grandes cuencas (Ruiz, 1999). Se ha aplicado en numerosos estudios hidrológicos de España. Algunas aplicaciones incluyen: estimación de escorrentías medias en España, para la elaboración del Libro Blanco del Agua (1998); modelización de aportaciones en la cuenca del Guadiana, mejora en la red foronómica (1995) y estimación de recursos en el alto Guadiana (1998); y estimación de aportaciones en la C. H. del Júcar.

El código es de estructura modular, lo que le da gran versatilidad. Los módulos componentes son los siguientes: 1) Definición del proyecto; 2) Visualización de capas de información; 3) Análisis geomorfológico; 4) Análisis de series temporales; 5) Análisis paramétrico; 6) Análisis interanual; 7) Análisis anual; 8) Simulación de aportaciones; y 9) Simulación de crecidas (Estrela y Quintas, 1996).

SIMPA permite considerar una discretización horizontal del terreno en celdas cuadradas de 1 km x 1 km. La malla se proyecta en la vertical y se obtienen celdas prismáticas, en cada una de las cuales se calcula el balance hidrológico (ver Figura 3.3 y Figura 3.4). Las operaciones se realizan en el GIS GRASS (Lennert, 2003) acoplado al modelo.

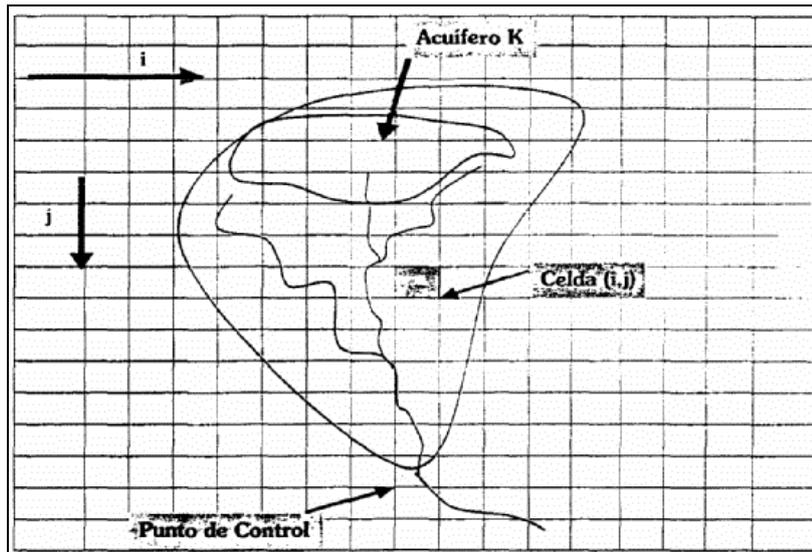


Figura 3.3. Discretización del terreno en celdas (tomado de Ruiz, 1999).

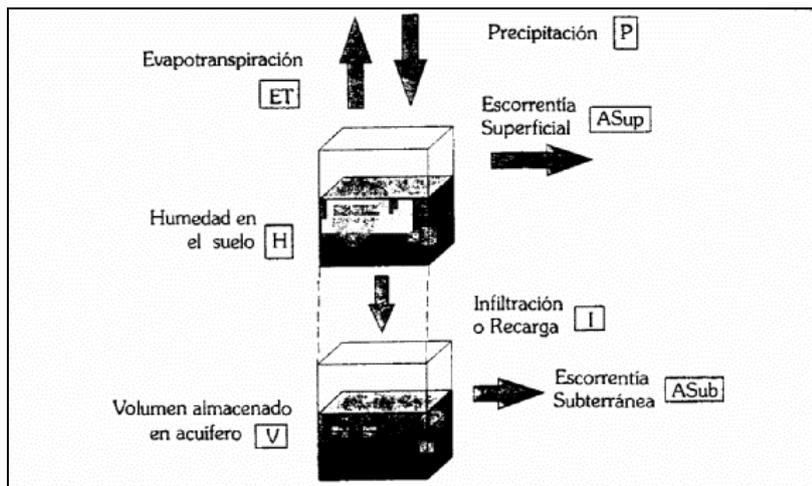


Figura 3.4. Esquema del flujo y almacenamiento de SIMPA (tomado de Ruiz, 1999).

La simulación interanual se realiza utilizando la fórmula de Budyko, que da un resultado bastante aproximado al real cuando el periodo de análisis es de varios años (en estos casos la variación de las reservas es despreciable). Esta fórmula es la siguiente:

$$A = P \cdot e^{-k \cdot ETP / P} \quad (1)$$

donde A es la aportación específica, P es la precipitación en mm, ETP es la evapotranspiración potencial media anual en mm y K es un parámetro que tiene en cuenta el grado de uniformidad temporal de la ETP. Se pueden utilizar medidas de ETP o calcularla usando la fórmula de Turc-Pipe.

Para la simulación mensual el código reproduce los fenómenos esenciales que se dan en el transporte de agua en las diferentes fases del ciclo hidrológico (Ruiz, 1999). El concepto básico es la conservación de la masa o el principio de continuidad. Se aplican las leyes específicas de reparto y transferencia entre los distintos términos del balance.

La celda se divide en dos zonas: a) La superior, no saturada, que presenta porosidad con agua y aire; b) La inferior – acuífero – que es la zona saturada, que se supone un embalse que desagua a la red superficial.

La Figura 3.5 muestra los términos del balance. Una parte del agua precipitada es drenada y sale por el cauce; el resto, luego de almacenarse en la zona superior no saturada, alimenta la ETP en fechas posteriores. El excedente de agua se descompone en una parte que escurre superficialmente y otra que se infiltra hasta el acuífero. La que escurre desagua en el intervalo de tiempo presente, mientras la que infiltra permanece en el acuífero para desagua en fechas posteriores. La Figura 3.6 muestra el diagrama de flujo del cálculo del balance.

Las entradas del modelo son las siguientes:

1. Series mensuales de precipitación, temperatura y caudales.
2. Características físicas de la zona (parámetros físicos e/o hidrológicos).
3. Fichero vectorial de cuencas.

Las salidas son:

1. Mapas de humedad del suelo y volumen acumulado en el acuífero.
2. ETR.
3. Aportación superficial, subterránea y total.
4. Contraste (para cada estación de aforo) de caudales medidos y calculados. El ajuste del modelo se logra a través de este contraste usando el módulo de análisis paramétrico.

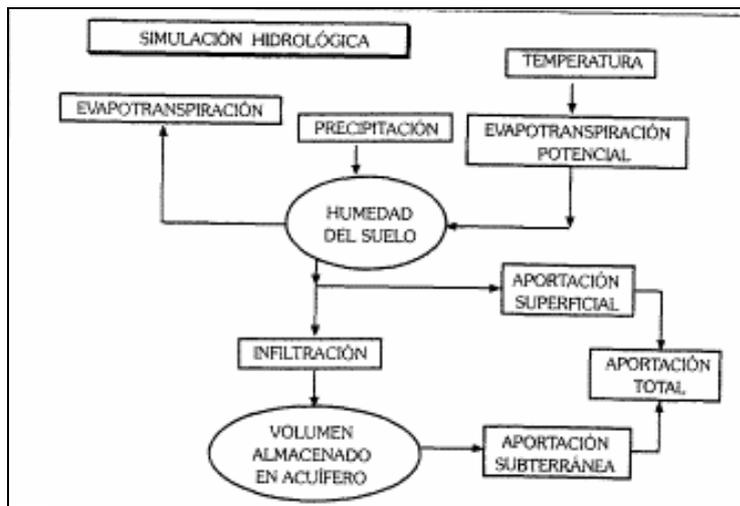


Figura 3.5. Esquema de la simulación hidrológica mensual en SIMPA (tomado de Ruiz, 1999).

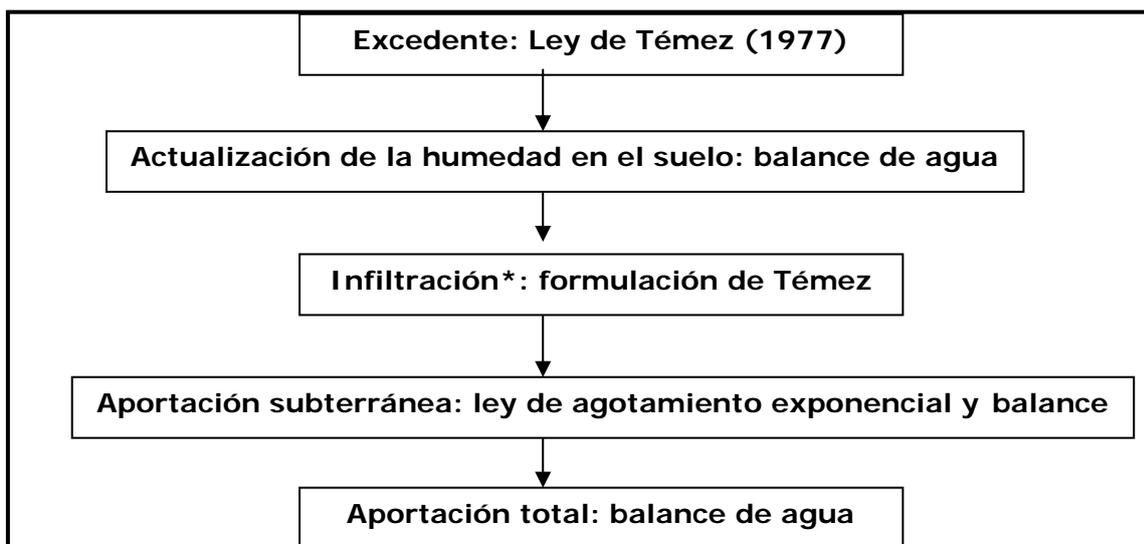


Figura 3.6. Diagrama de flujo del cálculo mensual de SIMPA. (*) El término que los desarrolladores de SIMPA designan como infiltración es más comúnmente llamado percolación, ya que se trata del agua que percola hacia la zona saturada.

SIMPA fue diseñado para estar integrado en el Sistema de Información Hidrológica del CEDEX. Su arquitectura se presenta en la Figura 3.7. Los cálculos del balance están programados en el GIS GRASS, en su propio lenguaje, mientras que el GIS ArcInfo se utiliza para el manejo de los ficheros vectoriales.

El módulo de análisis paramétrico integrado en SIMPA contempla aspectos de especial relevancia para el acoplamiento de un código hidrológico a un GIS. Incorpora diferentes herramientas que facilitan el establecimiento de relaciones entre parámetros hidrológicos (máxima capacidad de almacenamiento de humedad en el suelo, capacidad de infiltración, número de curva, umbral de escorrentía, etc.) y capas de información sobre características físicas de las cuencas (tipos y usos de suelo, unidades hidrogeológicas, geología, etc.). Dispone de tres herramientas generales (Estrela y Quintas, 1996): a) Reclasificación de los valores en cada una de las celdas de los mapas ráster; b) Cálculo de los valores medios de todas las celdas de una cobertura de polígonos dada; c) Generación de mapas de parámetros mediante combinación lineal ponderada de otros mapas de características. Para obtener un mapa de un parámetro se sigue el siguiente proceso:

1. Se estudian las características fisiográficas de las que depende: pendientes, elevaciones, tipos y usos de suelo, etc.
2. A cada una de esas características se le asigna un orden de prioridad respecto a las demás.
3. Seguidamente se crea un mapa del parámetro a través de una combinación lineal ponderada de los mapas de características físicas seleccionadas. El mapa resultante se reclasifica teniendo en cuenta el valor mínimo y máximo que puede tomar el parámetro en la región de estudio. Los pesos asignados y los valores mínimo y máximo se convierten en la práctica en los elementos de calibración del modelo que se está utilizando.

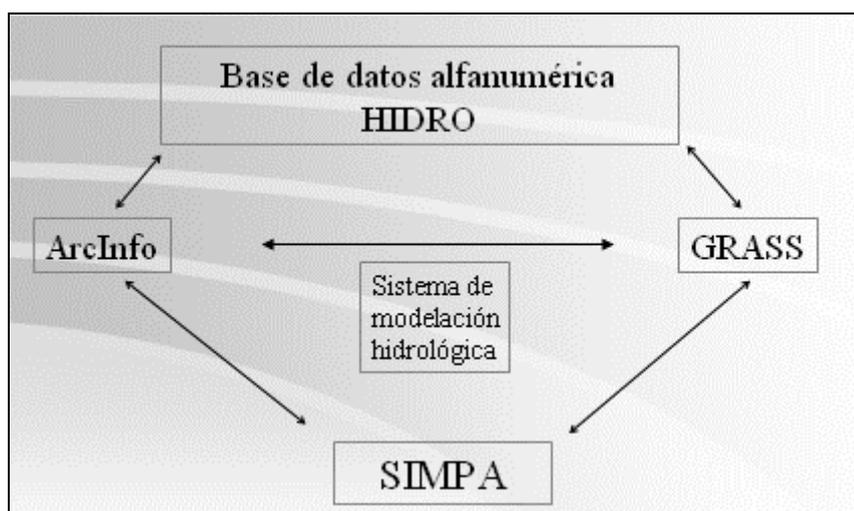


Figura 3.7. Esquema de integración del SIMPA en el Sistema de Información Hidrológica del CEDEX (adaptado de Estrela *et al.*, 1996).

3.3.2. MIKE SHE

Es un código distribuido basado en leyes físicas (Refsgaard *et al.*, 1995). Modeliza los procesos más importantes del ciclo hidrológico incluyendo la interceptación de la precipitación, la fusión nival, la evapotranspiración, la escorrentía superficial (flujo en ladera y cauce), el flujo subsuperficial en la zona no saturada y el flujo saturado en el acuífero. Una malla ortogonal permite representar la distribución espacial de los parámetros del modelo, las entradas y los resultados. Consta de un módulo hidrológico y varios referentes a la calidad del agua (DHI, 2004).

El código original fue desarrollado en 1982 por el Instituto Hidráulico Danés, el Instituto Británico de Hidrología y la empresa francesa Sogreah, con el nombre de Système Hydrologique Européen (SHE). Se desarrolló para servir como herramienta para evaluar los recursos hídricos en tiempos de rápidos cambios en el uso del suelo y las prácticas agropecuarias (Yan *et al.*, 1999). El Instituto Hidráulico Danés (DHI) continuó luego desarrollando el código incorporando constantes mejoras en el cálculo y en la interfaz gráfica. También ha desarrollado una interfaz de comunicación entre el código y un GIS.

Uno de los desarrollos más recientes ha sido el acoplamiento del módulo hidrológico de MIKE SHE con el de simulación de flujo superficial MIKE 11 (DHI, 2007). El resultado es un código integrado de agua superficial y subterránea.

MIKE SHE utiliza el GIS como apoyo para introducir datos y visualizar resultados. Las ecuaciones del modelo se resuelven fuera del GIS.

La variabilidad espacial de la meteorología y de las características de la cuenca se representan en la horizontal por medio de una malla rectangular. Dentro de cada uno de los cuadrados de la malla el perfil vertical del suelo se divide en una serie de capas horizontales. La discretización espacial se muestra en la Figura 3.8. El área modelizada se divide en polígonos basados en el tipo y uso de suelo y la zona de precipitación. Seguidamente se asigna un número de identificación a cada polígono. Los archivos de entrada del modelo pueden ser generados a través de la superposición de los mapas de parámetros con una malla. La preparación de datos y el ajuste del modelo se pueden hacer usando software GIS (ArcGIS) o el preprocesador gráfico integrado de MIKE SHE.

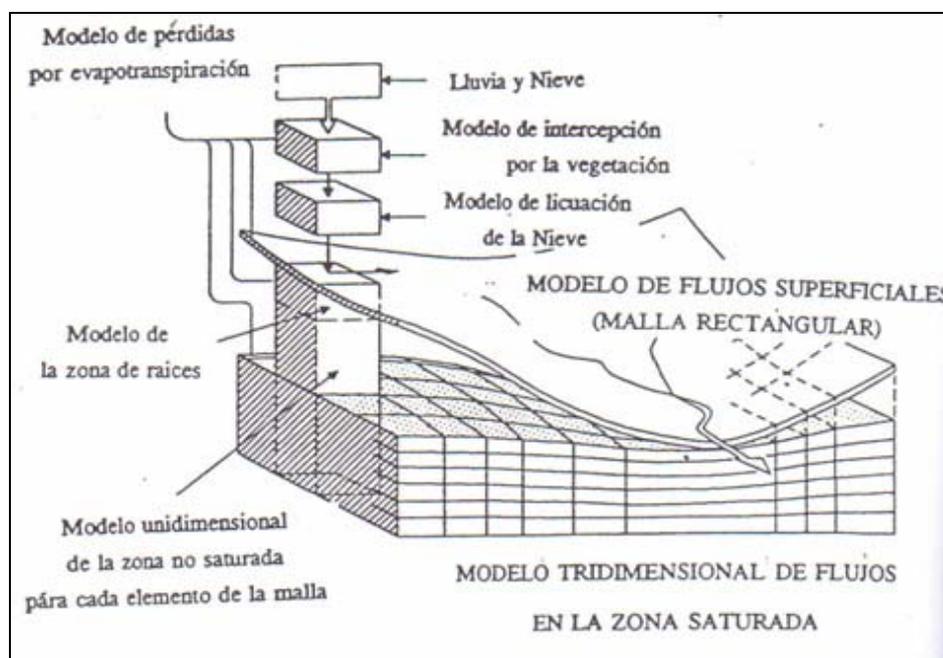


Figura 3.8. Modelo conceptual de MIKE SHE (figura adaptada de Berenguer, 1994).

El código permite resolver las ecuaciones en derivadas parciales de:

1. Flujo en la zona no saturada, incluyendo zona radicular (ecuación de Richards)
2. Flujos superficiales y fluviales (ecuaciones de Saint Venant)
3. Flujo en la zona saturada (ecuación tridimensional de flujo subterráneo)

Las ecuaciones se resuelven mediante diferencias finitas. La Tabla 3.1 muestra un resumen de los componentes y las capacidades del código y su modelo conceptual.

El código se completa con dos descripciones alternativas de la interceptación y la evapotranspiración: a) Modelo de Rutter y ecuación de Penman-Monteith, b) Modelo de Kristensen-Jensen. MIKE SHE incluye una descripción dinámica de la interacción entre aguas superficiales y subterráneas. Los dos sistemas intercambian información en cada paso de tiempo. Las variaciones temporales y espaciales de la recarga de aguas subterráneas a través del suelo se calculan en cada cuadrado de la malla. La recarga real se calcula teniendo en cuenta las variaciones espaciales y temporales de los datos de entrada (uso de la tierra, condiciones meteorológicas y riegos), así como las variaciones de las condiciones de humedad del suelo próximo a la superficie. La utilidad del GIS para introducir estos datos es notoria.

Tabla 3.1. Características y componentes del código MIKE SHE (adaptada de Yan *et al.*, 1999).

Características	Incorporadas en el código	Comentarios
Código		
Escala espacial	Cuenca	Limitado por memoria del ordenador
Capacidad de zoom	Sí	Posibilidad de crear una malla más fina dentro de otra más gruesa.
Discretización	Malla de celdas cuadradas	
Escala temporal	Minutos o días	Flexible dependiendo del proyecto
Estructura del código: Modular		
Simulación de procesos		
Intercepción-Evapotranspiración	Sí	Almacenamiento en el dosel vegetal y diferentes opciones para calcular la ETR
Flujo de ladera	Sí	Ecuaciones de Saint-Venant simplificadas (onda difusiva)
Flujo no saturado	Sí	Ecuación de Richard o mecanismos simples
Flujo saturado	Sí	Flujo saturado 3-D con acuíferos múltiples
Flujo en canales	Sí	Ecuación de Saint-Venant o métodos simplificados
Intercambio acuífero-río	Sí	Flujo base y goteo
Fusión nival	Sí	Grado-día o balance energético
Riego	Sí	de fuentes superficiales o subterráneas
Simulación de tormentas	Sí	Número de Curva del SCS y otros métodos.
Infraestructuras de control (agua superficial)	Sí	Variadas
Sedimentos		
Erosión de suelos: transporte cohesivo y no cohesivo	Sí	Permite el desarrollo de depresiones y rellenos en una cuenca.
Calidad de aguas		
Advección-dispersión	Sí	Transporte de solutos de fuentes puntuales y no puntuales en flujo superficial, no saturado y saturado (acuífero)
Componentes en el suelo y el acuífero:		(1) Concepto de trayecto aleatorio
• Seguimiento de partículas(1)	Sí	(2) Degradación de 1er orden
• Adsorción-degradación (2)		(3) Consumo en el suelo
• Transporte de oxígeno(3)		
Interfaz Gráfica de Usuario	Sí	
Pre y postproceso	Sí	
Interfaz con GIS	Sí	Importación y exportación de datos

3.3.3. TOPMODEL

TOPMODEL es un conjunto de herramientas de modelización que fueron desarrolladas para simular pequeñas cuencas del Reino Unido (Singh, 1995). Reproduce el comportamiento hidrológico, principalmente de la dinámica superficial y subsuperficial, de manera semidistribuida o distribuida.

En el desarrollo de TOPMODEL se persiguieron tres objetivos: a) Que fuese una herramienta práctica, b) Que fuese un código de simulación continua y de predicción, c) Proporcionar un marco teórico en el cual estudiar los fenómenos hidrológicos, los efectos de escala y los procedimientos del código. Se intentó que el número de parámetros fuera lo menor posible y que fueran físicamente interpretables. Además, se buscó combinar la eficiencia paramétrica del enfoque agregado con la teoría física y las posibilidades del enfoque distribuido.

La teoría hidrológica de este código es relativamente simple; se intenta que la representación de las respuestas hidrológicas sea lo más funcional posible. Las estructuras del código son modificables, para que el modelizador pueda ajustar las predicciones de acuerdo a su percepción lo mejor posible. Beven (1994) se refiere a esta cuestión y habla del modelo "perceptual", que es propio del modelizador.

Kirkby (1975) desarrolló uno de los principales conceptos de este código, el índice topográfico, que cuantifica en cada punto la propensión a estar en condición de saturación. El índice topográfico IT en un punto P se calcula como:

$$IT = \frac{a}{\tan(\beta)} \quad (2)$$

donde a es el área del terreno que drena hacia el punto P (en m^2) y $\tan \beta$ es la pendiente del terreno en el punto P . El índice topográfico tiene valores altos en los puntos bajos del terreno y/o de baja pendiente. Beven y Kirkby (1979) y Beven *et al.* (1984) fueron los primeros en utilizar este índice en un código hidrológico. Estos autores calculaban el índice mediante procedimientos manuales, pero actualmente se calcula con el MDT.

Beven *et al.* (1984) propusieron la utilización del índice topográfico de suelo ITS :

$$ITS = \frac{a}{T_0 \tan \beta} \quad (3)$$

donde T_0 es la transmisividad lateral cuando el suelo está saturado. El código supone que todos los puntos que tienen igual índice ITS tienen igual comportamiento hidrológico. Tanto el índice topográfico IT como el índice topográfico de suelo ITS son índices de similitud hidrológica. La respuesta de una cuenca en TOPMODEL depende de los datos de entrada y de la distribución de los índices.

La Figura 3.9 muestra la discretización del terreno en TOPMODEL. La cuenca se divide en elementos de superficie a_i , en los que se calcula el índice topográfico.

En una primera aplicación en Inglaterra, Beven y Kirkby (1979) usaron tres zonas o elementos en la vertical: a) Almacenamiento en depresiones y en el dosel vegetal, b) Almacenamiento en la zona de infiltración, c) Almacenamiento en la zona saturada. En este esquema, es necesario que se llene el almacenamiento superior para que pueda haber recarga en tránsito. Además, mientras el almacenamiento superior no se vacíe, la evapotranspiración se produce a su tasa máxima (ETP).

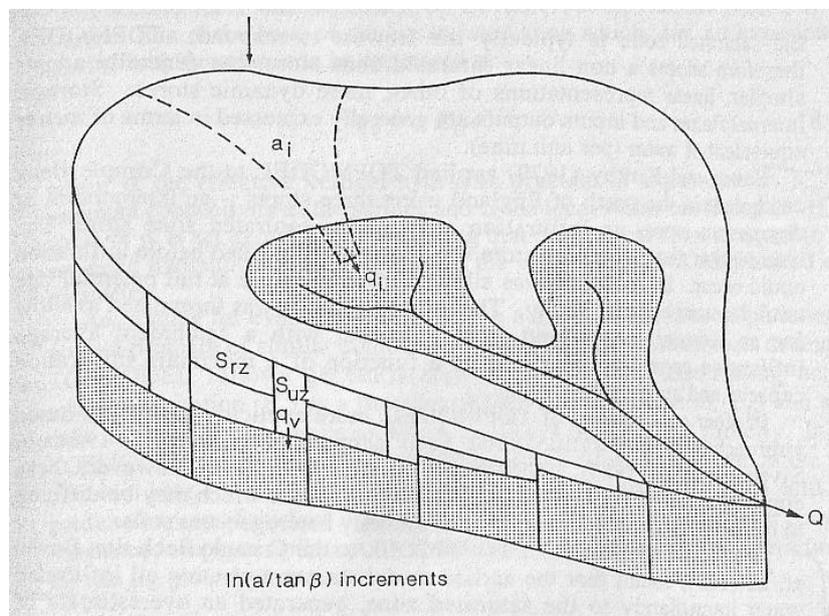


Figura 3.9. División de la cuenca en elementos discretos de área a_i . En un elemento i , S_{rz} es el almacenamiento en la zona de raíces, S_{uz} es el almacenamiento de drenaje vertical y q_v es la recarga a la zona saturada. El área sombreada representa el área saturada correspondiente a los valores más altos de $\ln(a / \tan \beta)$ (Figura adaptada de Singh, 1995).

Para calcular la escorrentía superficial se adopta una capacidad de infiltración promedio en la cuenca calculada en función de la capacidad máxima y del almacenamiento en el suelo edáfico.

Beven *et al.* (1984) aplicaron TOPMODEL a una cuenca en Crimple Beck (Reino Unido). Se percataron de que el modelo sobrestimaba la respuesta de la zona saturada, probablemente debido a un exceso de recarga en tránsito y a una subestimación de la evapotranspiración. Esto se atribuyó en parte a no modelizar el flujo vertical no saturado. Para remediarlo, se añadió la modelización del flujo no saturado y se introdujo la capacidad de campo como el umbral de humedad a partir del cual hay recarga en tránsito. La Figura 3.10 muestra los elementos de almacenamiento de agua considerados en TOPMODEL.

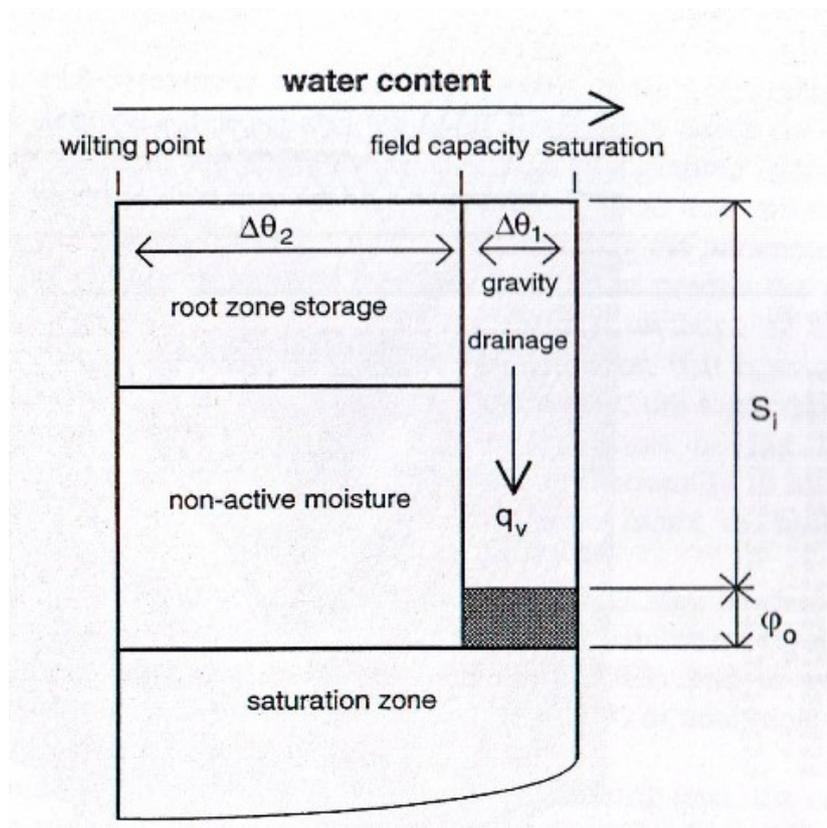


Figura 3.10. Elementos de almacenamiento vertical en TOPMODEL. S_i es el déficit de almacenamiento del drenaje por gravedad, q_v es la recarga local a la zona saturada y ϕ_0 es el espesor de la franja capilar (tomada de Singh, 1995).

3.3.4. Comparación de códigos

Se ha realizado una comparación entre GIS-BALAN y los tres códigos distribuidos analizados en esta sección. La Tabla 3.2 resume las principales características de los códigos.

Apéndice 1: Síntesis de la recopilación bibliográfica

Tabla 3.2. Contraste de las características de GIS-BALAN, SIMPA, MIKE SHE y TOPMODEL.

Características básicas	GIS-BALAN	SIMPA	MIKE SHE	TOPMODEL
Tipo de modelo	Determinístico, conceptual	Determinístico, conceptual	Determinístico, teórico	Determinístico, conceptual
Discretización del terreno	Subcuencas y zonas homogéneas de forma irregular	Celdas rectangulares	Celdas rectangulares	Zonas de forma irregular
Entorno GIS	Sí	Sí	Sí	En algunas aplicaciones
Intervalo de cálculo	Día	Mes	Minutos	Horas
Número de parámetros	Grande	Reducido	Grande	Reducido
Calibración	Manual	Manual	Manual	Manual
Almacenamientos	Cubierta nival, suelo edáfico, zona no saturada, acuífero	Suelo edáfico, acuífero	Dosel vegetal, cubierta nival, suelo edáfico, zona no saturada, acuífero	Suelo edáfico, zona no saturada, acuífero
Procesos				
Nieve	Sí	No	Sí	No
Intercepción / Evapotranspiración	Se calculan separadamente. Varias opciones	Se calculan conjuntamente.	Modelo de Kristensen-Jensen y otras opciones	Se calculan conjuntamente
Escurrentía superficial	Método de Horton y Número de Curva (exceso de infiltración)	Leyes de excedentes e infiltración de Témez (exceso de infiltración)	Número de Curva y otros métodos (exceso de infiltración)	Exceso de saturación
Flujo no saturado vertical	Método de balance y ecuación de Richards	Ley de infiltración de Témez	Ecuación de Richard o métodos simples	Formulaciones empíricas y semiempíricas
Flujo hipodérmico	Sí	No	Sí	No
Flujo saturado	Método simplificado, diferencias finitas 1-D, modelos pluricelulares englobados	Ley de descarga exponencial	Flujo saturado 3-D en diferencias finitas	Ley de descarga exponencial
Tránsito de la escurrentía superficial	Cauces: Muskingum-Cunge. Lagos: método hidrológico	Consta de un módulo de simulación de hidrogramas	Cauces: Muskingum-Cunge o ecuaciones de Saint Venant. Lagos: método hidrológico detallado	Dispone de un método sencillo para simular la laminación en la cuenca
Simulación de tormentas	No	No	Sí	Sí
Calidad de aguas	No	No	Sí	No

4. Evaluación de algunos códigos hidrológicos

4.1. Sobre la construcción y evaluación de un modelo hidrológico

Beven (2001) aborda la modelización distribuida en un contexto de realismo pragmático. Propone la evaluación previa de los modelos de acuerdo con su realismo físico y enfatiza el valor de los datos para el contraste y falsación de un modelo. Presenta la modelización distribuida como un medio para conocer la hidrología de una zona en particular.

Beven (2001) plantea también las perspectivas futuras de la modelización distribuida y analiza una serie de desafíos, entre los que identifica: 1) La no linealidad de los procesos, 2) Los problemas de escala, 3) La no unicidad de la combinación óptima de parámetros, y 4) Las incertidumbres. Beven (2001) también plantea otra cuestión importante respecto a las predicciones distribuidas (por ejemplo la extensión de inundaciones, el riesgo de erosión, las áreas fuentes potenciales de contaminación, etc.): Si se acepta que la precisión de las predicciones es limitada, ¿cuándo deben ser aceptables las predicciones de *dónde* en vez de *cuánto*?

A partir de este análisis, Beven (2002) propone una metodología de aplicación, a la que denomina *Alternative Blueprint*, basada en una cierta aleatoriedad o incertidumbre. Es de base científica, en la medida en que propone hipótesis verificables. En la metodología propuesta se plantean los siguientes pasos: 1) Definir estructuras del modelo a considerar, 2) Rechazar estructuras que a priori no parezcan físicamente posibles, 3) Definir el rango de los parámetros, 4) Rechazar combinaciones de parámetros que no sean justificables, 5) Comparar las predicciones de cada modelo "potencial" con datos observados y rechazar los que produzcan resultados inaceptables –teniendo en cuenta los errores en las medidas-, y 6) Hacer predicciones con los modelos que han superado las pruebas.

Para el futuro, Beven (2001) propone que el desarrollo de la modelización distribuida se apoye más en la aplicación de modelos que en el desarrollo de nuevas teorías. El incremento de la capacidad de cálculo permite construir sistemas para almacenar y reprocesar los resultados de simulaciones pasadas y compararlas

con la situación actual. Esto permite aprender las particularidades de una zona y sus respuestas hidrológicas cada vez con mayor nivel de detalle. La reevaluación de un modelo permitirá saber dónde ha fallado, y cuantificar las incertidumbres de las predicciones.

4.2. El Proyecto de Inter-Comparación de Modelos Distribuidos

El DMPI es importante para esta tesis doctoral porque analiza las posibilidades de la modelización distribuida y las contrasta con las de la modelización agregada en casos concretos. Los resultados de este proyecto muestran algunas ventajas que puede tener la aplicación de GIS-BALAN respecto a la de VISUAL-BALAN y en qué condiciones.

El DMIP (Distributed Model Intercomparison Project) surgió principalmente debido a la necesidad del National Weather Service de EEUU (NWS) de mejorar las predicciones de avenidas en ríos. Además, se pretendía mejorar el conocimiento de la influencia de las variaciones espaciales de la precipitación y de las propiedades de la cuenca en la generación de la escorrentía (Reed *et al.*, 2004; Smith *et al.*, 2004a, 2004b).

En el DMPI se plantearon las siguientes cuestiones:

1. ¿Pueden los modelos distribuidos mejorar las simulaciones respecto a los modelos agregados?
2. ¿Qué nivel de complejidad es necesario introducir en los modelos para notar esa mejora?
3. ¿Qué nivel de esfuerzo se requiere para la calibración de un modelo distribuido?
4. ¿Qué diferencias existen entre un modelo distribuido y otro agregado, con y sin calibración?

5. ¿Cuál es el potencial de los modelos distribuidos calibrados en la salida de la cuenca para producir hidrogramas significativos en puntos interiores de la cuenca no aforados?
6. ¿Qué características identifican a una cuenca en la que la modelización distribuida es más conveniente? ¿Se pueden cuantificar?

Para contestar a estas cuestiones se modelizaron ocho cuencas de las que algunas son subcuencas de otras con aforos en los ocho puntos de salida. Se eligieron cinco puntos más de modelización no aforados. El rango de áreas va desde 65 km² hasta 2500 km². Se utilizaron 11 códigos distribuidos y uno agregado, el Sacramento Soil Moisture Accounting Model o SAC-SMA, que es utilizado por el NWS para realizar predicciones en EEUU. Los códigos distribuidos son: SWAT, Mike 11, NOAH Land Surface Model, HRCDHM, tRIBS, HL-RMS, r.water.fea, VIC-3L, TOPNET, WATFLOOD, LL-II (Tabla 4.1). Entre ellos los hay de tipo conceptual y otros de tipo teóricos.

Tabla 4.1. Códigos utilizados en el Proyecto de Inter-Comparación de Modelos Distribuidos (DMIP). Principales características (tomada de Smith *et al.*, 2004b).

Participant information and general model characteristics						
Participant	Modeling system name	Primary reference (s)	Primary application	Spatial unit for rainfall-runoff calculations	Rainfall-runoff/vertical flux model	Channel routing method
Agricultural Research Service (ARS)	SWAT	Neitsch et al. (2002) and Di Luzio and Arnold (2004)	Land management/ agricultural	Hydrologic response unit (HRU) (6–7 km ²)	Multi-layer soil water balance	Muskingum
University of Arizona (ARZ)	SAC-SMA	Khodatalab et al. (2004)	Streamflow forecasting	Subbasin (avg. size ~180 km ²)	SAC-SMA	Kinematic wave
Danish Hydraulics Institute (DHI)	Mike 11	Havno et al. (1995) and Butts et al. (2004)	Forecasting, design, water management	Subbasins (~150 km ²)	NAM	Full dynamic wave solution
Environmental Modeling Center (EMC)	NOAH Land Surface Model	http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/gcp/noahlsm/README_2.2.htm	Land-atmosphere interactions for climate and weather prediction models, off-line runs for data assimilation and runoff prediction	~160 km ² (1/8th degree grids)	Multi-layer soil water and energy balance	Linearized St Venant equation
Hydrologic Research Center (HRC)	HRCDHM	Carpenter and Georgakakos (2003)	Streamflow forecasting	Subbasins (59–85 km ²)	SAC-SMA	Kinematic wave
Massachusetts Institute of Technology (MIT)	tRIBS	Ivanov et al. (2004)	Streamflow forecasting, soil moisture prediction, slope stability	TIN (~0.02 km ²)	Continuous profile soil-moisture simulation with topographically driven, lateral, element to element interaction	Kinematic wave
Office of Hydrologic Development (OHD)	HL-RMS	Koren et al. (2004, 2003)	Streamflow forecasting	16 km ² grid cells	SAC-SMA	Kinematic wave
University of Oklahoma (OU)	r.water.fea	Vieux (2001)	Streamflow forecasting	1 km ² or smaller	Event based Green-Ampt infiltration	Kinematic wave
University of California at Berkeley (UCB)	VIC-3L	Liang, et al. (1994) and Liang and Xi (2001)	Land-atmosphere interactions	~160 and ~80 km ² (1/8th, 1/16th degree grids)	Multi-layer soil water and energy balance	One parameter simple routing
Utah State University (UTS)	TOPNET	Bandaragoda et al. (2004)	Streamflow forecasting	Subbasins (~90 km ²)	TOPMODEL	Kinematic wave
University of Waterloo, Ontario (UWO)	WATFLOOD	Kouwen et al. (1993)	Streamflow forecasting	1-km grid	WATFLOOD	Linear storage routing
Wuhan University (WHU)	LL-II	–	Streamflow forecasting	4-km grid	Multi-layer finite difference model	Full dynamic wave solution

Se usó información de un periodo de 7 años de precipitación distribuida (obtenida con radar) y caudales aforados. Los participantes fueron instruidos detalladamente sobre la calibración (procedimientos y puntos geográficos) y periodos de verificación. De esta manera se aseguró un marco de referencia estándar para la comparación de los distintos modelos.

Las principales conclusiones son:

1. Aunque las estrategias de la calibración distribuida no están tan bien definidas como las de la agregada, el DMIP muestra que alguna calibración de los modelos distribuidos puede mejorar considerablemente la simulación. En general, los modelos calibrados muestran mejores resultados tanto en el periodo de calibración como el de simulación.
2. En la mayoría de las cuencas estudiadas, la modelización distribuida ha mostrado peores resultados que la agregada, en algunas cuencas resultados comparables y en una cuenca mejoras muy claras. Algunos de los modelos distribuidos calibrados mostraron rendimientos similares al agregado calibrado (al nivel operacional estándar del NWS).
3. Se han encontrado grandes incertidumbres en la modelización de cuencas pequeñas y en la de cuencas dentro de otras con distintos tamaños.
4. Los mejoras en las predicciones del caudal punta se notaron en dos cuencas. Una de ellas es pequeña (65 km²). La otra, de 1233 km², tiene un tamaño similar al que suele usar el NWS para pronósticos. A esta escala, estos resultados son consistentes con otros estudios que muestran que la mejora debido a la modelización distribuida depende de las características de la cuenca.
5. En general, se obtuvieron mejores resultados con los modelos teóricos que combinan la transformación precipitación-escorrentía y el tránsito distribuido de la escorrentía superficial (excepto en la cuenca más pequeña, de 65 km²).
6. Las mejoras con la calibración indican que una determinación inicial razonable de los parámetros a partir de las características físicas en un modelo distribuido puede ser más dificultosa que en un modelo conceptual agregado.

7. La simulación de hidrogramas en puntos no calibrados interiores a las cuencas resultó bastante aceptable, aunque no tan buena como en los puntos de salida de esas cuencas. Esto se observó tanto efectuando calibración en los puntos de salida como no haciéndolo.
8. En definitiva, modelos diseñados para la investigación mostraron ser aplicables para uso operacional. De hecho, muchos de los participantes fueron capaces de efectuar simulaciones con datos reales en poco tiempo y sin recursos financieros especiales.

Este proyecto no analizó si las mejoras en la simulación implican mejores pronósticos. Debe tenerse en cuenta que la resolución de la información de precipitación que se usa para hacer pronósticos es menor que la resolución de los datos medidos. Esto hace cuestionar si la modelización distribuida mejorará o no los pronósticos de los hidrogramas de avenidas. Además, no está claro a qué escalas espacio-temporales los modelos distribuidos proporcionan mejores resultados que los agregados. Reed *et al.* (2004) destacan sin embargo que la posibilidad de simular hidrogramas en zonas pequeñas no aforadas es un importante beneficio potencial de la modelización distribuida.

Finalmente, los autores presentan una serie de recomendaciones para futuras investigaciones: 1) Separar técnicas de transformación lluvia-escorrentía y tránsito de la escorrentía superficial, usando simulaciones sintéticas para complementar al trabajo con datos reales; 2) Hacer más análisis de incertidumbres; 3) Estudiar en más detalle las diferencias estructurales de los modelos para mejorar el conocimiento de las relaciones de causa y efecto; 4) Evaluar la importancia de la resolución del modelo en una forma más sistemática; y 5) Usar periodos de verificación más largos (Smith *et al.*, 2006).

4.3. Evaluación de herramientas de modelización integrada de aguas superficiales y subterráneas

En este apartado se presenta una síntesis del informe preparado por Camp Dresser & McKee Inc. (CDM, 2001) en el que se evalúan distintos códigos hidrológicos disponibles en el mercado. El estudio comprende sólo aquellos códigos que resuelven las ecuaciones de flujo mediante diferencias finitas y elementos finitos y excluye los códigos de parámetros agregados.

A partir de la revisión bibliográfica se seleccionaron 75 códigos para una evaluación preliminar. A continuación se seleccionaron sólo aquellos códigos con capacidad para la simulación conjunta de aguas superficiales y subterráneas: MIKE SHE, HMS, FHM-FIPR, SWATMOD, MODFLOW, DYNFLOW, MODBRANCH, SWMM, y HSPF. Con los 9 códigos seleccionados se realizó una comparación más detallada.

Sólo en MIKE SHE y HMS la interacción entre aguas superficiales y subterráneas forma parte un mismo modelo conceptual integral. FHM-FIPR, SWATMOD, y MODBRANCH fueron desarrollados acoplando códigos previos de aguas superficiales y subterráneas. MODFLOW y DYNFLOW son códigos de flujo subterráneo que han sido mejorados mediante el acoplamiento de módulos para la hidrología superficial. SWMM y HSPF son códigos de hidrología superficial que han sido mejorados mediante la adición de capacidades para calcular el flujo subterráneo.

La evaluación de los 9 códigos fue realizada con criterios de: implantación en Organismos de Cuenca, coste, facilidad de uso, conectividad con otros códigos, integración con GIS, soporte técnico, limitaciones, expandibilidad, flexibilidad de la plataforma (sistemas operativos), experiencia requerida, difusión en el mercado, documentación y dificultad de aprendizaje.

MIKE SHE, MODFLOW, y DYNFLOW obtuvieron las mejores puntuaciones. FHM-FIPR y SWATMOD estaban aún en desarrollo cuando se elaboró el informe (2001) por lo que su evaluación tiene un valor relativo. Los códigos superficiales, SWMM y HSPF, tienen capacidades mínimas para el flujo subterráneo y requieren incorporar esas capacidades o ser acoplados a otros códigos (por ejemplo MODFLOW).

Teniendo en cuenta los aspectos analizados, se puede concluir que no hay ningún paquete de software que contemple todos los aspectos de la modelización conjunta de aguas superficiales y subterráneas. Evidentemente, los códigos expandibles tienen mayor potencial para incorporar capacidades adicionales aplicables a un conjunto más amplio de situaciones.

5. Referencias bibliográficas

- Andreu J (1983). Modelos agregados y distribuidos. Modelos unicelulares. Modelos Glover-Jenkins. En: Curso sobre "Utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas". Valencia-Castellón de la Plana. Abril 1983.
- Armstrong BL (1980). Derivation of initial soil moisture accounting parameters from soil properties for the national weather service river forecast system. NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO 37, US Department of Commerce, Silver Spring, MD. pp. 55.
- Abbott MB, Abbott JC, Bathurst JA, Cunge PE, O'Connell, y Rasmussen J (1986a) An introduction to European hydrological system—systeme hydrologique Europeen, 'SHE', 1, History and philosophy of a physically-based distributed modeling system, *Journal of hydrology* 87 (1986), pp. 45–59.
- Abbott MB, Abbott JC, Bathurst JA, Cunge PE, O'Connell, y Rasmussen J (1986b). An introduction to European hydrological system—systeme hydrologique Europeen, 'SHE', 2. Structure of a physically-based distributed modeling system, *Journal of Hydrology* 87 (1986), pp. 61–77.
- Berenguer I (1994). Utilización del Modelo MIKE SHE en problemas de flujo subterráneo. En: Curso sobre utilización de los Sistemas de Información Geográfica en Hidrología, Madrid.
- Beven K (1994). Process, heterogeneity and scale in modelling soil moisture fluxes, in S. Sorooshian and V.K. Gupta (Eds.). *Global Environment Change and Land Surface Process in Hydrology: The trials and Tribulations of Modelling and Measuring*. Proc. NATO ARW, Tucson, Arizona. Editorial Springer-Verlag.
- Beven K (2001). How far can we go in distributed hydrological modelling?. *Hydrol. and Earth Syst. Sci.* 5(1), 1-12.
- Beven K (2002) Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. *Hydrol. Process.*, 16, 189-206.
- Beven (2006). Searching for the Holy Grail of scientific hydrology: $Q_t=H(S,R, \Delta t)$ as closure. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10, 609–618.
- Beven K (2007). Towards integrated environmental models of everywhere: uncertainty, data and modelling as a learnig process. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11 (1), 460–467.
- Beven K, Kirkby M (1979). A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1), 43-69.

- Beven K, Kirkby M, Shoffield M, Tagg A (1984). Testing a Physically based Flood Forecasting Model (TOPMODEL) for Three UK Catchments. *J.of Hydrology* (69). Pp. 119-143.
- Burnash R (1995). The NWS river forecast system—catchment modeling. En: V.P. Singh (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Littleton, Colorado, pp. 311–366.
- CDM (Camp Dresser & McKee Inc.) (2001). Evaluation of integrated surface water and groundwater modeling tools. Report. 35 pp. http://www.dhigroup.com/upload/dhisoftwarearchive/papersanddocs/waterresources/MSHE_Code_Evaluations/CDM_ISGW_Report.pdf
- CHE (Confederación Hidrográfica del Ebro) (1993). Estudio de recursos hidráulicos de la Cuenca del Ebro (Plan Hidrológico). Ministerio de Obras Públicas y Transportes. Doc. Técnico 09.803.191/0421 (5-93), tomo XXIII, apéndice 1. 47 pp.
- Chow VT, Maidment DR y Mays LW (1994). *Hidrología Aplicada*. McGraw-Hill. Sta. Fe de Bogotá, Colombia.
- Crawford NA, y Linsey RK (1966). Digital Simulation in Hydrology. The Stanford Watershed Simulation Model IV. Technical Report 39, Department of Civil Engineering, Stanford University.
- Davis DW (1978). Comprehensive flood plains studies using spatial data management techniques. *Water Res. Bull.*, 14, 587-604.
- DHI (Danish Hydraulic Institute) (2004). Manual del usuario y referencia técnica del modelo MIKE SHE versión 2003b. DHI Water & Environment. Hørsholm, Dinamarca. 383 pp.
- DHI (Danish Hydraulic Institute) (2007). Kinematic Routing Method. En: *MIKE 11, A Modelling System for Rivers and Channels*, Reference Manual. (1.21): 123-128.
- Di-Luzio M, Srinivasan R, Arnold JG, y Neitsch S L (2002). *Arcview Interface For Swat2000. User's Guide*. Soil And Water Research Laboratory, USDA Agricultural Research Service, Texas.
- Duan Q, Schaake J, Koren V (2001). In: V. Lakshmi, J. Albertson and J. Schaake, Editors, *A priori estimation of land surface model parameters*, *Land Surface Hydrology, Meteorology, and Climate: Observation and Modeling*, Water Science and Application vol. 3, AGU, Washington, DC, pp. 77–94.
- Duffy CJ (2004). Semi-discrete dynamical model for mountain-front recharge and water balance estimation: Rio Grande of southern Colorado and New Mexico, in *Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States*, *Water Sci. Appl. Ser.*, vol. 9, edited by J. F. Hogan, F. Phillips, and B. Scanlon, AGU, Washington, D. C., pp. 255–271.
- ESRI (2006). *ArcGIS 9: Using ArcGIS Desktop*. ESRI Press, Redlands, Ca.

- Estrela T, Quintas L (1996). El Sistema Integrado de Modelización Precipitación-Aportación SIMPA. Ingeniería Civil, 104/1996. Ministerio de Fomento, Madrid. Pp 43-52.
- Estrela T, Quintas L, Ferrer M (1996). Los Sistemas de Información Geográfica orientados a la hidrología en el CEDEX. Ingeniería Civil, 104/1996 Ministerio de Fomento, Madrid. Pp 23-36.
- Felicísimo AM (1994). Modelos Digitales de Terreno: Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales. Pp 122. <http://www.etsimo.uniovi.es/~feli/pdf/libromdt.pdf>
- Huang B, Jiang B (2002). AVTOP: a full integration of TOPMODEL into GIS. Environmental Modelling & Software, (17):3. p 261-268.
- Julien PY, Saghafian B (1991). CASC2D User Manual—A Two Dimensional Watershed Rainfall-runoff Model, Civ. Eng. Rep. CER90-91PYJ-BS-12, Colorado State Univ., Fort Collins. 66p.
- Kirkby MJ (1975). Hydrograph Modelling Strategies. In R. Peel, M.Chrisholm and P. Hagget (Eds.) Process in Physical and Human Geography. Heinemann, 69-90.
- Koren V, Smith M, Duan Q (2003). Use of a priori parameter estimates in the derivation of spatially consistent parameter sets of rainfall-runoff models. En: Q. Duan, S. Sorooshian, H. Gupta, A. Rosseau and R. Turcotte, Editors, Advances in the Calibration of Watershed Models, Water Science and Applications Series vol. 6, AGU, Washington, DC (2003), pp. 239–254.
- Lennert M (2003). Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Tutorial. Free Software Foundation.
- Maidment D (ed.) (2002). Arc Hydro: GIS for Water Resources, ESRI Press, Redlands, Ca.
- Maidment D, Olivera F (1999). System of GIS based hydrologic and hydraulic applications for highway engineering summary report. Project Summary Report 1738-S. Center for Transportation Research. Univ. of Texas at Austin.
- Moreda F, Koren V, Zhang Z, Reed S, Smith M (2006). Parameterization of distributed hydrological models: learning from the experiences of lumped modeling. J. of Hydrol. (320) 1-2, p 218-237.
- Neitsch SL, Arnold JG, Kiniry JR, Srinivasan R, Williams JR (2002). Soil and Water Assessment Tool. User's manual. Blackland Research & Extension Center. US Department of Agriculture (USDA), Agricultural Research Service, Texas.
- Olaya V (2004). Hidrología computacional y Modelos Digitales de Terreno. Descargable de la web.
- Quintas L (1994). Concepto de SIG. Tipos de SIG. En: Curso sobre utilización de los Sistemas de Información Geográfica en Hidrología, Madrid.
- Reed S, Koren V, Smith M, Zhang Z, Moreda F, Seo D, *et al.* (2004). Overall distributed intercomparison project results. Journal of Hydrology (298) Pp. 27-60.

- Refsgaard JC (1996). Parameterization, calibration and validation of distributed hydrological models. *J. of Hydrol.* 198, pp. 69–97.
- Refsgaard JC, Storm B, Singh VP (1995). MIKE-SHE. En: Singh VP (Ed.). *Computer-Models of Watershed Hydrology*. Water Res. Publications. Littleton, Colorado. 809-846.
- Ruiz JM (1999). Modelo distribuido para la evaluación de recursos hídricos (modelo SIMPA). Tesis Doctoral. Serie de monografías del CEDEX, Ministerio de Fomento. Madrid. 180 pp.
- Singh VP (Editor) (1995). *Computer-Models of Watershed Hydrology*. Water Res. Publications. Littleton, Colorado.
- Sivalapalan M, Takeuchi K, Franks SW, et al. (2003). IAHS Decade on predictions in ungauged basins (PUB), 2003–2012: shaping an exciting future for the hydrological sciences, *Hydrol. Sci. J.*48(6), 857–880.
- Smith MB, Georgakakos KP, Liang X (2004a). The distributed model intercomparison project (DMIP). *Journal of Hydrology* (298) Pp. 1-3.
- Smith MB, Seo D, Koren V, Reed S, Zhang Z, Duan Q, Moreda F, Cong S (2004b). The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. *Journal of Hydrology* (298). Pp. 4-26.
- Smith MB, Koren V, Reed S, Zhang Z, Moreda F, Cui Z, Lei Z, Cong D, Seo D, Schaake J (2006). The Distributed Model Intercomparison Project: Phase 2 .*Science Plan*. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 10308.
- Srinivasan R, Arnold J (1994). Integration of a basin-scale water quality model with GIS. *Water Resources Bulletin* 30(3):453-462.
- Sui DZ, Maggio RC (1999) Integrating GIS with hydrological modeling: practices, problems and prospects. *Computers, Environments and Urban Systems*, 23. Pergamon. Pp. 33-51.
- Tang Y, Reed P, van Werkhoven K, Wagener T (2007). Advancing the identification and evaluation of distributed rainfall-runoff models using global sensitivity analysis. *Water Res. Research* Vol. 43, W06415.
- USACE (US Army Corps of Engineers) (2000). *Hydrologic Modeling System HEC–HMS, Technical Reference Manual*. Pp 155.
- USACE (US Army Corps of Engineers) (2003). *Geospatial Hydrologic Modeling Extension, HEC–GeoHMS, User’s Manual*.
- USACE (US Army Corps of Engineers) (2008). *Hydrologic Modeling System HEC–HMS, User’s Manual*. Pp 290.

Apéndice 1: Síntesis de la recopilación bibliográfica

Vieux BE (2001). Distributed Hydrologic Modeling Using GIS. University of Oklahoma. Water Science and Technology Library vol.38. Kluwer Academic Publishers, USA.

Vieux BE, Gauer N (1994). Finite element modeling of storm water runoff using GRASS GIS, Microcomputers in Civ. Eng. 9 (1994) (4), pp. 263–270.

WMO (World Meteorological Organization) (1975). Intercomparison on conceptual models used in operational hydrological forecasting. Operational Hydrology Report, N°7, Geneva.

Yan J, Zhang J, District SFWM (1999). Evaluation of the MIKE SHE Modeling System. ASCE, Environmental and Water Resources Institute (EWRI), Water Quality and Drainage Committee, USDA-CSREES Southern Region, Florida.

APÉNDICE 2:
MEJORAS AL CÓDIGO VISUAL-BALAN

Índice de figuras del Apéndice 2

Figura 2.1. Cálculo secuencial de componentes del balance.	A2-7
Figura 2.2. Fracción de código de la rutina principal del programa de cálculo.....	A2-12
Figura 2.3. Parte del código del módulo UNO_BAL, en la que se declaran los vectores que sustituyen a la matriz PE1.	A2-12

1. Introducción. La familia de códigos BALAN

En 1988 se comenzó a desarrollar el código BALAN, un modelo hidrológico agregado, con la finalidad de obtener estimaciones de la recarga en acuíferos (Samper y García Vera, 1992). Se trata de un código que resuelve las ecuaciones del balance hidrológico de forma agregada en el suelo edáfico, la zona no saturada y el acuífero y que requiere un número reducido de parámetros. El código desarrollado inicialmente con una finalidad fundamentalmente académica en la UPC ha sido utilizado por numerosos técnicos e investigadores españoles y latinoamericanos en muy diversos ámbitos hidrológicos. En las dos décadas transcurridas desde su primera versión, el código se ha ido perfeccionando. En 1999 se puso a punto la versión interactiva del código VISUAL BALAN v1.0 (Samper *et al.*, 1999) que incorpora un entorno amigable para el usuario tanto para la entrada de datos como para el postproceso de resultados e incorpora un mayor número de opciones para la realización del balance. El código contempla la opción de realización de análisis de sensibilidad a los parámetros del modelo. Es de destacar la capacidad del código para la estimación automática de parámetros mediante la minimización de los errores de ajuste a datos disponibles de niveles piezométricos y afloramientos.

En 2001 se puso a punto la nueva versión 2.0 del código (Samper y García Vera, 2004). Básicamente es la versión 1 mejorada, a la que se añadió la modelización de la hidrología nival y la capacidad de leer datos en el formato que maneja la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE).

El proyecto CICYT (REN2003-08882, 2003-2006) titulado *Modelos Hidrológicos Distribuidos para la Evaluación de los Recursos Hídricos*, planteaba el desarrollo de una nueva herramienta informática para la evaluación de recursos hídricos, que partiera del programa VISUAL BALAN y extendiera sus capacidades acoplándolo a una plataforma GIS. Este es el origen del código GIS-BALAN, en el que se centra gran parte de esta tesis doctoral.

Los códigos de la familia BALAN se han utilizado para un conjunto muy diverso de aplicaciones, entre las que se puede citar: (a) planificación hidrológica; (b) estimación de la recarga de acuíferos; (c) evaluación de los recursos hídricos en

zonas kársticas de Baleares, Cataluña y el País Vasco; (d) estudios hidrológicos para la gestión de residuos radiactivos de baja actividad y migración de uranio en el acuífero aluvial de Andújar; también se utilizó VISUAL BALAN en estudios paleo-hidrológicos incluidos en el Proyecto Europeo PADAMOT; (e) caracterización hidrológica para el almacenamiento de residuos tóxicos en zonas de baja permeabilidad; (f) hidrología de zonas húmedas en Doñana, Monegros, Valiñas y Gallocanta; (g) hidrología de cuencas graníticas en Galicia; (h) hidrología de zonas de montaña; (i) evaluación de la recarga en acuíferos costeros y estudio de la intrusión salina; y (j) evaluación de la influencia del embalse de Rules en el acuífero subyacente. Las referencias de todos estos trabajos pueden encontrarse en Samper *et al.* (2005).

2. Mejoras al código VISUAL-BALAN

2.1. Características principales

El modelo de balance del programa VISUAL BALAN supone que el suelo es agregado y que el comportamiento es el mismo en cualquier punto de la cuenca hidrográfica. De esta manera el balance será más representativo cuantas menos heterogeneidades presente la cuenca y cuanto menor sea su tamaño. Para compensar este efecto, el programa permite la subdivisión de la cuenca de estudio en varias subcuencas de propiedades diferentes, donde se realizan balances independientes cuyos resultados son combinados a posteriori para obtener los valores correspondientes a la cuenca total. Igualmente, se permite el trabajo con varias estaciones hidrometeorológicas para suplir lagunas de datos o realizar medias ponderadas con las distintas series de datos.

El programa VISUAL BALAN realiza balances diarios de agua de forma secuencial en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero. Los términos fundamentales del balance son las entradas por precipitación y riegos, las salidas por interceptación, escorrentía superficial, evapotranspiración, flujo hipodérmico y flujo subterráneo, y variación del contenido de humedad del suelo y del nivel de agua en el acuífero (Figura 2.1).



Figura 2.1. Cálculo secuencial de componentes del balance.

El programa trabaja con años hidrológicos teniendo en cuenta la presencia de años bisiestos. Evalúa cada uno de los términos del balance de forma secuencial, comenzando por la precipitación y las dotaciones de riegos, que son datos conocidos, continuando con la interceptación (calculada mediante los métodos de Horton o de Singh), la escorrentía superficial (obtenida a través de la ley de Horton o mediante el método del Número de Curva del NRCS de EEUU) y la evapotranspiración real, que es función de las variables anteriores y terminando con la recarga por infiltración. El balance se realiza por periodos de tiempo de duración igual a un día.

La evapotranspiración potencial (ETP) se puede calcular mediante los siguientes métodos: Thornthwaite, Blaney-Criddle, Makkink, Penman, Turc y datos proporcionados por el usuario. Para calcular la evapotranspiración real (ETR) a partir de la ETP se incorporan un total de cuatro métodos que incluyen el de Penman-Grindley, un método en el que la fracción ETR/ETP es una función lineal del déficit hídrico del suelo, un tercer método en el que esta fracción es una función exponencial y una versión modificada del método de Penman-Grindley.

La ecuación básica del balance en la zona de suelo se suele plantear entre dos tiempos t_i y t_f ($\Delta t = t_f - t_i$) y se compone de los siguientes términos:

$$P + D - I_n - E_s - ETR - P_e = \Delta\theta \quad (1)$$

donde P es la precipitación, D es el agua de riego, In es la interceptación, Es es la escorrentía superficial, ETR es la evapotranspiración real, Pe es la recarga en tránsito (que coincide con la recarga al acuífero si no existen flujos laterales en la zona no saturada) y $\Delta\theta$ es la variación del contenido de humedad. Las componentes del balance se suelen expresar en términos de volumen de agua acumulados a lo largo del intervalo de tiempo Δt .

La recarga en tránsito total se compone de dos términos. El primero de ellos responde al mecanismo de flujo preferente (recarga en tránsito directa) a través de fisuras, macroporos, raíces, etc. En este mecanismo la recarga es directamente proporcional al agua suministrada al suelo. Este flujo puede operar cuando: a) el suelo está anegado de agua, b) cuando el suelo está muy seco, o c) cuando está muy húmedo. El segundo término responde al mecanismo de recarga en tránsito diferida por flujo darcyano a través de los poros. Este flujo es más lento que el anterior, y está limitado por la conductividad hidráulica vertical del suelo en condiciones de saturación. El programa VISUAL BALAN permite calcular esta componente según tres posibles métodos en los que la recarga es función de la cantidad de agua existente en el suelo.

Además del balance en la zona edáfica, VISUAL-BALAN realiza el balance de agua en la zona no saturada. La recarga en tránsito constituye la entrada de agua a la zona no saturada. Una vez actualizado el volumen en esta zona teniendo en cuenta la entrada, se calculan los caudales de salida horizontal por flujo hipodérmico y vertical por percolación mediante esquemas explícitos o implícitos.

Para el cálculo de la percolación se usa una formulación de la Ley de Darcy. En el balance en la zona no saturada hay una entrada que es la recarga en tránsito y dos salidas, el flujo hipodérmico y la percolación.

En el acuífero subyacente el programa resuelve la ecuación diferencial del flujo unidimensional en un acuífero utilizando el método de diferencias finitas con un esquema explícito y un número de celdas a elección del usuario. Esto permite calcular los niveles piezométricos a diferentes distancias del punto de desagüe, que se pueden comparar con niveles reales.

La escorrentía total se obtiene como la suma del flujo hipodérmico, el subterráneo y la escorrentía superficial. Este caudal se puede comparar con las

medidas realizadas en estaciones de aforos. El código considera la posibilidad de restituir los valores medidos al régimen natural.

El algoritmo para la estimación automática de los parámetros del modelo está basado en el método de minimización multidimensional de Powell (Samper *et al.*, 1999). Dicho algoritmo busca el mínimo de una función objetivo que mide las diferencias cuadráticas ponderadas entre los valores medidos y calculados de aforos y niveles piezométricos. La opción de realizar análisis de sensibilidad de los resultados a variaciones de los parámetros del modelo se complementa con la estimación automática de parámetros, permitiendo al usuario una mejor calibración.

VISUAL BALAN cuenta con interfaces de entrada y salida organizadas en ventanas para el proceso de entrada de datos y de análisis de los resultados. De este modo, se configura un código interactivo, que permite una ágil entrada de datos y la posibilidad de interpretar cómodamente los resultados. Toda la información requerida por el usuario se presenta en pantalla mediante gráficos y figuras, que ilustran el comportamiento de las variables del proceso. Esta facilidad para introducir o acceder a la información, facilita enormemente los trabajos para la calibración del modelo, sean manuales o realizadas mediante ajuste automático.

La interfaz de entrada está estructurada de manera que las variables de entrada son agrupadas en familias definidas en función del método de cálculo empleado y del elemento del balance para cuya obtención dichas variables son necesarias. Esta interfaz permite una entrada de datos sencilla y estructurada. En primer lugar, el usuario debe indicar el número de subcuencas dentro de la cuenca de trabajo, así como el número de puntos de medida de niveles y de estaciones meteorológicas y de aforos existentes. La interfaz para el postproceso de resultados permite acceder de forma rápida a todas las series de resultados que ofrece el programa. Para ello, se presentan por defecto los resultados globales medios anuales de la cuenca total para cada una de las componentes del balance, así como un histograma de los valores de la precipitación, la ETP y la ETR y un diagrama sectorial donde se muestran los porcentajes de cada componente respecto al total. También se puede tener acceso a los resultados totales acumulados, tanto en mm como en Mm^3 . Por otro lado, en el apartado de resultados generales diarios, mensuales o anuales, se presenta por defecto un triple gráfico donde se dispone de

las series de precipitación, caudal total, niveles piezométricos y escorrentía superficial. Mediante la opción Combinar, el usuario puede construir cualquier gráfico (sea de evolución diaria, mensual o anual), variando a su gusto las series de resultados a representar.

El código de VISUAL BALAN V2.0 se compone de un módulo de cálculo programado en Fortran 90, más una interfaz para entrada de datos, ejecución del programa y visualización de resultados, programada en Visual Basic 6.0. El módulo de cálculo es una librería de vínculos dinámicos (*dll*), que es llamada por la interfaz cada vez que el usuario ejecuta el balance. Los datos de entrada del programa – tanto las series temporales como los parámetros que caracterizan al medio – son almacenados, a través de la interfaz, en una base de datos Access y en archivos de texto.

2.2. Mejoras y actualizaciones en el código

La flexibilidad de VISUAL BALAN ha permitido que el código pueda seguir evolucionando, a la vez que mantiene las características básicas apreciadas por muchos usuarios.

2.2.1. Instalación en Windows XP

La primera versión de VISUAL BALAN, la V1.0 de 1999, fue programada para funcionar sobre Windows NT. No requirió modificaciones para Windows 2000, pero sí para funcionar sobre Windows XP. Estas modificaciones se hicieron en la versión 2.0 de VISUAL BALAN y requirieron la inclusión en el paquete instalador de una serie de librerías *.dll* y de controles de Visual Basic, de extensión *.ocx*. La compilación de todos archivos en el instalable se efectuó utilizando el programa Inno Setup 4 (de libre uso), ya que las funcionalidades que ofrece Visual Basic V6 para esta finalidad son limitadas.

2.2.2. Depuración del código

En la medida en que se ha ido aplicando VISUAL BALAN a diferentes casos, se han identificado procedimientos del código que podían ser más eficientes. Por ello se ha ido depurando, tanto el módulo de cálculo como la interfaz, para hacer más clara la introducción de datos y la interpretación de resultados en las múltiples pantallas existentes (análisis de sensibilidad, contraste de valores medidos y calculados, etc). Se han encontrado y corregido también algunos errores.

2.2.3. Balance en hasta 9 subcuencas

Se ha actualizado la versión 2.0 del código, para una vez calculados los balances hasta en 9 subcuencas, obtener los resultados medios en la cuenca completa.

2.2.4. Series meteorológicas de hasta 100 años

Si bien el código VISUAL BALAN v2.0 contemplaba la posibilidad de manejar series temporales de hasta 100 años, esto sólo era posible con un limitado número de subcuencas, debido a un problema de memoria. Esto se debía al dimensionamiento de las variables en el código Fortran, en particular a una matriz que almacenaba los datos diarios de precipitaciones de cada subcuenca. Se ha corregido mediante unos pocos cambios en la rutina principal del programa de cálculo. Además se ha utilizado la opción que incorpora Fortran 90 de declarar módulos, en los que se pueden declarar y dimensionar variables. Esto permite separar una cantidad de código de la rutina principal facilitando así la comprensión y la depuración (véanse Figura 2.2 y Figura 2.3).

```

REAL WGH(10,10),VALAN(114),MSHU(36500),CPR(36500),
& VALANSNOW(62)

c REAL WGH(10,10),VALAN(114),MSHU(36500),PE1(36500,3),CPR(36500),
c & VALANSNOW(62)

INTEGER*2 ARR1(100),ARR2(100)
CHARACTER*9 FILCUEN1,FILCUEN2,FILCUEN3,FILCUEN4,FILCUEN5,FILCUEN6
& FILCUEN7,FILCUEN8 !RJ NIVAL
CHARACTER*100 IFIL1, DIRE
character*100 gnom

C Recibe las áreas de las subcuencas y el número de las subcuencas
C a ejecutar.
    
```

El dimensionamiento de esta matriz para 100 años y más de 3 subcuencas ocasionaba error debido a un problema de memoria. Ahora la matriz PE1 se sustituye por vectores que se declaran en el módulo "UNO_BAL"

Figura 2.2. Fracción de código de la rutina principal del programa de cálculo.

```

MODULE UNO_BAL
PARAMETER(MNIGP=36500,MNIGT=1200,MNIGA=100)
REAL MSOIL,MSOIL0,MRECD,MREC,NRHSD,CRE
C DIMENSION DOTR(MNIGP),PRE(MNIGP),HSUPER(MNIGP),
C *HRE(MNIGP),HUMEF(MNIGP),HRECD(MNIGP),ETP(MNIGP),ETR(MNIGP),
C *DEFI(MNIGP),ESCO(MNIGP),VZAL(MNIGP),QHIP(MNIGP),QAC(MNIGP),
C *VAC(MNIGP),QPER(MNIGP),QARR(MNIGP),MSOIL(MNIGP),
C *MRECD(MNIGP),CRE(MNIGP),CP(MNIGP),MREC(MNIGP),NRHSD(MNIGP)
C INTERCEPTACION
C DIMENSION DOTR(MNIGP),PRE(MNIGP),HSUPER(MNIGP),
C *HRE(MNIGP),HUMEF(MNIGP),HRECD(MNIGP),ETP(MNIGP),ETR(MNIGP),
C *DEFI(MNIGP),ESCO(MNIGP),VZAL(MNIGP),QHIP(MNIGP),QAC(MNIGP),
C *VAC(MNIGP),QPER(MNIGP),QARR(MNIGP),MSOIL(MNIGP),PREIN(MNIGP),
C *MRECD(MNIGP),CRE(MNIGP),CP(MNIGP),MREC(MNIGP),NRHSD(MNIGP),
C *SNOWINITEM(MNIGP),WATERSNOW(MNIGP),SCOSNOW(MNIGP),PRESNOW(MNIGP),
C *WATSNOWIN(MNIGP),SNOWININ(MNIGP),SCOSNOWIN(MNIGP),PRESNOWIN(MNIGP)
C *COLNIV(MNIGP), !RJ NIVAL
C *PE1(36500),PE2(36500),PE3(36500),PE4(36500), !BP Arreglo matriz PE1
C *PE5(36500),PE6(36500),PE7(36500),PE8(36500),PE9(36500) !BP Arreglo matriz PE1
    
```

Figura 2.3. Parte del código del módulo UNO_BAL, en la que se declaran los vectores que sustituyen a la matriz PE1.

2.2.5. Hidrología nival

Se han corregido algunos errores del código que no habían sido detectados previamente porque la verificación se había realizado para modelos de una sola subcuena. Una vez corregidos los errores, se han hecho modificaciones que han incrementado la eficiencia del algoritmo de cálculo cuando se aplica a varias subcuencas.

Otra mejora ha sido la incorporación del cálculo de la escorrentía nival, que es la fracción del agua líquida que precipita y no es capaz de infiltrar a través de la capa nival (se convierte por lo tanto en escorrentía superficial). Si bien en la ventana de resultados de VISUAL BALAN aparecía *escorrentía nival*, este valor

realmente correspondía a la *fusión nival*. La escorrentía nival se calcula mediante una función exponencial decreciente, dependiente del contenido de agua líquida de la capa nival y cuyos valores máximo y mínimo son las capacidades de infiltración máxima y mínima respectivamente (dos parámetros que se calibran).

2.2.6. Flujo no saturado

VISUAL BALAN actualiza diariamente el volumen almacenado en la zona no saturada. Sin embargo, estos valores diarios no podían ser visualizados por el usuario en la interfaz de salida. Se han hecho las modificaciones necesarias; la versión V2 actualizada permite visualizar el volumen diario almacenado en la zona no saturada con todas las capacidades gráficas disponibles para las otras variables.

Se ha corregido además el cálculo del flujo de percolación o recarga. El código corregido se ha contrastado con el anterior para la cuenca del río Valiñas. Los detalles se presentan en el Apéndice 7.

2.2.7. Corrección de la fórmula de Thornthwaite para temperaturas negativas

Se constató que la ETP calculada en VISUAL BALAN en meses con temperaturas medias negativas, cercanas a 0, era muy inferior a la obtenida para temperaturas positivas cercanas a 0.

La fórmula de Thornthwaite se basa en un índice de calor mensual i (Custodio y Llamas, 1983):

$$i = (T/5)^{1.514} \quad (2)$$

donde T es la temperatura media del mes.

La fórmula no es aplicable cuando $T < 0$. Por ello, se debe usar otro método o bien adoptar $i=0$. El código adoptaba de forma errónea un índice de calor i igual a 1 para $T < 0$. Esto motivaba que el error, además de afectar al mes en cuestión, afectara a todo el año a través del índice de calor anual.

2.2.8. Análisis de sensibilidad

Esta opción permite evaluar la sensibilidad de los resultados del balance con respecto a determinados parámetros.

El funcionamiento de esta opción consiste en un bucle que asigna al parámetro elegido una serie de valores comprendidos en un rango especificado. El análisis de sensibilidad se realiza de forma separada para cada parámetro. Para cada uno de ellos el usuario de definir un rango de variación. Aunque el balance se calcula diariamente, la salida del análisis sólo muestra la sensibilidad de los resultados medios anuales.

Desde 2003 se ha ido modificado la presentación de los gráficos del análisis de sensibilidad para facilitar su lectura, mejorar las capacidades de edición y disminuir la posibilidad de interpretación errónea de resultados.

2.2.9. Gráficos de resultados

Se han mejorado los mecanismos de lectura de resultados en la interfaz de salida programada en Visual Basic. En algunos casos excepcionales, la interfaz no actualizaba las series de resultados de algunas subcuencas, y por consiguiente los gráficos de resultados medios podían ser erróneos. Se ha reprogramado la rutina de lectura de resultados para que se actualicen completamente los gráficos cada vez que el usuario solicita una nueva visualización.

2.2.10. Contraste de resultados con BALAN v10

La versión 10 de BALAN supuso una actualización de BALAN V8 (Samper y García-Vera, 1992). Como BALAN fue ampliamente contrastado, se decidió a su vez contrastarlo también con VISUAL BALAN V2. El contraste se efectuó para el balance hidrometeorológico en el aluvial de Andújar (Samper *et al.*, 2004). Se realizó para 6 subcuencas de la zona de estudio.

A diferencia de BALAN, VISUAL BALAN no incorpora la opción de fijar la frecuencia de riego, por lo que hubo que modificar el código para poder comparar resultados. Hecho esto, los resultados fueron idénticos con ambos códigos.

2.3. Actualización del manual

Para una mejor descripción de los fenómenos de precipitación, fusión y escorrentía nival – incorporados en la versión 2.0 de VISUAL BALAN – se ha actualizado el manual de la versión 1.0 del programa (Samper *et al.*, 1999). Además, se han desarrollado más algunos puntos en los que usuarios del código habían manifestado tener dudas, como es el caso del cálculo de la recarga en tránsito directa.

3. Referencias

- Custodio E, Llamas MR (1983). Hidrología subterránea. Ed. Omega, 2ª Edición, Barcelona.
- Samper J, García Vera MA (1992). Manual de usuario del programa BALAN_8. Dpto. de Ingeniería del terreno. E. T. S. de Ingenieros de Caminos. UPC. Barcelona. 40 pp.
- Samper J, García Vera MA (2004). Visual-Balan, un modelo interactivo de balance hidrológico: estado actual y desarrollos futuros, En: VIII Simposio de Hidrogeología, Zaragoza, 18-22 octubre 2004, Vol. XXVI. 595-604.
- Samper J, Huguet L, García Vera MA, Ares J (1999). Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Publicación Técnica de ENRESA nº 5/99. Madrid. 205 pp.
- Samper J, Yang C, Pisani B, Montenegro L, Zheng L, Molinero J (2004). Actualización del modelo de flujo y transporte de Andújar. Informe para ENRESA. Universidad de A Coruña.
- Samper J, García Vera, MA, Pisani B, Alvares D, Varela A, Losada JA (2005). Modelos hidrológicos y Sistemas de Información Geográfica para la estimación de los recursos hídricos: aplicación de GIS-BALAN a varias cuencas Españolas. En: VII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo. A Coruña.

APÉNDICE 3:
MANUAL DE GIS-BALAN

Nota aclaratoria

El grupo de Hidrología Subterránea de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de la Universidad de A Coruña, dirigido por Javier Samper Calvete, ha llevado a cabo la elaboración de GIS-BALAN, un código interactivo para Windows y que se ha acoplado a ArcGIS™. GIS-BALAN está basado en el programa VISUAL-BALAN V2 desarrollado por este mismo grupo en 2001. El conjunto de códigos BALAN ha sido aplicado en numerosos estudios de casos reales, y es utilizado por estudiantes de la E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de la Universidad de A Coruña. No obstante, los autores no pueden garantizar de forma absoluta que el programa esté exento de errores. Por ello, agradecerán todas las sugerencias que los usuarios puedan plantear así como los posibles problemas y/o errores que puedan encontrar en su utilización.

Agradecimientos

El desarrollo de versiones previas a GIS-BALAN fue motivado por la necesidad de disponer de herramientas numéricas de cálculo del balance hidrometeorológico y en especial de la recarga en los acuíferos. Esta necesidad surgió dentro del marco de proyectos financiados por ENRESA y por la Comisión Interministerial para la Ciencia y la Tecnología (CICYT, PB87-0842 y AGR89-0146-C02-02).

GIS-BALAN se comenzó a desarrollar en el año 2003 en el marco del proyecto CICYT de referencia REN2003-08882. El propósito fue desarrollar una herramienta que extendiera las capacidades de VISUAL BALAN V2 aprovechando además las posibilidades que ofrecen los GIS.

En el desarrollo GIS-BALAN y sus predecesores han intervenido profesores y estudiantes de distintas universidades. A todos ellos y a las personas que, con su utilización del código, han contribuido a su continua mejora, queremos agradecer su colaboración.

Nota aclaratoria..... A3-III

Agradecimientos..... A3-III

Índice de figurasA3-V

Índice de tablas A3-VIII

Índice de figuras del Apéndice 3

Figura 1.1. Esquema con las principales componentes del balance hidrológico en el suelo edáfico, la zona no saturada y el acuífero.	A3-2
Figura 1.2. Discretización del terreno en GIS-BALAN.	A3-3
Figura 3.1. Diagrama de flujo del balance hidrometeorológico del programa GIS-BALAN (adaptado de Samper <i>et al.</i> , 1999).....	A3-9
Figura 3.2. Valores del coeficiente SCF de corrección de la altura de precipitación nival (adaptadas de Anderson, 1973).	A3-19
Figura 3.3. Evolución general de la función de humedad con respecto al contenido de humedad del suelo para el caso de: a) opción 2, sin riego (recarga a través de macroporos), y b) opción 3 (recarga por fisuras) (adaptada de Samper <i>et al.</i> , 1999).	A3-28
Figura 3.4. Evolución de la capacidad de infiltración con el contenido de humedad del suelo según la ley de Horton.	A3-30
Figura 3.5. Variación de la relación $ETR(I) / ETP(I)$ en función del déficit hídrico en el suelo para los cuatro métodos de cálculo de la ETR.....	A3-35
Figura 3.6. Recarga en tránsito diferida en función del contenido de humedad del suelo en los diferentes métodos de cálculo.	A3-39
Figura 3.7. Discretización del perfil vertical del terreno en la zona no saturada.....	A3-44
Figura 3.8. Geometría del problema. Acuífero rectangular conectado al cauce y con un bombeo. L es la distancia del cauce al borde impermeable, 2D es la longitud del acuífero y (a,b) es la ubicación del pozo de bombeo. Los ejes X e Y tienen el origen común en el punto medio del borde impermeable. (tomado de Pulido-Velázquez <i>et al.</i> , 2005).	A3-50
Figura 3.9. Conceptualización de los modelos pluricelulares englobados. El término <i>celular</i> se refiere a celda (figura tomada de Pulido-Velázquez <i>et al.</i> , 2005).	A3-52
Figura 3.10. Algoritmo para el cálculo diario de caudales y niveles en el acuífero.	A3-55
Figura 5.1. Esquema de la conectividad de los elementos de la red hidrográfica.....	A3-58
Figura 5.2. Esquema del algoritmo de ordenación de los tramos de la red hidrográfica.	A3-60
Figura 5.3. Cálculo del caudal distribuido afluente a un lago.	A3-61

Figura 5.4. Red hidrográfica de la cuenca del río Gállego (Aragón). Se muestran los tramos de cauce y un embalse. La numeración de los tramos corresponde al orden de simulación.	A3-62
Figura 5.5. Esquema del almacenamiento y los flujos en una sección del cauce según el método de Muskingum.	A3-63
Figura 6.1. Interfaz del preprocesador. Las pestañas agrupan por temas las distintas funciones disponibles.....	A3-69
Figura 6.2. MDT de entrada de GIS-BALAN.....	A3-70
Figura 6.3. Ventana en la que se especifican los mapas de tipos y usos de suelo y geológico. <i>Capa</i> es el shapefile del mapa; <i>Campo</i> es la columna de la tabla de datos del shapefile que contiene el número identificador de los polígonos del mapa; <i>Cantidad</i> es el total de polígonos de cada mapa.	A3-70
Figura 6.4. Mapa de usos del suelo en la cuenca del río Gállego (Bossard <i>et al.</i> , 2000).	A3-71
Figura 6.5. Ventana para la entrada de las estaciones meteorológicas.	A3-72
Figura 6.6. Ejemplo de archivo de texto de entrada de datos diarios de una estación meteorológica en formato normalizado.	A3-72
Figura 6.7. Mapa de dirección de flujo.	A3-73
Figura 6.8. Mapa de acumulación de flujo (a) y red hidrográfica (b).	A3-74
Figura 6.9. Subcuenca vertiente a un punto de desagüe elegido por el usuario.	A3-74
Figura 6.10. Mapa de tiempo de tránsito.	A3-76
Figura 6.11. Mapa de zonas homogéneas obtenido a partir de la superposición de los mapas de usos del suelo y de altitud.	A3-77
Figura 7.1. Ventana principal del procesador de GIS-BALAN.....	A3-80
Figura 7.2. Pantalla del menú de ayuda sobre los parámetros de las zonas homogéneas (suelo y zona no saturada).	A3-81
Figura 7.3. Ventana para la creación de un nuevo proyecto.	A3-87
Figura 7.4. Ventana para la entrada de datos y parámetros de las zonas homogéneas.	A3-89
Figura 7.5. Ejemplo de archivo de datos diarios (precipitación, temperatura, humedad,...).	A3-89
Figura 7.6. Base de datos de GIS-BALAN con valores orientativos de los parámetros del suelo y la zona no saturada.	A3-91

Figura 7.7. Base de datos de GIS-BALAN con valores orientativos de los parámetros del acuífero. A3-91

Figura 8.1. Interfaz del postprocesador de GIS-BALAN..... A3-93

Figura 8.2. Opciones para confeccionar gráficos o visualizar tablas de resultados por subcuenca. A3-94

Figura 8.3. Ejemplo de gráfico y tabla de resultados anuales de una subcuenca..... A3-94

Figura 9.1. Avance del frente de humedad para 5 y 30 días. Contraste entre las soluciones numéricas de CORE y GIS-BALAN. A3-95

Figura 9.2. Cuenca del río Valiñas..... A3-96

Figura 9.3. Niveles y caudales medidos y calculados. Los cálculos en el acuífero se efectuaron mediante un esquema de diferencias finitas..... A3-97

Figura 9.4. Descarga subterránea calculada con DF y MPE..... A3-98

Figura 9.5. Comparación de los niveles en un punto a 50 m del río calculados mediante DF y MPE. .A3-99

Figura 9.6. Comparación de los niveles a 50 y 200 m del río calculados mediante DF y MPE de 10 términos.A3-100

Figura 11.1. Incorporación de los botones de GIS-BALAN a la ventana de ArcMap.....A3-102

Índice de tablas del Apéndice 3

Tabla 3.1. Parámetros S_d y γ del modelo de Horton y Singh en función de la altura de la planta h en m (según López, 1997).....	A3-16
Tabla 3.2. Número de términos para varios errores admisibles Err en función de at , para una recarga distribuida y una conexión río-acuífero perfecta (Pulido-Velázquez <i>et al.</i> , 2005).	A3-52
Tabla 3.3. Número de términos para un error admisible de 0.01 en un río completamente penetrante y un bombeo puntual (Pulido-Velázquez <i>et al.</i> , 2005).	A3-53
Tabla 5.1. Estimación de la velocidad cinemática para diferentes tipos de sección (v_m = velocidad media).	A3-66
Tabla 6.1. Principales entradas y salidas del preprocesador de GIS-BALAN.....	A3-68
Tabla 7.1. Parámetros de GIS-BALAN (adaptada de Samper <i>et al.</i> , 1999).	A3-86
Tabla 9.1. Diferencias en la descarga subterránea: DF y MPE-3 términos; DF y MPE-10 términos.A3-98	
Tabla 9.2. Diferencias de niveles entre DF y MPE a 50 m del río.	A3-99

1. Introducción

Dentro del medio subterráneo pueden distinguirse, a efectos del flujo de agua, tres componentes de diferentes propiedades. Éstas están asociadas con:

- (1) El suelo edáfico, en el que se produce la infiltración del agua de lluvia o riegos y tienen lugar los procesos de evaporación y transpiración. Su espesor depende del tipo de suelo y de vegetación. Puede oscilar entre 0.2 y 1 m. El flujo en esta zona es fundamentalmente vertical.
- (2) La zona no saturada o parcialmente saturada, cuyo espesor es variable (de 1 a 20 m). En ella pueden existir flujos tanto laterales (subhorizontales) como verticales.
- (3) El acuífero o zona saturada, formación de mayor espesor que es capaz tanto de almacenar agua como de transmitirla. Puede tener flujos de descarga como manantiales o arroyos.

El movimiento o flujo de agua entre estos componentes se resume en el esquema de la Figura 1.1. La precipitación y los riegos (P) se distribuyen entre intercepción, escorrentía superficial (E_s) e infiltración (I). Se tiene en cuenta el proceso de intercepción (I_n) de la lluvia. Del agua infiltrada, parte se pierde por evapotranspiración (ETR), otra parte se utiliza para aumentar la reserva de agua en el suelo, y el resto constituye lo que se denomina recarga en tránsito o lluvia eficaz (P_e). Este flujo es la entrada de agua a la zona no saturada. Dentro de esta zona el agua puede fluir lateralmente a la atmósfera en forma de flujo hipodérmico (Q_h) o bien percolar verticalmente hacia el acuífero (Q_p). Esta percolación es por tanto la recarga al acuífero. La descarga subterránea (Q_s) es la salida natural hacia los arroyos o manantiales (Samper *et al.*, 1999).



Figura 1.1. Esquema con las principales componentes del balance hidrológico en el suelo edáfico, la zona no saturada y el acuífero.

Las variables de estado en cada una de las tres componentes son los volúmenes de agua. El volumen de agua en el suelo V_s se suele expresar como el producto del contenido de humedad (% en volumen) por el espesor de suelo b_s . La cantidad de agua en la zona no saturada es V_h . En el acuífero, el volumen de agua V_a y la altura del nivel freático h suelen referirse a un nivel de referencia o de base h_0 (al que corresponde un volumen V_{a0}). La variación de volumen por unidad de superficie, $\Delta V_a = (V_a - V_{a0})$, se relaciona con la variación del nivel, $\Delta h = (h - h_0)$ a través de la porosidad eficaz S mediante $\Delta V_a = S \Delta h$.

Para la realización del balance se utiliza un modelo semidistribuido, en el que se supone que las propiedades del suelo y la zona no saturada son homogéneas en cada una de las zonas que integran una subcuenca (véase la Figura 1.2). De esta manera el balance es tanto más representativo cuanto menores son las heterogeneidades y menor es el tamaño de las zonas. Las propiedades del acuífero se suponen homogéneas en la subcuenca. GIS-BALAN resuelve el flujo subterráneo a esa escala, por medio de modelos unicelulares, pluricelulares englobados o diferencias finitas.

GIS-BALAN resuelve también el tránsito de la escorrentía superficial a través de cauces y lagos, con un paso de tiempo diario. La aportación diaria generada en una subcuenca es distribuida en forma homogénea en los cauces y lagos. Para calcular la laminación en cauces el código utiliza el método de Muskingum-Cunge. En las masas de agua se calcula el balance diario, cuyas entradas son las aportaciones de los afluentes, la precipitación sobre la lámina de agua y la escorrentía de la cuenca y las salidas son la evaporación, la infiltración en el terreno y las descargas superficiales.

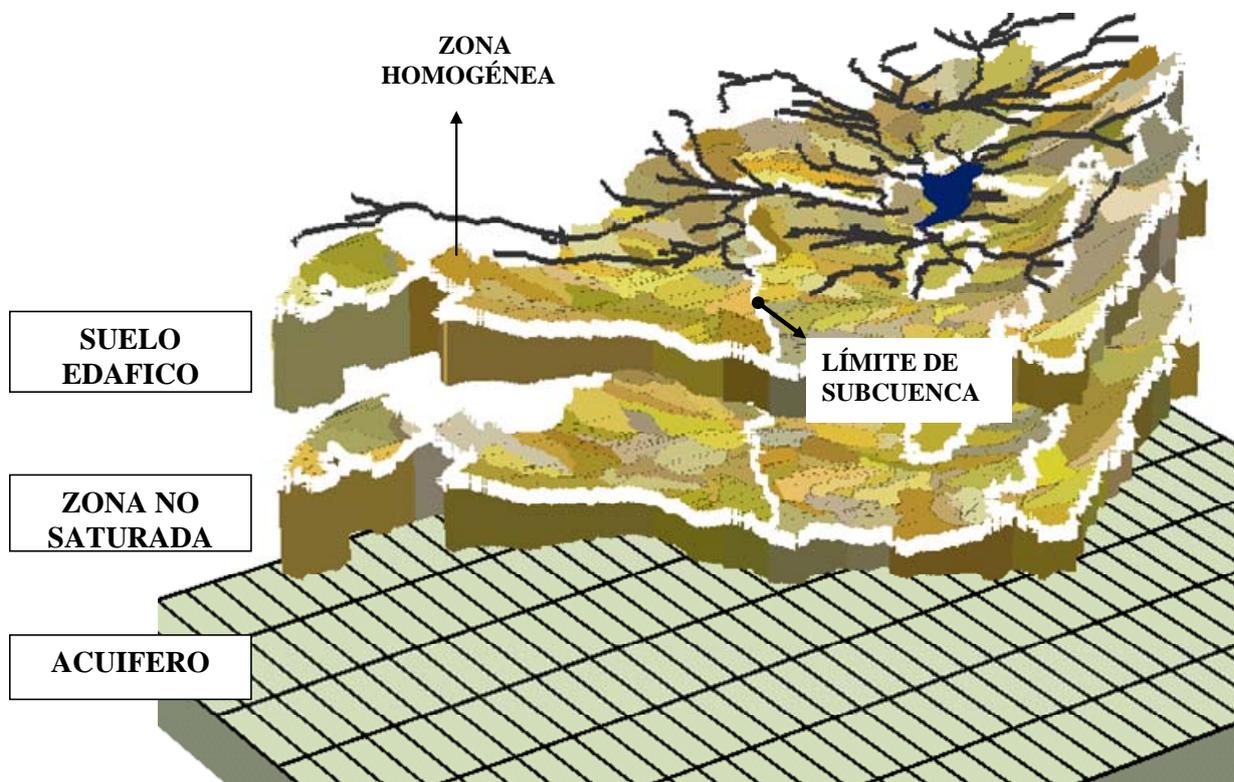


Figura 1.2. Discretización del terreno en GIS-BALAN.

2. Descripción del código

El código GIS-BALAN consta de tres módulos principales: 1) El preprocesador, que facilita la introducción de datos en el entorno del GIS, 2) El procesador, que calcula el balance y el tránsito superficial, y 3) El postprocesador, que permite visualizar los resultados en el entorno del GIS. Los tres módulos comparten entre sí la información almacenada en la base de datos del proyecto, compuesta de dos ficheros Access (.mdb) y conjunto de ficheros de texto. Los ficheros Access almacenan la información espacial y los valores de los parámetros, mientras que los ficheros de texto almacenan las series temporales, tanto de entrada como de resultados.

Una carpeta típica de proyecto de GIS-BALAN contiene los siguientes elementos:

- 1) Carpeta "BASE DE DATOS", en la que se almacenan los ficheros Access del proyecto y los ficheros de texto de entrada del procesador.
- 2) Carpeta "RESULTADOS", en la que se almacenan los ficheros de texto con los resultados del balance y del tránsito superficial.
- 3) Carpeta "BACKUP", en la que se almacenan las copias de seguridad de los ficheros Access del proyecto.
- 4) Ficheros correspondientes al GIS del proyecto.

Se puede crear un proyecto nuevo desde el preprocesador o desde el procesador. Para crearlo desde el preprocesador el usuario debe utilizar la interfaz que se despliega al presionar el botón integrado en ArcGIS. El preprocesador genera la base de datos del proyecto y almacena la información espacial conforme a los datos proporcionados por el usuario. También escribe los archivos de texto que sirven de entrada al procesador.

El procesador es el módulo en el que se calcula el balance hidrológico y el tránsito superficial. El código está escrito en VISUAL BASIC y se compone de un conjunto de formularios, módulos de clase y módulos estándar. Los módulos de

clase son los que implementan las clases en las cuales está basado el código. La interfaz del procesador permite visualizar y modificar los datos del proyecto. Una vez que el usuario da su conformidad se puede ejecutar el cálculo del balance que se realiza en cinco fases.

En la fase (A) el procesador lee la información alfanumérica de la base de datos, dimensiona las variables y carga los valores (creando así las instancias de las clases - objetos).

En la fase (B) se calcula la evapotranspiración potencial, la interceptación y las variables nivales para todo el periodo del balance. Estos cálculos están implementados por métodos que forman parte de la clase *ClzZona*.

La tercera fase (C) comprende la realización del balance hídrico en las zonas homogéneas (suelo edáfico y zona no saturada) y el cálculo del flujo subterráneo en el acuífero. También se calculan los resultados medios en las subcuencas. Mientras que el cálculo de las componentes del balance en las zonas homogéneas lo efectúan los métodos de la clase *ClzZona*, los del acuífero son implementados por la clase *ClzAcuif*.

En la cuarta fase (D) el programa calcula el tránsito superficial. Esta fase es opcional. Las aportaciones generadas en cada subcuenca son conducidas a través de la red hidrográfica. Se calculan los volúmenes diarios que pasan a través de los nodos de la red, así como los volúmenes almacenados en los lagos o embalses. Los nodos de la red hidrográfica son los puntos de unión entre tramos de cauce y/o masas de agua. Aunque el preprocesador determina automáticamente los nodos, el usuario puede agregar o quitar los nodos que considere conveniente.

La quinta fase (E) comprende los cálculos y escritura de resultados mensuales y anuales del balance, para las zonas, subcuencas y nodos y lagos de la red hidrográfica.

El postprocesador tiene una interfaz que se activa mediante un botón incorporado en ArcGIS. Permite visualizar los resultados del balance tanto en forma gráfica como tabular. También permite comparar los resultados del balance con las medidas de caudal y nivel piezométrico en la zona del modelo.

3. Componentes del balance hidrometeorológico

El balance hídrico consiste en la aplicación del principio de la conservación de masa a una cierta región de volumen conocido y definida por unas determinadas condiciones de contorno. Durante un determinado periodo de tiempo en el que se realiza el balance, la diferencia entre el total de entradas y el total de las salidas debe ser igual al cambio de agua en el almacenamiento. La realización de un balance requiere conocer y medir los flujos de entrada y salida de agua así como el almacenamiento.

Los términos del balance suelen contener errores de medida, de interpretación, de estimación y errores debidos a la evaluación con una metodología poco apropiada. Todos estos errores provocan que la ecuación del balance "no cierre" de forma exacta, produciéndose un error de cierre. Es habitual obtener un término del balance, difícil de medir o estimar por otros métodos, como el valor que cierra el balance. Este es el fundamento del método de obtención de la recarga a partir del balance de agua en el suelo edáfico. En esencia, la recarga es la cantidad de agua que el suelo es capaz de drenar una vez que se han "satisfecho" las necesidades de los restantes procesos. Análogamente, la recarga puede deducirse a partir del balance en un acuífero entre dos fechas determinadas en las cuales se conocen los restantes flujos de entrada y salida. En estos casos es crucial tener en cuenta que la evaluación de la recarga incluirá el error de cierre, cuya magnitud puede ser importante en función de los errores cometidos en la evaluación del resto de las componentes.

Los balances pueden aplicarse al conjunto de toda la cuenca, incluyendo tanto a las aguas superficiales como a las subterráneas, o bien en cualquiera de las porciones o componentes del ciclo hidrológico. Para la estimación de la recarga se suelen realizar balances en el suelo edáfico, en el acuífero, en un tramo de río comprendido entre dos estaciones de aforo, y en lagos y embalses. Cuando se realizan balances parciales se debe comprobar la corrección y coherencia entre los flujos de agua entre componentes.

La ecuación básica del balance en la zona de suelo se suele plantear entre dos tiempos t_i y t_f ($\Delta t = t_f - t_i$) y se compone de los siguientes términos:

$$P + D - In - Es - ETR - Pe = \Delta\theta \quad (1)$$

donde P es la precipitación, D es el agua de riego, In es la interceptación, Es es la escorrentía superficial, ETR es la evapotranspiración real, Pe es la recarga en tránsito (que coincide con la recarga al acuífero si no existen flujos laterales en la zona no saturada) y $\Delta\theta$ es la variación del contenido de humedad. Las componentes del balance se suelen expresar en términos de volumen de agua en un intervalo de tiempo Δt .

Puesto que los balances se suelen realizar por unidad de superficie, las variables de la Ecuación (1) suelen expresarse como volumen por unidad de superficie, es decir, como altura equivalente de agua (generalmente en mm). En sentido estricto la ecuación del balance en el suelo debería incorporar de forma explícita el término de infiltración (I). De esta forma, la expresión del balance (suma de entradas menos salidas igual a la variación del volumen entre dos tiempos dados) resulta ser:

$$I - (ETR + Pe) = \Delta\theta \quad (2)$$

donde

$$I = P + D - In - Es \quad (3)$$

Obviamente, sumando las expresiones (2) y (3) se obtiene la Ecuación (1). En su forma más simple, este balance responde al modelo conceptual de la Figura 1.1. El agua es almacenada en el suelo por fenómenos de capilaridad. La precipitación (descontadas las pérdidas por interceptación) y eventualmente los riegos suponen un aporte de agua al suelo que a su vez es consumida por la evaporación y la transpiración. Cuando el contenido de humedad se encuentra en exceso sobre el límite de comienzo del drenaje (capacidad de campo), se produce un flujo descendente, que se denomina recarga en tránsito. Este tipo de balance es una simplificación de la realidad que puede no ser válida en todas las situaciones. En su aplicación suele estar implícita la hipótesis de que los parámetros y propiedades son uniformes sobre una determinada zona.

Una de las partes esenciales del balance es el cálculo de la ETR, que a su vez está relacionado con el método utilizado para calcular la ETP y el método con el que

la ETR se relaciona con la ETP y con las condiciones de humedad existentes en el suelo. Este tipo de balances se desarrollaron inicialmente en zonas húmedas, y por lo tanto su validez en zonas áridas y semiáridas es bastante discutible. Sus resultados son tanto más fiables cuanto más desarrollado es el suelo, mayores son las condiciones de humedad y por tanto, cuanto más similares son la ETP y la ETR. Otro aspecto que es necesario modificar respecto a los modelos clásicos de balance de humedad es el relacionado con la existencia de flujo preferente a través de macroporos. Es un hecho constatado que puede existir recarga incluso cuando el suelo presenta un cierto déficit de humedad (Rushton y Ward, 1979). Existen distintas formulaciones empíricas para el tratamiento de esta recarga preferencial. La más sencilla consiste en suponerla proporcional a la magnitud de la precipitación, cuando ésta supera un cierto valor umbral.

El balance hidrometeorológico cuantifica cada uno de los componentes del balance para cada día, en la zona no saturada y en el acuífero. GIS-BALAN parte de condiciones iniciales conocidas. Los componentes del balance de agua se calculan tomando como entradas la precipitación y el volumen de riego para cada periodo. En la Figura 3.1 se presenta el diagrama de flujo del balance hidrometeorológico.

Para la descripción de los procesos que considera y los cálculos que realiza el programa, se utilizan nombres idénticos a los usados por las variables dentro del código. Por ejemplo, PRE (I) denota la precipitación diaria en el día I.

El balance hidrometeorológico cuantifica cada uno de los componentes del balance para cada uno de los periodos. Para ello se parte de unas condiciones iniciales de humedad conocidas y, tomando como entradas la precipitación y el volumen de riego para cada periodo, se calcula el resto de los componentes del balance de agua. En la Figura 3.1 se resume el proceso secuencial que se utiliza en VISUAL BALAN para el cálculo de los componentes del balance.

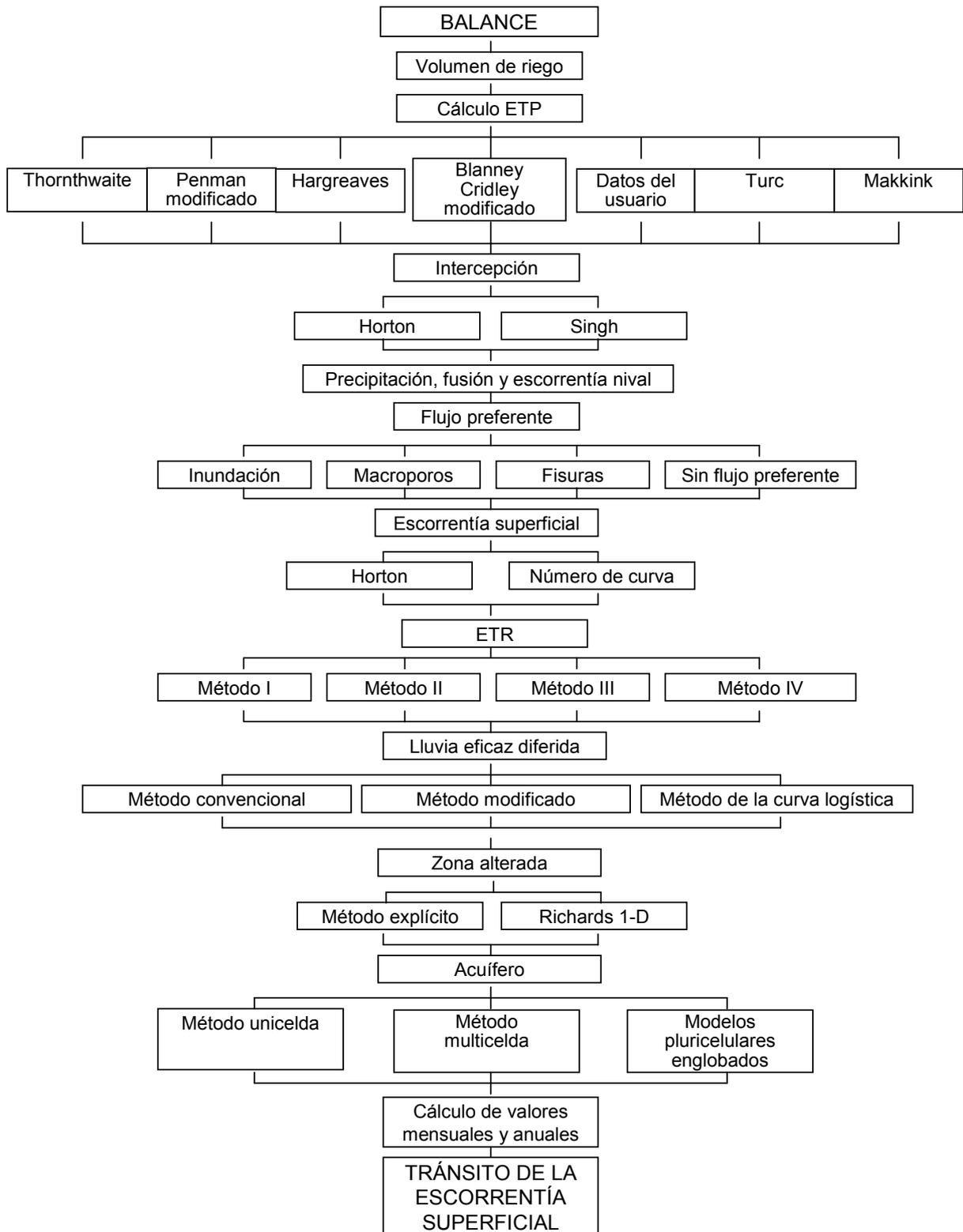


Figura 3.1. Diagrama de flujo del balance hidrometeorológico del programa GIS-BALAN (adaptado de Samper *et al.*, 1999).

La mayoría de las componentes del balance (I , E_s , ETR , P_e) dependen de forma no lineal del contenido de humedad del suelo. Por ello, la resolución exacta de la ecuación requeriría la utilización de métodos iterativos. En la práctica se suelen utilizar incrementos de tiempo Δt suficientemente pequeños y se suelen imponer restricciones para evitar que el contenido de humedad no supere ni el límite mínimo (punto de marchitez) ni el máximo (saturación total). En estas condiciones la ecuación del balance se resuelve evaluando por separado de forma secuencial cada uno de los términos del balance.

3.1. Balance en el Suelo

3.1.1. Cálculo de las dotaciones de riego

El balance diario de agua se realiza en una columna de suelo de espesor b_s (en mm). En cada día I se leen la precipitación total en dicho día $PRE(I)$ y la dotación de riego $DOTR(I)$ (dato de entrada al programa). Si en el día anterior existe agua encharcada, es decir si $HSUPER(I-1) > 0$, el programa contabiliza como entradas totales, $ENT(I)$, la suma de las precipitaciones, los riegos y el agua encharcada:

$$ENT(I) = PRE(I) + DOTR(I) + HSUPER(I - 1) \quad (4)$$

3.1.2. Evapotranspiración potencial (ETP)

A pesar de que los datos de evapotranspiración son tan necesarios como los de precipitación, raramente se dispone de medidas de la evapotranspiración. En general, la ETP se debe estimar a partir de los datos meteorológicos disponibles. Para ello se define el concepto de evapotranspiración de un cultivo de referencia, ET_0 . Esta variable pretende por tanto ser una medida de la energía disponible para evaporar y transpirar agua bajo unas determinadas condiciones de cultivo.

Existen diferentes fórmulas para el cálculo de la ET_0 entre las que destaca la de Penman-Monteith que, de acuerdo con los estudios comparativos realizados por Allen *et al.* (1991), es la que se considera más apropiada para el cálculo de la ETR en zonas húmedas (Neira, 1993). Esta fórmula requiere conocer parámetros que

son muy difíciles de estimar, por ejemplo los parámetros de resistencia aerodinámica y de los estomas. La fórmula simplificada de Penman (1948) ha tenido mayor aceptación entre los agrónomos y los hidrólogos.

Existen además un gran número de fórmulas para el cálculo de la ETP. Algunas son simplificaciones o modificaciones de las de Penman. Otras son casi totalmente empíricas (Thornthwaite, 1948). Existe un claro consenso en la literatura sobre la falta de idoneidad de todas ellas en zonas áridas y semiáridas. Entre las muchas fórmulas existentes para el cálculo de la ETP destacan las de Thornthwaite, Blaney-Criddle, Penman y Hargreaves (Martínez-Cob y Tejero-Juste, 2004). En la fórmula de Thornthwaite, la ETP sólo depende de la temperatura media diaria y de la latitud (véase Custodio y Llamas, 1983).

La formulación de Blaney-Criddle en su versión modificada por la FAO se basa en el cálculo de la evapotranspiración de un cultivo ETP mediante la separación del efecto del clima y del efecto de las características de la planta (Faci, 1986). Por ello, la ETP se obtiene como el producto de la evapotranspiración de referencia ET_0 (que sólo depende de las condiciones climatológicas) y de un coeficiente de cultivo K_c :

$$ETP = K_c \cdot ET_0 \quad (5)$$

La ET_0 según Blaney-Criddle se obtiene a partir del factor de uso consuntivo f , que está influenciado por la temperatura (T) en $^{\circ}C$ y por el porcentaje de horas diurnas (p) según

$$f = p(0.46T + 8.13) \quad (6)$$

La ET_0 se calcula a partir del factor f teniendo en cuenta los niveles de viento, humedad relativa e insolación. Para tener en cuenta estos factores, el programa VISUAL BALAN define tres índices, VIENDI, HRMIN y RELNM, asociados con la intensidad de los vientos diurnos, la magnitud de la humedad relativa mínima y la insolación, esta última medida como la relación entre las horas reales y las máximas posibles de fuerte insolación. El coeficiente K_c depende del tipo de cultivo y de la etapa de desarrollo de la planta. El número de etapas en el crecimiento de un cultivo suele tomarse igual a 4. Su duración y fechas de comienzo y final

dependen de cada cultivo. El valor de K_c para la primera etapa depende de la ET_0 y de la frecuencia de las lluvias o de los riegos. En la tercera etapa K_c alcanza su valor máximo y luego decrece hasta el valor correspondiente a la cuarta fase. Entre la primera y la tercera suele adoptarse una variación lineal (véase Faci, 1986).

El método de Penman que maneja GIS-BALAN es el modificado por la FAO. Los datos climatológicos requeridos para este método se encuentran sólo en las estaciones meteorológicas completas. GIS-BALAN calcula la evapotranspiración de referencia (ET_0) con la siguiente ecuación (Faci, 1986):

$$ET_0 = C \left[wR_n + (1 - w) f(u) (e_a - e_d) \right] \quad (7)$$

donde C es un factor de ajuste para compensar los efectos del clima durante el día y la noche. La ecuación de Penman no modificada supone condiciones de radiación de media a alta, humedad relativa del orden del 70%, vientos moderados y una relación de los vientos del día frente a la noche en torno a 2. Este factor de ajuste hace válido el método de Penman para otras condiciones. En la ecuación de Penman aparece el término aerodinámico $(1 - w)f(u)(e_a - e_d)$ que es función del viento, de las condiciones de humedad de la atmósfera y de la temperatura. La función $f(u)$ depende de la velocidad del viento a 2 m de altura en km/d y se expresa como:

$$f(u) = 0.27 \left(1 + \frac{u}{100} \right) \quad (8)$$

El término $(e_a - e_d)$ es la diferencia (en mbar) entre la presión de saturación de vapor a la temperatura del aire e_a y la presión de vapor saturante, e_d , determinada en función de la temperatura media y la humedad relativa media (HR) en %, a partir de

$$e_d = e_a \frac{HR}{100} \quad (9)$$

El término energético $w R_n$ se compone de un factor de ponderación w que es función de la temperatura y de la altitud, y R_n que es la radiación neta o energía disponible a nivel del suelo para que se produzcan los procesos de evaporación del

suelo, la transpiración de los cultivos y el calentamiento del suelo y del aire. El factor w se calcula mediante $w = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$, donde Δ es la pendiente de la curva de saturación para la temperatura media del aire y γ es la constante psicrométrica cuyo valor es 0.485 mm de Hg por °C (calor necesario para evaporar 1 cm³ de agua).

La radiación neta es el factor más importante que controla la evapotranspiración cuando el agua no es el factor limitante. Se calcula como la diferencia entre la radiación incidente, R_i , y la reflejada, tanto de onda corta (R_{rc}) como de onda larga (R_{rl})

$$R_n = R_i - R_{rc} - R_{rl} \quad (10)$$

La radiación reflejada de onda corta se obtiene a partir de:

$$R_{rc} = \alpha R_i \quad (11)$$

donde α es el coeficiente de albedo, que es la relación entre la radiación reflejada de onda corta y la radiación incidente. La radiación incidente recibida en superficie (R_i) se calcula mediante la siguiente expresión:

$$R_i = \left(0.25 + 0.5 \frac{n}{N} \right) R_A \quad (12)$$

donde n es el número de horas de insolación diarias reales, N es el número máximo de horas de insolación y R_A es la intensidad teórica de radiación incidente (suponiendo que no existe atmósfera).

La radiación reflejada de onda larga es función de la temperatura, de la humedad relativa y del número real de horas de sol

$$R_{rl} = f(T) g(e_d) h\left(\frac{n}{N}\right) \quad (13)$$

donde:

$$f(T) = \sigma T_k^4 \quad (14)$$

$$g(e_d) = 0.34 - 0.044\sqrt{e_d} \quad (15)$$

$$h\left(\frac{n}{N}\right) = 0.1 + 0.9\frac{n}{N} \quad (16)$$

y σ es la constante de Stephan-Bolzman cuyo valor es $0.826 \cdot 10^{-10} \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-4}$ y T_k es la temperatura en $^\circ\text{K}$.

Para realizar el cálculo de la evapotranspiración de referencia por el método de Penman se necesita conocer la latitud y la altitud del área de estudio y la altura del anemómetro. Además se requieren los siguientes datos climatológicos: temperatura media, número real de horas de sol, velocidad del viento, humedad relativa y relación entre la velocidad del viento en el día y la velocidad por la noche.

Por último, GIS-BALAN ofrece como novedad el cálculo de la ETP mediante la fórmula de Hargreaves (Martínez-Cob y Tejero-Juste, 2004). Este método se puede emplear siempre que se disponga de valores diarios de temperatura máxima y mínima. La ETP en mm/día se calcula mediante:

$$ETP = f_c \frac{0.0864 R_a}{\lambda} (T_{\max} - T_{\min})^{0.5} (T_{\text{med}} + 17.8) \quad (17)$$

donde:

f_c es un factor que debe calibrarse (un valor de referencia es 0.0023)

λ es el calor latente de vaporización (MJ kg^{-1})

R_a es la radiación extraterrestre (W m^{-2})

T_{\max} , T_{\min} y T_{med} son las temperaturas máxima, mínima y media, respectivamente en $^\circ\text{C}$

3.1.3. Intercepción

Una parte del agua de lluvia es interceptada por la vegetación al caer, quedando retenida en la superficie de las hojas, ramas y troncos de árboles, arbustos y plantas herbáceas. De esta forma el dosel vegetal constituye un depósito aéreo con pérdidas por caída y evaporación. Cuando el depósito se llena, el agua rebosa, formándose gotas de mayor tamaño que las originales de la lluvia. Gran parte del agua almacenada es perdida rápidamente por evaporación hacia la atmósfera, por no estar sometida a fuerzas importantes de retención. Por todo ello, la intercepción supone una merma apreciable del agua de lluvia en su proceso de transformación en escorrentía.

GIS-BALAN calcula la intercepción mediante dos métodos:

Método de Horton (1919). Proporciona la expresión del volumen interceptado, I_n , a partir de una relación lineal con la precipitación total sobre el dosel, P_d :

$$I_n = S_d + \gamma \cdot P_d \quad (18)$$

donde S_d y γ son dos coeficientes empíricos que dependen del tipo de cubierta vegetal. Algunos valores de estos parámetros se recogen en la Tabla 3.1.

Puesto que la intercepción no puede ser mayor que la precipitación, la expresión anterior es sólo válida cuando la precipitación supera un cierto umbral definido por:

$$P_d > \frac{S_d}{1-\gamma} \quad (19)$$

Por debajo de este umbral, la intercepción coincide con la precipitación, es decir: $I_n = P_d$.

Tabla 3.1. Parámetros S_d y γ del modelo de Horton y Singh en función de la altura de la planta h en m (según López, 1997).

Tipo de cubierta	$S_{d(mm)}$	γ
Huertos	1,02	0,18
Bosques de fresnos	0,51	0,18
Bosques de hayas	1,02	0,18
Bosques de robles	1,27	0,18
Bosques de arces	1,02	0,18
Sauces	0,51	0,40
Pinares	1,27	0,20
Pequeas herbáceas	1,67 h	0,49 h
Trébol y praderas	0,42 h	0,26 h
Alfalfa, veza y pastos	1,67 h	0,33 h
Cereales	0,42 h	0,16 h

Método de Singh (1987). Este método supone que la intercepción alcanza su valor final de forma exponencial al aumentar la precipitación. Su expresión viene dada por:

$$I_n = S_d \left(1 - e^{-P_d/S_d}\right) + \gamma P_d \quad (20)$$

Esta expresión es aplicable siempre que $I_n \leq P_d$; en caso contrario $I_n = P_d$.

Cuando la lluvia es abundante este método coincide con el de Horton. De hecho, los resultados son similares a los proporcionados por el método de Horton, excepto en los días de precipitación escasa, en los que se observan las mayores discrepancias.

En el caso de pequeñas herbáceas, trébol, praderas, alfalfa, veza, pastos y cereales el valor de los coeficientes S_d y γ dependen de la altura de la planta.

El usuario debe indicar el tipo de cubierta vegetal, la altura de la planta en metros y el método a emplear en la ventana de entrada de datos 'INTERCEPCIÓN'. Asimismo, el usuario puede descartar la intercepción y en consecuencia desactivar esta opción, en cuyo caso, el programa la considera nula todos los días del balance.

Por otro lado, si el usuario tiene dudas sobre cuál es el tipo de cubierta vegetal, puede escoger la que juzgue mayoritaria y multiplicar por los valores de S_d y γ , unos factores de corrección que se introducen en las casillas correspondientes de la tabla de parámetros de las zonas. Por defecto estos factores son iguales a la unidad. La intercepción diaria se almacena en el vector PREIN(I), que se sustrae del de la precipitación PRE(I), actualizando las entradas de acuerdo con:

$$ENT2(I) = PRE(I) + DOTR(I) + HSUPER(I - 1) - PREIN(I) \quad (21)$$

3.1.4. Hidrología nival

La fusión de la nieve es un mecanismo adicional de generación de escorrentía. Aunque los caudales son generalmente bajos, pueden tener una larga duración. Los episodios de lluvia coincidentes con las fases de deshielo pueden producir puntas de escorrentía elevadas además de contribuir a la fusión de la nieve.

A continuación se describe la metodología utilizada por el programa SWMM (Huber y Dickinson, 1988) en la que se basa el método incorporado en GIS-BALAN que fue desarrollado por Samper *et al.* (2000).

En el código la altura de nieve se expresa en términos de altura equivalente de agua para evitar tener que trabajar con el peso específico de la capa de nieve que varía fuertemente con el tiempo entre un valor de 0.09 para la nieve nueva hasta

valores de 0.5 o superiores cuando la capa está compactada. Se supone que para temperaturas por debajo de una temperatura de referencia (TEMPNIV) la precipitación ocurre en forma de nieve. Con ello se permite la posibilidad de que pueda nevar por encima de 0°.

La magnitud de la fusión se calcula mediante una ecuación del tipo grado-día en épocas sin lluvia. En los días con lluvia se utiliza el método de Anderson del NWS (Anderson, 1973). El método se basa en el cálculo del contenido de frío de la capa de nieve. Para que se produzca la fusión, la cubierta de nieve debe estar "madura", es decir, su temperatura debe estar por encima de un valor de referencia o de base.

Puesto que el método se aplica a pequeñas cuencas, se supone que la cubierta de nieve es similar en todos los puntos de la zona y no se tiene en cuenta la variación espacial de la capa de nieve.

3.1.4.1. Factor de corrección

Las medidas de precipitación nival en pluviómetros y nivómetros suelen contener errores debidos a la compleja aerodinámica de los copos de nieve que caen en el pluviómetro. Las medidas de precipitación suelen subestimar los valores reales en un factor que varía considerablemente con la velocidad del viento y con el hecho de que el pluviómetro esté protegido del viento. Para tener en cuenta este efecto se introduce un coeficiente corrector, SCF, por el que hay que multiplicar los valores medidos de la altura de nieve.

Anderson (1973) presenta valores de este coeficiente en función de la velocidad del viento y de la existencia de protección frente al viento. En la Figura 3.2 se muestran los valores de SCF tomados de Anderson (1973) y que han sido ajustados utilizando la función

$$SCF(u) = f_1(u) \tag{22}$$

para el caso de no protección y

$$SCF(u) = 1 + au \tag{23}$$

cuando existe protección.

El coeficiente SCF permite tener en cuenta también otras pérdidas debidas a la interceptación y la sublimación.

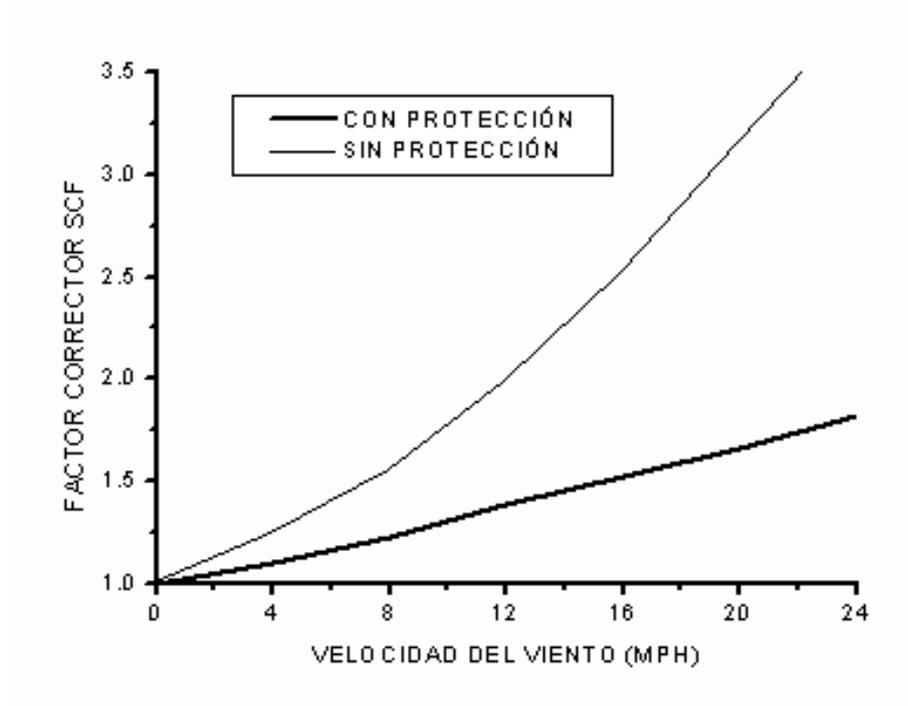


Figura 3.2. Valores del coeficiente SCF de corrección de la altura de precipitación nival (adaptadas de Anderson, 1973).

3.1.4.2. Justificación del método de cálculo

A continuación se describe la justificación del método de cálculo del deshielo que se basa en el balance de masa y energía. Los procesos que afectan al balance de calor y que pueden constituir una fuente o un sumidero de calor son:

1. Radiación solar absorbida (fuente)
2. Intercambio neto de radiación de onda larga con el ambiente (fuente o sumidero)
3. Transferencia convectiva del calor sensible del aire (fuente o sumidero)

4. Aporte de calor latente de vaporización al producirse condensación, o bien el recíproco, sumidero de calor por sublimación.
5. Calor advectivo de la lluvia (fuente) y el calor de fusión si la lluvia se congela.
6. Conducción de calor procedente del terreno (fuente o sumidero).

Aunque varían a lo largo del tiempo, los cuatro primeros términos son en general los más importantes. El balance neto de estos flujos térmicos es igual al cambio de la cantidad de calor almacenado en la cubierta de nieve.

Se dice que una cubierta de nieve está madura cuando una fuente adicional de calor da lugar a la generación de escorrentía de líquido. La lluvia tiende a madurar una cubierta de nieve ya que libera su calor latente de fusión al congelarse en la nieve subhelada.

La predicción de la fusión de la nieve puede obtenerse a partir del balance de calor. Los métodos basados en el balance energético son los más precisos ya que se basan en la evaluación de cada uno de los términos. Sin embargo, requieren disponer de las variables meteorológicas (radiación, temperatura del aire, humedad relativa y velocidad del viento). A su vez es necesario conocer la densidad, rugosidad de la superficie así como otros parámetros de la topografía y la vegetación. Dada la dificultad de disponer de todos estos datos su variabilidad espacial, se han propuesto una serie de métodos simplificados. Uno de ellos es el propuesto por Anderson (1973) del NWS. Es interesante destacar que Anderson encontró que los resultados del modelo del balance energético no eran significativamente mejores que los proporcionados por métodos más sencillos como el método del grado-día y del índice de temperatura. Las máximas similitudes entre el método del balance energético y los métodos simplificados se encontraron en cuencas de bosques densos.

3.1.4.3. Cálculo de la fusión

El método de Anderson (1973) considera dos situaciones para la fusión: con y sin lluvia. En presencia de lluvia (mayor de 2.5 mm en 6 horas) se justifican una

serie de simplificaciones e hipótesis para los términos del balance (radiación nula, temperatura de la superficie de la nieve = 0 °C, temperatura de rocío igual a la temperatura de la lluvia y a la temperatura del aire). La tasa de fusión, SMELT, en pulgadas/hora, se calcula mediante:

$$SMELT = (T - 32) \left(1.167 \cdot 10^{-3} + SGAMMA \cdot UADJ + 0.007 \cdot P \right) + 8.5 \cdot UADJ \cdot (EA - 0.18) \quad (24)$$

donde:

T = Temperatura del aire (°F)

SGAMMA = 7.5 GAMMA (pulgadas de Hg/°F)

GAMMA = Constante psicrométrica (pulgadas de Hg/°F)

UADJ = función de viento (pulgadas/hora)

P = Intensidad de lluvia (pulgadas/hora)

EA = Presión de vapor saturante a la temperatura del aire (pulgadas de Hg).

La constante psicrométrica, GAMMA, se calcula mediante

$$GAMMA = 3.59 \cdot 10^{-4} PA \quad (25)$$

donde PA es la presión atmosférica (pulgadas de Hg) que se puede calcular en función de la cota topográfica z:

$$PA = 29.9 - 1.02 \cdot 10^{-3} z + 3.2 \cdot 10^{-3} \left(\frac{z}{1000} \right)^{2.4} \quad (26)$$

donde z es la cota media de la zona homogénea (pies).

La función de viento, UADJ, tiene en cuenta el transporte turbulento del calor sensible y del vapor según Anderson (1973) se calcula mediante:

$$U_{ADJ} = 0.006 u \quad (27)$$

donde u es la velocidad media del aire en millas/hora a una altura de 0.5 m sobre la superficie de la nieve. En la práctica se utilizan los datos de velocidad de viento sin introducir la corrección por la altura del anemómetro.

La presión de vapor saturante, EA , se puede calcular mediante una aproximación exponencial

$$EA = 8.1175 \cdot 10^6 \exp \left[-\frac{7701.544}{TA + 405.0265} \right] \quad (28)$$

donde EA se expresa en pulgadas de Hg y TA en °F.

En periodos sin lluvia la tasa de fusión se calcula a partir de una función lineal de la diferencia entre la temperatura del aire, TA , y una temperatura base, $TBASE$, utilizando una expresión del tipo grado-día o índice de temperatura:

$$SMELT = DHM \cdot (TA - TBASE) \quad (29)$$

donde TA y $TBASE$ se expresan en °F y DHM es el factor de fusión (en pulgadas/hora °F). En zonas rurales DHM toma valores entre 1.4 y 6.9 mm/día.°C.

El valor de $TBASE$ permanece constante a lo largo del tiempo, mientras que el factor DHM varía a lo largo del año de forma periódica siendo su valor mínimo $DHMIN$ el día 21 de diciembre y su máximo $DHMAX$ el día 21 de junio:

$$DHM = \frac{DHMAX + DHMIN}{2} + \frac{DHMAX - DHMIN}{2} \operatorname{sen} \left[\frac{\pi}{182} (D - 81) \right] \quad (30)$$

donde D es el número de día del año (comenzando el 1 de enero). No se consideran los años bisiestos.

3.1.4.4. Intercambio de calor durante fases sin deshielo

Cuando las condiciones meteorológicas no permiten la fusión de la nieve el intercambio de calor con la atmósfera puede enfriar o calentar la cubierta de nieve. La diferencia entre el contenido de calor de la cubierta de nieve y el correspondiente a la temperatura base se denomina "contenido en frío" de la cubierta. Normalmente se expresa en altura equivalente de agua. Es decir, un contenido en frío de 2.5 mm es equivalente a la cantidad de calor necesario para fundir una altura de 2.5 mm de nieve. De acuerdo con Anderson (1973) el intercambio de calor necesario para modificar el contenido en frío es proporcional a la diferencia entre la temperatura del aire TA y un índice de temperatura antecedente, ATI , indicativo de la temperatura de la capa superficial de la cubierta de nieve. El valor actualizado del índice ATI en un período de tiempo i , ATI_i se calcula mediante

$$ATI_i = ATI_{i-1} + TIPM(TA_i - ATI_{i-1}) \quad (31)$$

donde los índices de temperatura ATI_i y ATI_{i-1} y la temperatura TA_i se expresan en °F y $TIPM$ es un parámetro del índice de temperatura antecedente que toma valores entre 0 y 1. Este parámetro está relacionado con el espesor de la capa superficial de la nieve. Valores de $TIPM$ por debajo de 0.1 tienden a dar un peso significativo a las temperaturas observadas durante la semana anterior y corresponderían a una capa más gruesa que la correspondiente a valores de $TIPM$. De acuerdo con Anderson (1973), $TIPM = 0.5$ es un valor razonable para cuencas naturales, si bien existen evidencias de que valores inferiores a 0.5 pueden ser más apropiados.

El contenido en frío se actualiza a partir del índice de temperatura antecedente mediante

$$DCOLC = RNM \cdot DHM \cdot (ATI - TA) \cdot DELT \quad (32)$$

donde:

$DCOLC$ = cambio en el contenido en frío (en pies de altura de agua)

RNM = relación (ratio) entre el coeficiente negativo de la fusión y el coeficiente a la fusión

DHM = Coeficiente de fusión (pies/s·°F)

TA = Temperatura del aire (°F)

ATI = Índice de temperatura antecedente (°F)

DELTA = Intervalo de tiempo (s)

Hay que indicar que el contenido de frío aumenta (DCOLDC es positivo) cuando la temperatura del aire es menor (más fría) que la del índice de temperatura anterior. Puesto que la transferencia de calor en días sin fusión de nieve es mucho menor que en los días con fusión, Anderson propone utilizar un "coeficiente negativo de fusión" en el cálculo del intercambio de calor. En el modelo SWMM el coeficiente negativo de fusión RNM se calcula como una fracción, RNM, del coeficiente de fusión, DHM. Un valor típico de RNM es 0.6.

Cuando se añade calor a una cubierta de nieve cuyo contenido en frío es nulo, se produce la fusión. Sin embargo, la escorrentía sólo se produce cuando el contenido de agua líquida de la cubierta de nieve excede el valor de a la capacidad de retención de agua libre.

El contenido de frío, COLDC, se expresa en términos de altura equivalente de agua.

3.1.4.5. Generación de escorrentía

La fusión de la nieve no garantiza que se produzca escorrentía de agua ya que la cubierta de nieve se comporta como un medio poroso y por tanto tiene una determinada capacidad de retención de agua libre. Esta capacidad de retención se supone que es constante e igual a una fracción, FWFRAC, de la altura de la nieve, WSNOW. La cubierta de nieve debe almacenar una cantidad de agua líquida mayor que esta capacidad de retención antes de que se produzca escorrentía, es decir, la escorrentía producida por la nieve es nula si la altura de agua libre, FW, es menor que FWFRAC·WSNOW. Cuando $FW = FWFRAC \cdot WSNOW$, la cubierta de nieve está totalmente madura.

La inclusión del concepto de capacidad de retención de agua libre retrasa y atenúa la generación de la escorrentía. El valor de FWFRAC es normalmente menor que 0.1 y frecuentemente está comprendido entre 0.02 y 0.05 para cubiertas de nieve de gran espesor ($WSNOW > 25.4$ mm). Sin embargo, Anderson (1973) indica que un valor de FWRAC = 0.25 es razonable para cubiertas de nieve someras.

Si además de la fusión de la nieve hay lluvia, ésta se añade a la cantidad de agua libre. Si no se produce fusión de la nieve, no se libera agua libre, permaneciendo el agua almacenada hasta que la cubierta de nieve alcance condiciones de madurez. El agua libre no se incluye en los cálculos del cambio de contenido de frío.

Al igual que el modelo SWMM, se supone que la nieve no altera las propiedades de infiltración del suelo. Una vez generada la escorrentía, el agua líquida puede estar sometida a los procesos de evapotranspiración.

3.1.5. Recarga en tránsito directa

Una vez calculada la evapotranspiración potencial ETP(I) y actualizadas las variables nivales, se determina la recarga en tránsito directa PED(I), que es la porción de agua que atravesaría instantáneamente el suelo llegando directamente a la zona no saturada. La recarga en tránsito directa se calcula como una fracción del total de agua disponible para entrar en el suelo antes de sufrir evaporación, es decir, el valor de ENT(I) en la ecuación 4, descontando la intercepción. El programa GIS-BALAN contempla cuatro opciones para el flujo preferente. La primera de ellas supone la ausencia de recarga en tránsito directa.

En la segunda opción los mecanismos de recarga en tránsito directa corresponden a los casos de: a) Riego por inundación, o b) Existencia de macroporos o vías preferenciales de flujo a través del suelo – que se aplica en los días sin riego-. Si hay riego (caso a), el flujo preferente se calcula como una fracción (CKRD) del agua de riego. El coeficiente de proporcionalidad CKRD es un dato de entrada al programa y, puede variar entre 0 (para el caso en el que no se recarga nada de agua) y 1 (para el caso hipotético de que se recargase la totalidad del agua de riego). Este parámetro carece de sentido físico, por lo que debe

obtenerse mediante calibración. El valor de la recarga en tránsito directa PED(I) se calcula según la expresión:

$$PED(I) = CKRD \cdot DOTR(I) \quad (33)$$

En los días sin riego – también dentro de la segunda opción -, se supone que el flujo preferente existe a través de macroporos que configuran unas zonas preferenciales de flujo de agua a través del suelo. La recarga en tránsito directa es tanto mayor cuanto mayor sea el contenido de humedad del suelo al inicio del día (HUMEF(I-1)). Este mecanismo comienza a funcionar si este contenido de humedad inicial supera un valor umbral establecido como:

$$HCC23 = \frac{2}{3}(CC - PM) + PM \quad (34)$$

donde CC es la capacidad de campo y PM el punto de marchitez. Para cada día se determina una función FHUM que depende del contenido de humedad del suelo en el día anterior. Esta función vale cero cuando el contenido de humedad es igual o menor al valor umbral (HCC23), y vale 1 cuando el contenido de humedad del suelo es igual a la porosidad (HPOR) y para contenidos de humedad intermedios su valor viene dado por:

$$FHUM = 1 - \exp \left[-3 \frac{HUMEF(I - 1) - HCC23}{HPOR - HCC23} \right] \quad (35)$$

Esta función se muestra en la Figura 3.3a. En esta segunda opción la recarga en tránsito directa es una fracción del volumen de agua susceptible de entrar en el suelo (ENT(I)), y se determina de la forma:

$$PED(I) = CKRD \times FHUM \times ENT2(I) \quad (36)$$

La tercera opción corresponde a la hipótesis de que la recarga en tránsito directa se produce cuando las condiciones de humedad del suelo son tan bajas que por agrietamiento puede producirse infiltración directa del agua aportada al suelo. En este caso la recarga sólo se produce cuando las entradas de agua al suelo en

este periodo (ENT) superan al valor de la ETP. Se aplica al agua que no es evapotranspirada, y sólo cuando el grado de humedad del suelo en el periodo anterior HUMEF (I-1) es inferior a un valor umbral. Este valor umbral se define como una fracción FRD de la reserva útil definida como la diferencia entre capacidad de campo CC y el punto de marchitez PM. Por tanto, se produce recarga en tránsito directa si:

$$\text{HUMEF}(I-1) < \text{PM} + \text{FRD} (\text{CC}-\text{PM}) \quad (37)$$

y su magnitud viene dada por:

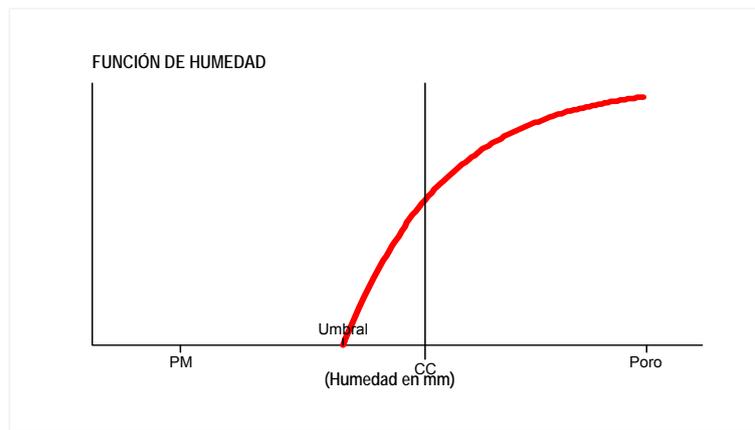
$$\text{PED} (I) = \text{CKRD} \cdot [\text{ENT} (I) - \text{ETP} (I)] \cdot \text{G}[\text{HUMEF} (I - 1)] \quad (38)$$

donde $\text{G}[\text{HUMEF}(I-1)]$ es una función exponencial decreciente del grado de humedad que vale 1 cuando $\text{HUMEF} (I-1) = \text{PM}$ y 0 cuando $\text{HUMEF} (I-1) = \text{PM} + \text{FRD} \cdot (\text{CC}-\text{PM})$. Esta función se muestra en la Figura 3.3b. Esta opción de recarga en tránsito directa requiere dos parámetros, CKRD y FRD, cuyos valores están necesariamente comprendidos entre 0 y 1.

La cuarta opción denominada "por inundación como porcentaje" es una variante de la opción 2. El flujo preferente se calcula como porcentaje del encharcamiento en aquellos días en que no hay dotación de riego: $\text{PED}(I) = \text{CKRD} \times \text{HSUPER}(I)$

Si hay dotación de riego se emplea de nuevo la Ecuación (33).

a)



b)

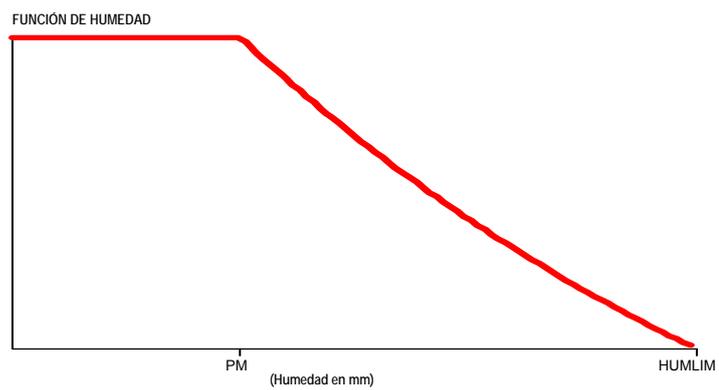


Figura 3.3. Evolución general de la función de humedad con respecto al contenido de humedad del suelo para el caso de: a) opción 2, sin riego (recarga a través de macroporos), y b) opción 3 (recarga por fisuras) (adaptada de Samper *et al.*, 1999).

3.1.6. Escorrentía superficial

Cuando se produce recarga en tránsito directa, su magnitud PED(I) se sustrae de las posibles entradas calculadas en la Ecuación 4. Las entradas actualizadas ENT3(I), disponibles después de tener en cuenta la recarga en tránsito directa y la intercepción se calculan mediante:

$$ENT3(I) = PRE(I) - PREIN(I) + DOTR(I) + HSUPER(I-1) - PED(I) \quad (39)$$

Para el cálculo de la escorrentía superficial GIS-BALAN incorpora dos opciones. La primera se basa en el método del Número de Curva, incorporado recientemente. La segunda utiliza un mecanismo inspirado en la ley de Horton y en la función de pérdidas de Holtan (Hoggan, 1989). En esta segunda opción, la capacidad de infiltración del suelo decrece con el grado de humedad del suelo. GIS-BALAN utiliza una función parabólica de segundo grado. De esta forma la capacidad de infiltración, CI, es igual a CIM1 cuando el contenido de humedad, coincide con el punto de marchitez. Cuando el contenido de humedad HUMEF(I-1), es superior a la capacidad de campo, la capacidad de infiltración es constante e igual a un valor CIM0, siendo CIM0 < CIM1. Entre el punto de marchitez y la capacidad de campo la capacidad de infiltración depende de HUMEF (I-1) de acuerdo con:

$$CI = CIM0 + (CIM1 - CIM0) \cdot \left[\frac{HUMEF(I-1) - PM}{CC - PM} - 1 \right]^2 \quad (40)$$

Esta función se muestra en la Figura 3.4. El mecanismo de generación de escorrentía de Horton supone que se produce escorrentía superficial sólo cuando la cantidad de agua disponible en superficie supera la capacidad de infiltración, es decir, cuando $ENT3(I) > CI$. En dicho caso, la magnitud de la escorrentía, ESCO(I), viene dada por la diferencia entre ENT3(I) y CI, es decir

$$ESCO(I) = ENT3(I) - CI \quad (41)$$

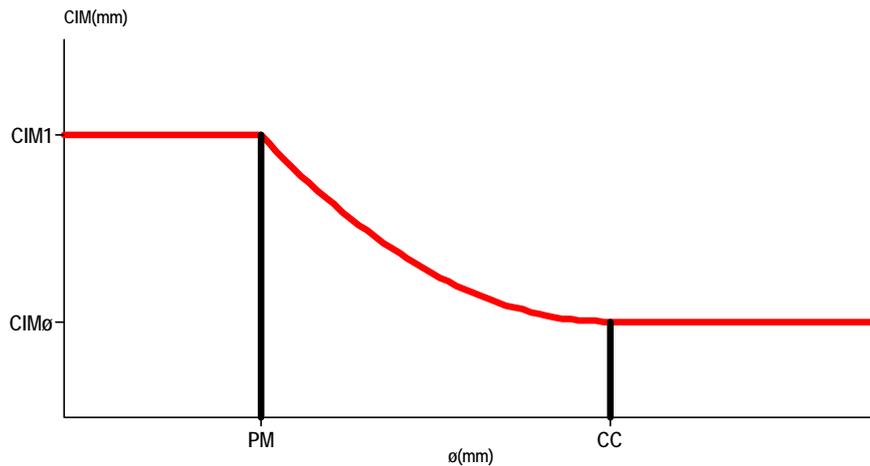


Figura 3.4. Evolución de la capacidad de infiltración con el contenido de humedad del suelo según la ley de Horton.

Una vez contabilizada la escorrentía superficial, las entradas de agua disponibles se actualizan restándoles la magnitud de la escorrentía, ESCO(I), es decir,

$$ENT4(I) = PRE(I) - PREIN(I) + DOTR(I) + HSUPER(I - 1) - PED(I) - ESCO(I) \quad (42)$$

Existen otros métodos de cálculo de la escorrentía superficial como el de la función exponencial de pérdidas (Hoggan, 1989) o el del Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos (SCS, 1975) basado en el método del número de curva N.

El método del número de curva es un procedimiento empírico propuesto por el Servicio de Conservación de Suelos de EE.UU. que proporciona la escorrentía a través de una serie de parámetros de la cuenca. El método se basa en plantear la proporcionalidad entre pérdidas y precipitaciones:

$$\frac{F}{S} = \frac{Pn}{P} \quad (43)$$

donde P= precipitación total, F= retención, S= capacidad máxima de abstracción y Pn= precipitación neta (o escorrentía superficial). La capacidad máxima de

abstracción es la retención potencial máxima y depende de la vegetación, la pendiente y el tipo de suelo.

Puesto que $F = P - P_n$, se deduce que

$$P_n = \frac{P^2}{P + S} \quad (44)$$

Teniendo en cuenta que existe un umbral de precipitación, P_o , antes de que se produzca la escorrentía, debido a las pérdidas por intercepción, infiltración y detención superficial, la precipitación que se debe considerar es $(P - P_o)$ y por tanto:

$$P_n = \frac{(P - P_o)^2}{P - P_o + S} \quad (45)$$

Para estimar el valor de P_o se emplea el número de curva, N . Empíricamente se ha llegado a que P_o en cm viene dado por:

$$P_o = 5080 / N - 50.8 \quad (46)$$

donde N es el número de curva. El valor de N está comprendido entre 0 y 100. Si N toma el valor 100 toda el agua de lluvia constituye escorrentía superficial. Si vale 0, toda el agua se infiltra. El valor de N está tabulado en función del tipo de uso, del tipo de tratamiento agrícola y de las condiciones hidráulicas del suelo. Para condiciones de sequía o lluvias intensas hay que corregir los valores de N en función de la lluvia caída en los cinco días anteriores al comienzo del aguacero. Empíricamente se ha observado que la capacidad máxima de abstracción, S , es aproximadamente igual a $5P_o$. Por tanto, la precipitación neta P_n se calcula mediante la expresión:

$$P_n = \frac{(P - P_o)^2}{(P + 4P_o)} \quad (47)$$

En la terminología de GIS-BALAN:

$$P = \text{PRE}(I)$$

$P_n = \text{ESCO}(I)$

$P_o = \text{PREUMBR}$

$N = \text{CURVNUM}$

El método del Número de Curva es sólo aplicable a aguaceros completos que pueden durar varios días. No obstante el método implementado en GIS-BALAN contempla la posibilidad de distribuir la escorrentía en intervalos de un día.

Puesto que el método sólo precisa conocer los valores de la precipitación, GIS-BALAN calcula la escorrentía antes de realizar el balance. Una vez contabilizada la escorrentía superficial, GIS-BALAN actualiza, a medida que va realizando el balance, las entradas de agua disponible restando a las entradas la magnitud de $\text{ESCO}(I)$.

3.1.7. Evapotranspiración real

Existe un gran número de fórmulas en la bibliografía científica para relacionar la evapotranspiración real ETR con la potencial ETP. Entre ellas, GIS-BALAN utiliza aquellas que requieren un menor número de parámetros, ya que en general éstos son difíciles de calibrar. En estas fórmulas la relación ETR/ETP es una función de la entrada de agua disponible $\text{ENT4}(I)$ y del déficit hídrico $\text{DH}(I)$, que se define como la diferencia entre el contenido de humedad correspondiente a la capacidad de campo CC y el contenido de humedad del suelo HUM. Si las entradas $\text{ENT4}(I)$ son mayores que la ETP, o el déficit hídrico $\text{DH}(I)$ es menor que 0 (es decir, el suelo contiene más agua que el valor de la capacidad de campo) la evapotranspiración real es, independientemente del método que se utilice:

$$\text{ETR}(I) = \text{ETP}(I)$$

Cuando las entradas son menores que la $\text{ETP}(I)$ y el déficit hídrico no supera el valor de la capacidad de campo CC, se aplica uno de los 4 métodos siguientes.

3.1.7.1. Opción 1. Método de Penman-Grindley

La ETR se determina en función de que el déficit hídrico sea mayor o menor que un valor umbral de déficit CRPG que toma valores entre 0 y CC-PM (Figura 3.5a):

$$ETR(I) = ENT4(I) + CEPG \times (ETP(I) - ENT4(I)) \quad \text{si } DH(I) > CRPG \quad (48)$$

$$ETR(I) = ETP(I) \quad \text{si } DH(I) \leq CRPG \quad (49)$$

En el primer caso, la ETR(I) es siempre mayor que las entradas, y este incremento viene definido por el parámetro CEPG que varía entre 0 y 1 (ETR(I) = ENT4).

3.1.7.2. Opción 2. Método lineal

Se distinguen dos comportamientos de la curva, dependiendo de si el déficit hídrico actualizado con las entradas del periodo (o sea, $DH(I) - ENT4(I)$) es menor o mayor que un valor umbral de déficit CBML definido en la entrada de datos (Figura 3.5b).

$$ETR(I) = ETP(I) [1 - ((DH(I) - ENT4(I)) / (CBML))] \quad \text{si } DH(I) - ENT4(I) \leq CBML \quad (50)$$

$$ETR(I) = 0 \quad \text{si } DH(I) - ENT4(I) > CBML \quad (51)$$

donde CBML es un parámetro que toma valores entre 0 y CC-PM.

3.1.7.3. Opción 3. Método exponencial

Al igual que en el método anterior, se trabaja con déficits hídricos actualizados con la entrada de agua del periodo considerado. Para un valor umbral de déficit hídrico CEME, se distinguen dos comportamientos (Figura 3.5c):

$$\text{ETR(I)} = 1.9 \times \text{ETP(I)} \times \text{EXP}[-0.6523 ((\text{DH(I)} - \text{ENT4(I)}) / \text{CEME})] \quad (52)$$

si $\text{DH(I)} - \text{ENT4(I)} > \text{CEME}$

$$\text{ETR(I)} = \text{ETP(I)} \quad (53)$$

si $\text{DH(I)} - \text{ENT4(I)} < \text{CEME}$

3.1.7.4. Opción 4. Método de Penman-Grindley modificado

Difiere de la opción 1 en que:

$$\text{ETR(I)} = \text{ENT4(I)} + \text{CEPG} \times [\text{ETP(I)} - \text{ENT4(I)}] \times [1 - \text{DH(I)} / (\text{CC} - \text{PM})] \quad (54)$$

si $\text{DH(I)} > \text{CRPG}$

$$\text{ETR(I)} = \text{ETP(I)} \quad (55)$$

si $\text{DH(I)} < \text{CRPG}$

La evolución de la curva ETR / ETP frente al contenido de humedad del suelo en este caso se muestra en la Figura 3.5d.

Hay que indicar que tras aplicar los métodos de cálculo de la ETR, es posible que la cantidad de agua que se evapotranspira llegue a ser mayor que el volumen susceptible de ser evapotranspirado ($\text{ETR(I)} > \text{HUMEF(I-1)} + \text{ENT4(I)} - \text{PM}$). Para evitar que esto ocurra, el programa actualiza la ETR en este caso, asignándole entonces el valor de:

$$\text{ETR(I)} = \text{HUMEF(I-1)} + \text{ENT4(I)} - \text{PM} \quad (56)$$

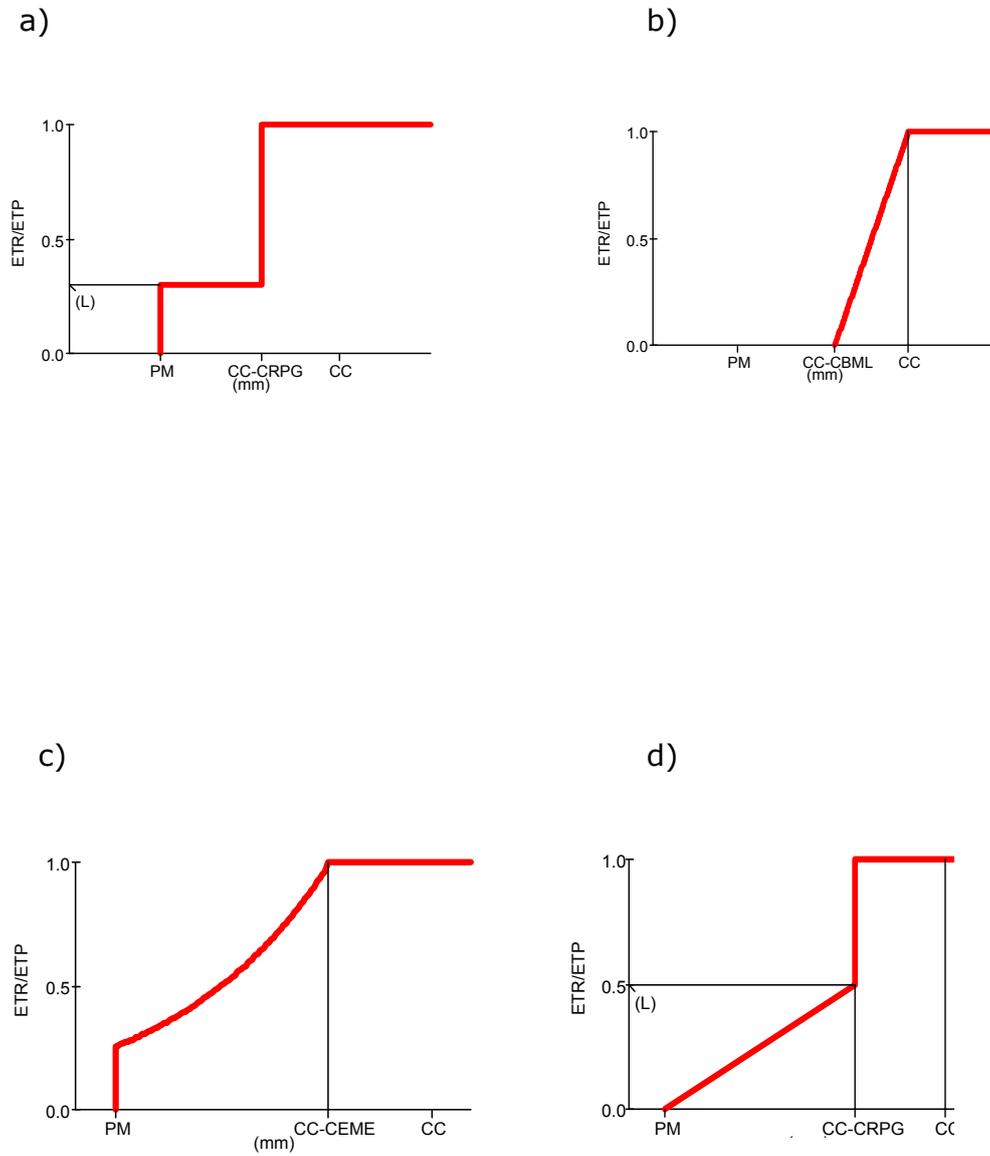


Figura 3.5. Variación de la relación $ETR(I) / ETP(I)$ en función del déficit hídrico en el suelo para los cuatro métodos de cálculo de la ETR.

3.1.8. Recarga en tránsito diferida

Después de calcular la evapotranspiración real, GIS-BALAN actualiza el contenido de humedad del suelo de la siguiente forma:

$$\text{HUM1} = \text{HUMEF} (I - 1) + \text{ENT4} (I) - \text{ETR} (I) \quad (57)$$

donde ENT4(I) viene dado por la Ecuación (42), HUMEF(I-1) es el contenido de humedad al principio del día I (que coincide con el existente al final del día anterior) y HUM1 es el valor actualizado del contenido de humedad. El cálculo de la recarga en tránsito diferida se realiza utilizando este valor actualizado de la humedad. La recarga en tránsito diferida PEDIF(I) se calcula teniendo en cuenta que:

- a) sólo existe recarga en tránsito cuando el contenido de humedad es mayor que la capacidad de campo.
- b) la recarga en tránsito no puede exceder la permeabilidad vertical del suelo.
- c) la recarga en tránsito crece con la diferencia entre el contenido de humedad del suelo y el correspondiente a capacidad de campo.

Con estas premisas, GIS-BALAN calcula esta componente PEDIF(I) con uno de los tres métodos que se describen a continuación.

3.1.8.1. Opción 1

Es el método convencional según el cual PEDIF(I) varía linealmente en tres tramos diferentes (véase la Figura 3.6a):

$$\text{PEDIF}(I) = \begin{cases} 0 & \text{si } \text{HUM1} < \text{CC} \\ \text{HUM1} - \text{CC} & \text{si } \text{CC} \leq \text{HUM1} < \text{CC} + \text{KV} \\ \text{KV} & \text{si } \text{HUM1} \geq \text{CC} + \text{KV} \end{cases} \quad (58)$$

donde KV es el producto de la permeabilidad vertical del suelo K_v por Δt , siendo Δt igual a 1 día. KV se expresa en mm.

3.1.8.2. Opción 2

El segundo método es una variante de la opción anterior en la que se distinguen dos posibles casos dependiendo de si la porosidad HPOR es menor o mayor que CC+KV :

1) Cuando la porosidad total HPOR es menor que CC + KV se tiene (Figura 3.6b):

$$\text{HREC(I)} = 0 \quad \text{si HUM1} < \text{CC} \quad (59)$$

$$\text{HREC(I)} = (\text{HUM1} - \text{CC})^2 / (\text{POR} - \text{CC}) \quad \text{si } \text{CC} < \text{HUM1} < \text{HPOR} \quad (60)$$

$$\text{HREC(I)} = \text{HUM1} - \text{CC} \quad \text{si } \text{HPOR} < \text{HUM1} < \text{CC} + \text{KV} \quad (61)$$

$$\text{HREC(I)} = \text{KV} \quad \text{si } \text{HUM1} > \text{CC} + \text{KV} \quad (62)$$

2) Cuando la porosidad total HPOR es mayor que CC + KV, la recarga viene dada por (Figura 7c):

$$\text{HREC(I)} = 0 \quad \text{si HUM1} < \text{CC} \quad (63)$$

$$\text{HREC(I)} = (\text{HUM1} - \text{CC})^2 / \text{KV} \quad \text{si } \text{CC} < \text{HUM1} < \text{CC} + \text{KV} \quad (64)$$

$$\text{HREC(I)} = \text{KV} \quad \text{si } \text{HUM1} > \text{CC} + \text{KV} \quad (65)$$

3.1.8.3. Opción 3

El tercer método se basa en la curva logística y presenta la ventaja sobre los anteriores de proporcionar una expresión continua de la recarga en tránsito en función del contenido de humedad. Para HUM1 próximo a CC la recarga en tránsito es próxima a cero mientras que para HUM1 próximo a la porosidad, tiende a un valor próximo a la permeabilidad vertical (Figura 3.6d). La expresión de la recarga en tránsito viene dada por:

$$PEDIF(I) = \frac{KV}{1 + \beta \exp\left(-\frac{HUM1}{\alpha}\right)} \quad (66)$$

donde α y β son dos parámetros cuyos valores vienen dados por

$$\alpha = (POR - CC) / 4 \quad (67)$$

$$\beta = \exp\left(2 + \frac{CC}{\alpha}\right) \quad (68)$$

Una vez calculada la recarga en tránsito diferida, el contenido de humedad al final del periodo I se obtiene de la siguiente ecuación:

$$HUMEF(I) = HUMEF(I-1) + PRE(I) - PREIN(I) + DOTR(I) + HSUPER(I-1) - PED(I) - ESCO(I) - ETR(I) - PEDIF(I) \quad (69)$$

Si este contenido de humedad es superior al correspondiente a suelo saturado HPOR, el suelo no es capaz de absorber toda el agua y se puede producir por tanto encharcamiento. El excedente de agua, igual a $HUMEF(I) - HPOR$, se asigna al encharcamiento (HSUPER):

$$HSUPER(I) = HUMEF(I) - HPOR \quad (70)$$

El volumen de agua encharcada se añade a las entradas del día siguiente.

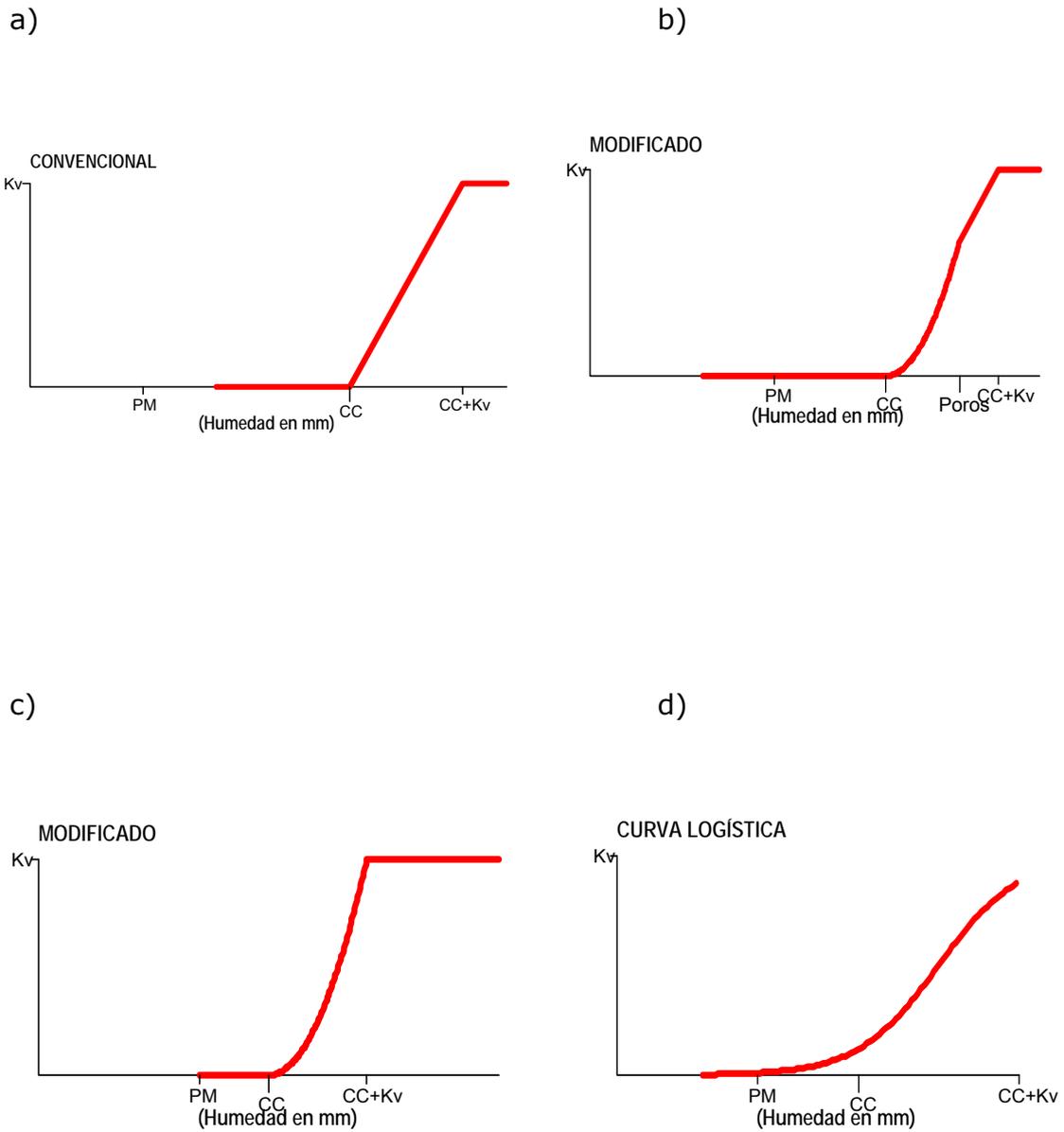


Figura 3.6. Recarga en tránsito diferida en función del contenido de humedad del suelo en los diferentes métodos de cálculo.

3.2. Balance en la zona no saturada

La recarga en tránsito total P_e viene dada por la suma de la recarga directa PED(I) y la diferida PEDIF(I). La recarga en tránsito constituye la entrada de agua al depósito inferior correspondiente a la zona no saturada. Para el cálculo de los caudales de flujo hipodérmico Q_h y percolación Q_p , GIS-BALAN incorpora los métodos que se describen a continuación.

3.2.1. Método de balance explícito

Una vez actualizado el volumen en la zona no saturada, teniendo en cuenta la entrada P_e , los caudales de salida horizontal por flujo hipodérmico Q_h y vertical por percolación Q_p se calculan mediante las siguientes expresiones:

$$Q_h = \alpha_h V_h \quad (71)$$

$$Q_p = K_v + \alpha_p V_h \quad (72)$$

donde V_h es el volumen de agua (por unidad de superficie) almacenada en la zona no saturada, α_h y α_p son los coeficientes de agotamiento del flujo hipodérmico y percolación, respectivamente y K_v es la conductividad hidráulica vertical del medio no saturado. La expresión para el flujo hipodérmico es similar a la propuesta por otros autores (véase Carrera *et al.*, 1989). De hecho α_h se puede relacionar con la conductividad hidráulica horizontal y la porosidad drenable de la zona no saturada, K_h y m_{ns} , con la pendiente media del terreno i y con la distancia entre la cumbre y el fondo de la ladera, L , a través de:

$$\alpha_h = \frac{2K_h i}{L m_{ns}} \quad (73)$$

La formulación del flujo de percolación Q_p en la Ec. (72) responde a suponer que, debido a la existencia de horizontes poco permeables, en la zona no saturada pueden presentarse niveles colgados. En estas condiciones, el flujo vertical puede aproximarse mediante la Ley de Darcy:

$$Q_p = K_v \frac{(y_h + p)}{p} \quad (74)$$

donde y_h es la altura de lámina de agua en el acuífero colgado y p es la distancia entre la base del nivel colgado y el nivel freático regional. A partir de esta expresión y teniendo en cuenta que el volumen V_h y la altura y_h están relacionadas mediante $V_h = m_{ns} y_h$, se obtiene la Ecuación (72), en la que α_p viene dado por:

$$\alpha_p = \frac{K_v}{p m_{ns}} \quad (75)$$

El método explícito tradicional empleado para realizar el balance en la zona no saturada consiste en:

- a) Suponer el flujo hipodérmico Q_h proporcional al volumen de agua V_h presente en la celda al iniciarse el período de cálculo (teniendo en cuenta la recarga en tránsito que desciende desde el suelo edáfico): $Q_h = \alpha_h \cdot V_h$
- b) Actualizar el contenido de humedad en la celda: $V_h = V_h - Q_h$
- c) Calcular el caudal de percolación Q_p de modo análogo y actualizar de nuevo el contenido de agua en la zona vadosa:

$$Q_p = \alpha_p \cdot V_h \Rightarrow V_h |^{act} = V_h - Q_p \quad (76)$$

Por último, se comprueba si puede fluir más agua hacia el acuífero en función de la permeabilidad existente en la zona vadosa. Para ello, se comprueba si la permeabilidad vertical de la zona vadosa $K_v < V_h$, en cuyo caso, $Q_p = Q_p + K_v$ y se actualiza otra vez el contenido de agua en la celda: $V_h = V_h - K_v$. Si $K_v > V_h$, Q_p adopta el valor de $Q_p + V_h$.

Todas estas variables están expresadas en mm/día, excepto los coeficientes de agotamiento que tienen unidades de días⁻¹. Como puede observarse, se trata de un método explícito en el que se obtiene el valor final de V_h mediante sucesivas actualizaciones del valor inicial.

A continuación se describe un método recientemente incorporado que resuelve la ecuación de Richards 1-D.

3.2.2. Método basado en la ecuación de Richards 1-D

GIS-BALAN ofrece la posibilidad de resolver el flujo no saturado vertical mediante la ecuación de Richards (Chow *et al.*, 1994; Muñoz y Ritter, 2005), que se puede escribir de la siguiente forma:

$$C(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} + S \quad (77)$$

donde $C = \frac{\partial \theta}{\partial \psi}$ es la pendiente de la curva de retención, θ es el contenido volumétrico de humedad, ψ la succión, t el tiempo, z la cota vertical, K la conductividad hidráulica vertical y S un término fuente/sumidero. La Ec. (77) se resuelve utilizando un esquema implícito en diferencias finitas. Hay que destacar que la Ec. (77) no considera flujo hipodérmico.

3.2.2.1. Solución numérica

GIS-BALAN utiliza una formulación implícita en diferencias finitas similar a la utilizada por el código MIKE-SHE (DHI, 2004). La formulación implícita evita los problemas de estabilidad que suelen presentarse al resolver la ecuación de flujo en la zona no saturada.

A partir de la Ec. (77), aproximando las derivadas espaciales de ψ por diferencias finitas en el paso de tiempo $n+1$ y calculando $C(\theta)$ y $K(\theta)$ para un tiempo intermedio $n+1/2$, se obtiene:

$$C_j^{n+1/2} \frac{\psi_j^{n+1} - \psi_j^n}{\Delta t} = \left[K_{j+1/2}^{n+1/2} \left(\frac{\psi_{j+1}^{n+1} - \psi_j^{n+1}}{\Delta z} \right) - K_{j-1/2}^{n+1/2} \left(\frac{\psi_j^{n+1} - \psi_{j-1}^{n+1}}{\Delta z} \right) \right] \frac{1}{\Delta z} + \frac{K_{j+1/2}^{n+1/2} - K_{j-1/2}^{n+1/2}}{\Delta z} + S_j^{n+1} \quad (78)$$

donde los subíndices se refieren a los nudos espaciales y los superíndices a los pasos de tiempo. La pendiente de la curva de retención C en el tiempo $n+1/2$ se calcula mediante la expresión:

$$C_j^{n+1/2} = \frac{C_j^{n+1} + C_j^n}{2} \quad (79)$$

La conductividad hidráulica vertical K se calcula mediante una aproximación centrada en el espacio de acuerdo con la siguientes ecuaciones:

$$K_{j+1/2}^{n+1/2} = \frac{K_{j+1}^{n+1/2} + K_j^{n+1/2}}{2} \quad (80)$$

$$K_{j-1/2}^{n+1/2} = \frac{K_j^{n+1/2} + K_{j-1}^{n+1/2}}{2} \quad (81)$$

En cada nudo j los valores de K y C se evalúan mediante un procedimiento iterativo, aproximando C^{n+1} y K^{n+1} por $C^{n+1,m+1}$ y $K^{n+1,m+1}$ respectivamente. $C^{n+1,m+1}$ y $K^{n+1,m+1}$ son las medias móviles de los coeficientes obtenidos en las iteraciones 1, 2..., m :

$$C^{n+1,m+1} = \frac{1}{2} \left(\sum_{i=1}^m \frac{C^{n+1,i}}{m} + C^{n+1,0} \right) \quad (82)$$

$$K^{n+1,m+1} = \frac{1}{2} \left(\sum_{i=1}^m \frac{K^{n+1,i}}{m} + K^{n+1,0} \right) \quad (83)$$

Esta metodología asegura la convergencia del cálculo.

Para un nudo intermedio, la formulación discreta del flujo vertical q es la siguiente:

$$q_{j+1/2}^{n+1} = -K_{j+1/2}^{n+1/2} \left(\frac{\psi_{j+1}^{n+1} - \psi_j^{n+1}}{\Delta z} + 1 \right) \quad (84)$$

El grado de saturación S_w se define con:

$$S_w = \frac{\theta}{\phi} \quad (85)$$

donde ϕ es la porosidad del terreno.

Existen en la literatura numerosas expresiones que relacionan K y S_w con la succión ψ . En GIS-BALAN se utilizan las ecuaciones de van Genuchten (1980). Estas ecuaciones pueden expresarse de la siguiente forma:

$$S_w(\psi) = S_r + (1 - S_r) \left[1 + (-\alpha\psi)^n \right]^{-m} \quad (86)$$

$$K_r(\psi) = \sqrt{S_e} \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (87)$$

donde m y S_e vienen dados por :

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad (88)$$

$$S_e = \frac{S_w - S_r}{1 - S_r} \quad (89)$$

S_r es el grado de saturación residual y n y α son coeficientes que se obtienen de ajustar las curvas a datos experimentales. m y n son adimensionales mientras que α tiene unidades de $[L^{-1}]$. La pendiente de la curva de retención de humedad, $C(\theta)$, viene dada por la siguiente ecuación:

$$C = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} = \phi(1 - S_r)mn\alpha \left[(-\alpha\psi)^{n-1} \right] \left[1 + (-\alpha\psi)^n \right]^{-m-1} \quad (90)$$

3.2.2.2. Condiciones de contorno

La Figura 3.7 muestra un esquema de la discretización del perfil vertical del terreno.

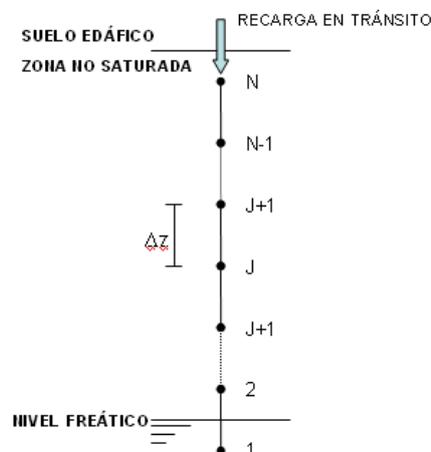


Figura 3.7. Discretización del perfil vertical del terreno en la zona no saturada.

GIS-BALAN considera que el espesor de la zona no saturada es constante. Esta hipótesis es válida también cuando las variaciones del nivel freático son pequeñas en comparación con el espesor de la zona no saturada.

La condición de contorno superior es de caudal impuesto (tipo Neuman) igual al mínimo de la recarga en tránsito y la permeabilidad vertical saturada. Esta condición se aplica entre los nudos N y $N+1$ mediante:

$$Q_{N+1/2} = \begin{cases} R_T & \text{si } R_T \leq K_S \\ K_S & \text{en caso contrario} \end{cases} \quad (91)$$

donde $Q_{N+1/2}$ es el caudal entre los nudos N y $N+1$, R_T es la recarga en tránsito y K_S es la permeabilidad vertical saturada. Cuando $R_T > K_S$, GIS-BALAN asigna la diferencia ($R_T - K_S$) al flujo hipodérmico que es descargado directamente a la atmósfera.

La condición de borde inferior es de tipo Dirichlet, fijándose una succión nula en el nivel freático (condición de saturación).

Se recomienda que la separación entre nudos, Δz , esté comprendida entre 0.01 y 0.40 m, dependiendo de la escala y el nivel de detalle del problema.

3.2.2.3. Condiciones iniciales

Existen dos opciones. Una posibilidad consiste en tomar un valor constante de la succión ψ en la columna. La otra se basa en suponer condiciones hidrostáticas, en cuyo caso ψ varía linealmente entre 0 en la superficie freática hasta el valor correspondiente a un grado de saturación del 50% y luego permanece constante.

3.3. Balance en el Acuífero

El programa GIS-BALAN calcula el volumen de agua diario que entra en el acuífero y el que se descarga subterráneamente, calculando también el nivel piezométrico. GIS-BALAN incorpora como novedad la posibilidad de considerar bombes en el acuífero y de calcular el flujo subterráneo en cada margen del cauce

separadamente. Además, se ha añadido la opción de utilizar modelos pluricelulares englobados (Sahuquillo, 1983; Pulido-Velázquez *et al.*, 2005).

3.3.1. Método de una celda

El volumen de agua V_a y la altura del nivel freático h suelen referirse a unos valores de referencia o de base, h_0 , al que corresponde un volumen V_{a0} . El volumen almacenado por encima del valor de referencia $\Delta V_a = (V_a - V_{a0})$ se relaciona con la diferencia de nivel $\Delta h = (h - h_0)$ a través de la porosidad drenable S del acuífero mediante

$$\Delta V_a = S\Delta h \quad (92)$$

El balance en el acuífero se realiza teniendo en cuenta la entrada por percolación Q_p (o recarga) y las salidas por bombeos Q_b y por descarga subterránea Q_s , que se supone proporcional a ΔV_a :

$$Q_s = \alpha_s \Delta V_a \quad (93)$$

donde α_s es el coeficiente de agotamiento del flujo subterráneo de descarga del acuífero. Su valor está relacionado con la difusividad hidráulica del medio subterráneo T/S (cociente entre transmisividad y coeficiente de almacenamiento) y con el cuadrado de una longitud característica, L , a través de una expresión del tipo (Custodio y Llamas, 1983):

$$\alpha_s = a \frac{T}{SL^2} \quad (94)$$

donde a es una constante adimensional. El volumen de agua almacenado en el acuífero al final del día I , $V_a(I)$ se obtiene a partir de

$$V_a(I) = V_a(I-1) + (Q_p - Q_b - Q_s)\Delta t \quad (95)$$

donde Δt es el intervalo de tiempo del balance (1 día). Una vez conocido el volumen final, el programa calcula el nivel freático al final del día, $h(I)$, a partir de la Ecuación (92), es decir,

$$h(I) = h_0 + \frac{V_a(I) - V_{a0}}{S} \quad (96)$$

De esta forma se puede obtener la evolución de los niveles piezométricos calculados, que pueden ser comparados con los niveles piezométricos medidos en pozos someros.

3.3.2. Método multicelda

Considerar que el acuífero se puede tratar como una sola celda, es una representación simplificada del acuífero que se puede mejorar considerando que el acuífero se compone de varias celdas entre las cuales existe un flujo cuya magnitud se obtiene aplicando la Ley de Darcy y la ecuación de continuidad.

Los datos necesarios para utilizar esta opción son la transmisividad del acuífero, su porosidad eficaz, el nivel de referencia o de desagüe, la longitud del acuífero en ambas márgenes del cauce, el número de celdas en que se subdivide, y la ubicación de los bombeos y sus valores diarios. El programa calcula el nivel piezométrico en ambas márgenes a las distancias del cauce especificadas por el usuario.

Para usar esta opción, es necesario proporcionar los niveles piezométricos iniciales en cada una de las celdas en las que se divide el acuífero.

El programa resuelve cada día la ecuación diferencial que rige el flujo en un acuífero en una dimensión:

$$S(\partial h / \partial t) = T(\partial^2 h / \partial x^2) + R - B \quad (97)$$

donde R es la recarga al acuífero (QPERCO); B es el caudal bombeado en la celda; h , es el nivel piezométrico (HACU); T , es la transmisividad del acuífero y S la

porosidad eficaz (*PACU*). Esta ecuación se resuelve con un esquema explícito en diferencias finitas.

Para las celdas intermedias se tiene que:

$$h_i^{k+1} = h_i^k + \frac{T\Delta t}{S\Delta x^2} (h_{i+1}^k + h_{i-1}^k - 2h_i^k) + \frac{(R-B)\Delta t}{S} \quad (98)$$

donde h_i^{k+1} es el nivel en la celda i en el tiempo $(k+1) \Delta t$, y Δx es el ancho de cada celda.

Para la primera celda (junto al punto de salida):

$$h_1^{k+1} = h_1^k + \frac{2T\Delta t}{S\Delta x^2} (h_0 - h_1^k) + \frac{T\Delta t}{S\Delta x^2} (h_2^k - h_1^k) + \frac{(R-B)\Delta t}{S} \quad (99)$$

donde h_0 es el nivel de referencia o de base.

Para la última celda (la más alejada):

$$h_{nc}^{k+1} = h_{nc}^k + \frac{T\Delta t}{S\Delta x^2} (h_{nc-1}^k - h_{nc}^k) + \frac{(R-B)\Delta t}{S} \quad (100)$$

De este modo, se calcula el nivel piezométrico cada día en cada celda (h_i^{k+1}), a partir de los niveles del día anterior (h_i^k), de la recarga y del caudal bombeado.

La descarga subterránea diaria, Q_s , se calcula mediante:

$$Q_s^{k+1} = \frac{2 \cdot T \cdot \Delta t (h_1^{k+1} - h_0)}{\Delta x \cdot DACU} \quad (101)$$

donde *DACU* es la longitud del acuífero en la dirección transversal al cauce en el que descarga el acuífero. Si $(h_1^{k+1} - h_0) < 0$, se toma $Q_s = 0$. El cálculo se realiza separadamente en las porciones de acuífero situadas a ambas márgenes del cauce.

El programa proporciona los niveles calculados a las distancias del río especificadas. Así mismo, el postprocesador ofrece la posibilidad de comparar los niveles calculados en un punto con los medidos (véase el Apartado 8).

3.3.3. Modelos pluricelulares englobados

GIS-BALAN permite calcular la interacción río-acuífero mediante los modelos pluricelulares englobados (MPE). Estos modelos se utilizan para evaluar los recursos hídricos cuando no se necesita un modelo de flujo detallado. Los MPE permiten considerar bombeos, recargas distribuidas o puntuales y obtener el hidrograma de niveles en cualquier punto del acuífero. Además, el error en los caudales descargados al río, en comparación con un modelo de flujo detallado, es pequeño, siendo en la mayoría de los casos menor que 1%. La interacción río-acuífero se conceptualiza como el drenaje de un conjunto infinito de embalses o celdas lineales e independientes (Sahuquillo, 1983; Pulido-Velázquez *et al.*, 2005). Los coeficientes de descarga o agotamiento de las celdas son los autovalores de un problema de autofunciones.

GIS-BALAN aplica este modelo considerando que el acuífero es homogéneo en la subcuenca y que en ambos márgenes del cauce el acuífero es una franja rectangular. El ancho de las franjas puede ser diferente. Se considera además que existe una conexión perfecta entre el río y el acuífero y que el acuífero de una subcuenca no interacciona con el de otra. GIS-BALAN considera una recarga uniformemente distribuida en la subcuenca y permite considerar bombeos y recargas. Permite además obtener el hidrograma de niveles en tantos puntos como se desee.

La solución analítica presentada por Sahuquillo (1983) se ha adaptado para un intervalo de tiempo de un día, actualizando las condiciones iniciales al comienzo de cada día.

La ecuación de flujo, bajo el supuesto de linealidad (transmisividad, coeficiente de almacenamiento y condiciones de borde constantes en el tiempo), puede expresarse como:

$$L(h) + Q(x, y) = S(x, y) \frac{\partial h}{\partial t} \quad (102)$$

donde $h = h(x, y, t)$ es el nivel piezométrico [L], $S(x, y)$ es el coeficiente de almacenamiento y L es el siguiente operador lineal:

$$L(\cdot) = \left(\frac{\partial}{\partial x}\right)\left(T_x \frac{\partial(\cdot)}{\partial x}\right) + \left(\frac{\partial}{\partial y}\right)\left(T_y \frac{\partial(\cdot)}{\partial y}\right) \quad (103)$$

donde T_x y T_y son las componentes principales del tensor de transmisividad [L^2/T].

Para acuíferos confinados o no confinados con variaciones pequeñas de nivel se puede asumir linealidad. Sahuquillo (1983) presenta la solución de la ecuación como la suma de un problema estacionario y otro transitorio. El problema estacionario se resuelve para las condiciones de contorno reales (incluyendo recargas, bombeos, etc.) y el problema transitorio se resuelve como uno de autovalores con condiciones de contorno nulas. La ecuación que expresa el problema transitorio es la siguiente:

$$L(A_i(x, y)) + \alpha_i S(x, y) A_i(x, y) = 0 \quad (104)$$

donde A_i son las autofunciones [L^{-1}] y α_i son los autovalores [T^{-1}].

Sahuquillo (1983) y Pulido-Velázquez *et al.* (2005) presentan la solución de este problema para un acuífero rectangular y homogéneo con un cauce completamente penetrante y perfectamente conectado (véase Figura 3.8).

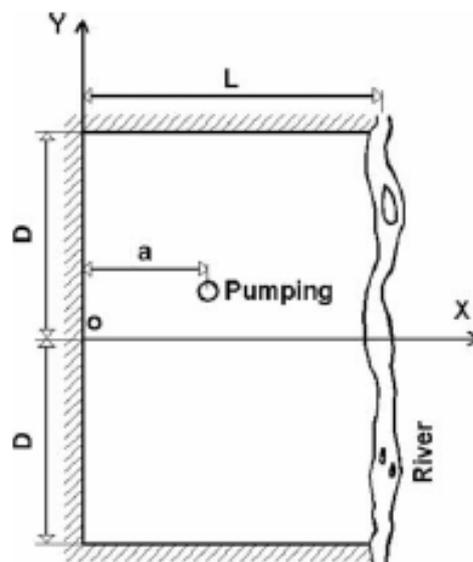


Figura 3.8. Geometría del problema. Acuífero rectangular conectado al cauce y con un bombeo. L es la distancia del cauce al borde impermeable, $2D$ es la longitud del acuífero y (a,b) es la ubicación del pozo de bombeo. Los ejes X e Y tienen el origen común en el punto medio del borde impermeable. (tomado de Pulido-Velázquez *et al.*, 2005).

Sea Q el caudal total, suma de las acciones sobre el acuífero (recargas menos bombeos):

$$Q = \int_{\Omega} Q(x, y) d\Omega \quad (105)$$

La expresión para el flujo río-acuífero, $Q_r(t)$, viene dada por:

$$\frac{Q_r(t)}{Q} = \sum_{i=0}^{\infty} b_i (1 - e^{-\alpha_i t}) \quad (106)$$

donde

$$b_i = \frac{F_i}{Q} \int_{\Omega} Q(x, y) A_i(x, y) d\Omega \quad (107)$$

$$F_i = \int_{\Omega} S(x, y) A_i(x, y) d\Omega \quad (108)$$

$$\alpha_i = \frac{\pi^2 T_x}{4SL^2} (1 + 2i)^2 \quad (109)$$

Si $S(x, y) = S$ (constante), los términos A_i y F_i dependen únicamente de la distancia al borde impermeable paralelo al río, x . Sus expresiones son las siguientes:

$$A_i(x) = \frac{1}{\sqrt{LDS}} \cos\left(\frac{1 + 2i}{2L} \pi x\right) \quad (110)$$

$$F_i = \frac{4\sqrt{LDS}}{(1 + 2i)\pi} (-1)^i \quad (111)$$

Los coeficientes b_i se obtienen sustituyendo las Ecuaciones (110) y (111) en la Ecuación (107). Para un pozo de bombeo ubicado en (a, b) se tiene que:

$$b_i = \frac{4(-1)^i}{\pi(1 + 2i)} \cos\left(\frac{1 + 2i}{2L} \pi a\right) \quad (112)$$

mientras que para una recarga distribuida se obtiene:

$$b_i = \frac{8}{\pi^2(1+2i)^2} \tag{113}$$

Este modelo se puede conceptualizar como una serie de embalses o celdas lineales con coeficientes de agotamiento α_i , siendo b_i las fracciones correspondientes a cada celda de la recarga total en el acuífero (Figura 3.9).

$Q_r(t)$ se puede aproximar mediante un número finito de términos p :

$$\left(\frac{Q_r}{Q}\right)_{aprox} = \sum_{i=0}^{p-1} b_i(1 - e^{-\alpha_i t}) + \left(1 - \sum_{i=0}^{p-1} b_i\right)(1 - e^{-\alpha_p t}) \tag{114}$$

Dependiendo del caso y de los parámetros se obtienen distintos errores en el caudal descargado al río al tomar un número finito p de términos (Tabla 3.2 y Tabla 3.3).

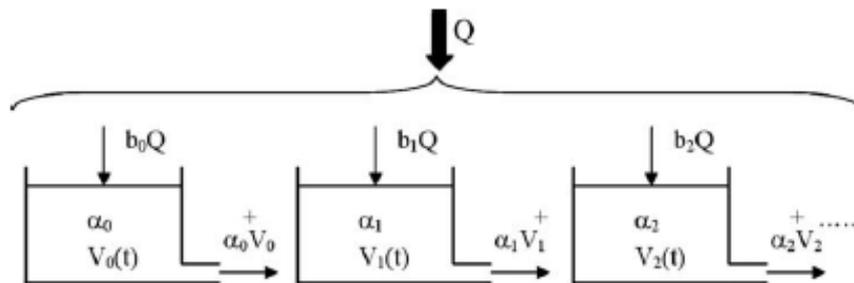


Figura 3.9. Conceptualización de los modelos pluricelulares englobados. El término *celular* se refiere a celda (figura tomada de Pulido-Velázquez *et al.*, 2005).

Tabla 3.2. Número de términos para varios errores admisibles *Err* en función de αt , para una recarga distribuida y una conexión río-acuífero perfecta (Pulido-Velázquez *et al.*, 2005).

$\alpha t \backslash Err$	0.010	0.035	0.050
10^{-5}	1		
10^{-4}			
10^{-3}	10	3	
10^{-2}	6		
10^{-1}	2		2
1			
10	1		
100			

Tabla 3.3. Número de términos para un error admisible de 0.01 en un río completamente penetrante y un bombeo puntual (Pulido-Velázquez *et al.*, 2005).

αt a/L	10^{-5}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	1	10
[0.00 - 0.30]				3			
(0.30 - 0.75]	1			8	4	2	1
(0.75 - 0.90]			20				
(0.90 - 0.95]			37	11			
(0.95 - 0.99]	188						

La Ecuación (114) se puede transformar para tener en cuenta las condiciones iniciales:

$$\left(\frac{Q_r}{Q}\right)_{approx} = \sum_{i=0}^{p-1} b_i(1 - e^{-\alpha_i t}) + \left(1 - \sum_{i=0}^{p-1} b_i\right)(1 - e^{-\alpha_p t}) + \frac{1}{Q} \sum_{i=0}^{p-1} Q_{r,i}(0) e^{-\alpha_i t} \quad (115)$$

donde

$$Q_{r,i}(0) = \alpha_i F_i l_i(0) \quad (116)$$

$$l_i(0) = \int_{\Omega} h(x,0) S A_i(x) d\Omega \quad (117)$$

$$l_i(t) = \frac{1 - e^{-\alpha_i t}}{\alpha_i} \int_{\Omega} Q A_i(x) d\Omega + l_i(0) e^{-\alpha_i t} \quad (118)$$

Las condiciones iniciales expresadas en el vector $l_i(0)$ tienen en cuenta la historia de las acciones sobre el acuífero, por lo que éstas no tienen que almacenarse.

Con este modelo se puede calcular el nivel piezométrico utilizando la siguiente ecuación:

$$h(x,t) = \sum_{i=0}^{\infty} l_i(t) A_i(x) \quad (119)$$

GIS-BALAN realiza cálculos diarios, por lo que las condiciones iniciales se calculan cada día y en la Ecuación (115) $t=1$. Entonces, la Ecuación (115) puede escribirse de la siguiente manera:

$$\left(\frac{Q_r}{Q}\right)_{approx} = \sum_{i=0}^{p-1} b_i(1 - e^{-\alpha_i}) + \left(1 - \sum_{i=0}^{p-1} b_i\right)(1 - e^{-\alpha_p}) + \frac{1}{Q} \sum_{i=0}^{p-1} Q_{ri}(0) \cdot e^{-\alpha_i} \quad (120)$$

en la que los dos primeros términos corresponden a una acción distribuida o puntual y el último a las condiciones iniciales. Los dos primeros términos son constantes, por lo que se calculan una sola vez. Se pueden definir los coeficientes RF (factor de recarga) y PF (factor de bombeo). RF viene dado por:

$$RF = \sum_{i=0}^{p-1} b_i(1 - e^{-\alpha_i}) + \left(1 - \sum_{i=0}^{p-1} b_i\right)(1 - e^{-\alpha_p}) \quad (121)$$

con b_i calculado con la Ecuación (113). PF se calcula de forma análoga pero con b_i calculado según la Ecuación (112).

Como el problema es lineal, los coeficientes RF para la recarga y PF para cada pozo de bombeo se calculan separadamente y sus contribuciones se suman en la Ecuación (120).

Para el cálculo del estado inicial, $l_i(0)$, se puede usar la Ecuación (117) o se puede asumir que en $t=0$, $h(x,0) = h_0$ (las condiciones iniciales son relevantes en los primeros meses del balance). Por lo tanto, en el primer intervalo de tiempo se obtiene:

$$l_i(0) = \frac{4h_0\sqrt{LDS}}{(2i+1)\pi} \sin\left(\frac{2i+1}{2}\pi\right) \quad (122)$$

$Q_r(t)$ (volumen descargado del acuífero) se calcula al final de cada día mediante la siguiente ecuación:

$$Q_r(t) = \sum_{i=0}^{p-1} \alpha_i \frac{4\sqrt{LDS}}{(1+2i)\pi} (-1)^i l_i(t-1) e^{-\alpha_i} + 2LD RF R(t) - PF P(t) \quad (123)$$

donde $t = 1, 2, \dots, n$, y $R(t)$ y $P(t)$ son los volúmenes de recarga y bombeo del día t , respectivamente. Si hay varios pozos de bombeo, se calcula para cada bombeo un PF diferente.

Los componentes de estado se actualizan cada día:

$$l_i(t) = l_i(t-1)e^{-\alpha_i} + \frac{1-e^{-\alpha_i}}{\alpha_i} \left(R(t) \frac{4h_0\sqrt{LDS}}{(2i+1)\pi} \sin\left(\frac{2i+1}{2}\pi\right) - P(t) \frac{1}{\sqrt{LDS}} \cos\left(\frac{1+2i}{2L}\pi x\right) \right) \quad (124)$$

Finalmente, se calculan los niveles piezométricos en cada punto de observación:

$$h(x, t) = \sum_{i=0}^{p-1} \frac{l_i(t)}{\sqrt{LDS}} \cos\left(\frac{2i+1}{2L}\pi x\right) \quad (125)$$

El volumen descargado al río en el día puede aproximarse mediante el caudal medio multiplicado por el intervalo (1 día), o bien integrando la Ecuación (123) entre $t-1$ and t . El esquema del algoritmo secuencial de cálculo se muestra en la Figura 3.10.

En la mayoría de los casos reales las anteriores expresiones permiten calcular caudales y niveles con una aproximación razonable usando tan sólo unos pocos términos de la serie. Los MPE son por lo tanto una alternativa eficiente para modelizar las relaciones río-acuífero en comparación con otras soluciones numéricas.

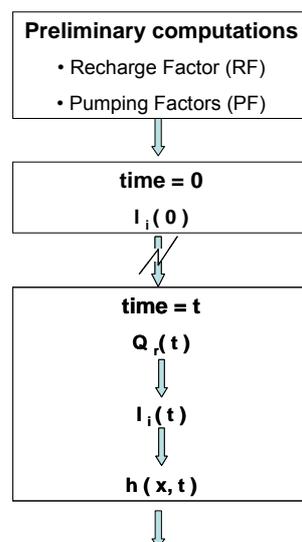


Figura 3.10. Algoritmo para el cálculo diario de caudales y niveles en el acuífero.

3.4. Aportación al cauce

En GIS-BALAN los caudales de los cauces superficiales engloban aportaciones de tres tipos:

1) Escorrentía superficial E_s , cuyo tiempo característico viene dado por el tiempo de concentración de la cuenca (normalmente igual a unas pocas horas).

2) Flujo hipodérmico Q_{hr} , cuyo tiempo característico viene dado por α_h^{-1} (normalmente del orden de unos pocos días).

3) Flujo subterráneo Q_s , cuyo tiempo característico viene dado por α_s^{-1} .

GIS-BALAN realiza el cálculo de las salidas de agua a los cauces como la suma de los tres flujos para cada periodo.

La última fase del balance consiste en calcular los valores medios mensuales y anuales y los valores totales de todos los componentes del balance.

4. Discretización del terreno

GIS-BALAN aprovecha la plataforma GIS y permite discretizar el terreno en unidades más pequeñas que las subcuencas: las Zonas Homogéneas (ZH). Este concepto puede encontrarse en otros modelos como el SWAT (Neitsch *et al.*, 2002), o el Precipitation-Runoff Modeling System (Leavesley *et al.*, 1983).

En cada ZH se supone uniformidad espacial de las características físicas, climatológicas y de uso de suelo. Es decir, en cada ZH hay único tipo y uso de suelo, pendiente, régimen de cultivo, riego, precipitación y evapotranspiración. El balance de agua se calcula en cada ZH y la agregación de caudales para el tránsito superficial se hace en cada subcuenca. Además, se calculan balances de forma independiente en el suelo edáfico, en la zona no saturada y en el acuífero (Figura 1.1 y Figura 1.2). Para el cálculo del balance en el suelo y en la zona no saturada se supone también que no hay interacción entre las ZH. Por lo tanto, el cálculo en una ZH es independiente del cálculo en la adyacente. La consideración de las ZH permite tener en cuenta las variaciones espaciales de los parámetros y de la climatología dentro de una subcuenca. Se ha comprobado que en muchos casos, las variaciones climatológicas dentro de una subcuenca influyen tanto o más en los resultados que las variaciones de los parámetros (Ajami *et al.*, 2004). La subcuenca es la unidad de discretización espacial para el cálculo del flujo subterráneo. La división del acuífero en zonas sólo sería razonable si se considerara la interacción entre ellas.

Las componentes calculadas en cada ZH se agregan a escala de la subcuenca, para calcular en ésta el tránsito de la escorrentía superficial y obtener valores medios. La transferencia de agua entre las subcuencas puede ocurrir de dos maneras: a) a través del cauce principal, y b) por flujo subterráneo. El flujo hipodérmico (caudal efluente de la zona no saturada hacia la atmósfera) se calcula en cada ZH, se suma en la subcuenca, y se añade a las salidas superficiales. Por lo tanto, se incluye en el caudal de los cauces.

5. Tránsito de la escorrentía superficial

Además de calcular el balance hídrico en el suelo y subsuelo, GIS-BALAN también calcula el tránsito de la escorrentía superficial. El código permite modelizar el tránsito en canales y masas de agua. Además, permite considerar derivaciones de caudal en los nudos de la red hidrográfica, que son los puntos de unión entre tramos del cauce y masas de agua.

5.1. La red hidrográfica

En GIS-BALAN la red hidrográfica se compone de tramos de cauce, lagos y nudos, a través de los que se conectan cauces y lagos entre sí. El trazado de la red es efectuado por el preprocesador del código, como se describe en el Apartado 6.

La conectividad entre los diferentes elementos de la red es tal que:

1. Un tramo de cauce tiene un nudo de entrada y uno de salida.
2. Un lago tiene un nudo de salida y puede tener varios de entrada.
3. A un nudo pueden descargar varios elementos, sin embargo, un nudo tiene inmediatamente aguas abajo un solo elemento (lago o tramo).

La Figura 5.1 muestra un esquema de lo expuesto anteriormente.

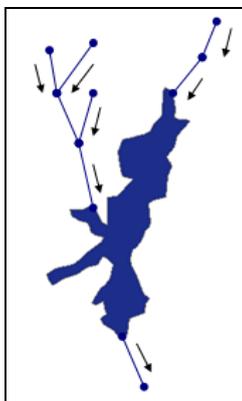


Figura 5.1. Esquema de la conectividad de los elementos de la red hidrográfica.

GIS-BALAN almacena la información de los elementos de la red en la base de datos del procesador principal. De cada tramo se almacenan sus principales características físicas, un número identificador (HydroId) y los nudos de entrada y salida (FromNode y ToNode). De cada masa de agua también se almacenan sus características físicas, un número identificador (HydroId), los nudos de entrada (FromNode(i), $i=1\dots n$) y el de salida (ToNode). Es importante destacar que la relación entre dos elementos (aguas arriba-aguas abajo) está dada por sus nudos de entrada y salida, que son determinados por el preprocesador durante el trazado de la red. Sin embargo, la numeración de los tramos obtenida del preprocesador no se corresponde con un orden de simulación correcto (desde aguas arriba a aguas abajo), por lo que se utiliza un algoritmo adicional para tal fin.

A partir de la relación de los nudos de entrada y salida de los elementos de la red, el código utiliza un algoritmo que establece el orden en que se debe simular el tránsito (la solución no es única).

La lista ordenada (LO) de tramos se construye a partir de la desordenada (LD), completando sus posiciones desde 1 hasta el número total de tramos, en forma consecutiva. Para encontrar el tramo a colocar en la posición i de LO el algoritmo hace lo siguiente:

1- encuentra el primer tramo de LD que no esté en LO (tramo T1)

2- verifica si T1 tiene algún tramo aguas arriba que no esté ya en LO. Si no encuentra ninguno entonces coloca T1 en la posición i de simulación de LO. En caso de que sí encuentre otro (T2), entonces hace $T1=T2$ y vuelve a verificar si éste tiene algún tramo aguas arriba que no esté ya en LO. Este procedimiento se ilustra en la Figura 5.2.

Para verificar si un tramo T1 tiene al menos uno situado aguas arriba, basta con encontrar uno cuyo nudo de salida sea el de entrada de T1. Esta es la manera que emplea GIS-BALAN.

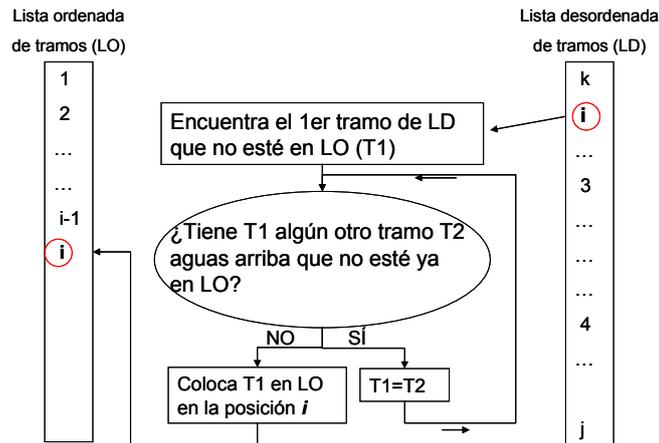


Figura 5.2. Esquema del algoritmo de ordenación de los tramos de la red hidrográfica.

Las masas de agua también tienen su representación en la lista que contiene el orden de simulación de los tramos de la red. A las masas de agua se asocian tramos ficticios que conectan los nudos de entrada con el de salida, dándole así continuidad a la red de tramos. El tránsito en un lago se calcula cuando el algoritmo de simulación encuentra su primer tramo ficticio.

Cada tramo de cauce o lago de la red hidrográfica pertenece a una y sólo una subcuenca. No existe relación entre la red y las zonas homogéneas. El caudal Q_E de un determinado día entrante a un elemento se calcula con la siguiente ecuación:

$$Q_E = \sum_i Q_{FNi} + Q_{DIST} \quad (126)$$

siendo $\sum_i Q_{FNi}$ el caudal en los nudos de entrada al elemento – un solo nudo en el caso de un cauce – y Q_{DIST} el caudal distribuido afluente al elemento. El caudal en cada nudo se calcula como la suma de los caudales descargados por todos los cauces y lagos que descargan a ese nodo.

El caudal diario total $Q_{TOT.SBC}$ producido en una subcuenca es la suma de la escorrentía directa, el flujo hipodérmico y la descarga del acuífero. GIS-BALAN divide $Q_{TOT.SBC}$ entre la longitud de la red hidrográfica de la subcuenca L_{RED} y obtiene el caudal por unidad de longitud de red $Q_{DIST.SBC}$:

$$Q_{DIST.SBC} = \frac{Q_{TOT.SBC}}{L_{RED}} \quad (127)$$

Así, el caudal distribuido Q_{DIST} entrante a un tramo de cauce viene dado por:

$$Q_{DIST} = Q_{DIST.SBC} L_{TRAMO} \quad (128)$$

En el caso de un lago, el caudal afluente distribuido se aproxima por $Q_{DIST SBC} L$, siendo L la suma de las distancias entre los nudos de entrada y el de salida. Debe tenerse en cuenta que las aportaciones de una subcuenca se distribuyen tanto en los tramos de cauce como en los tramos que unen nudos de entrada y salida de lagos (ver Figura 5.3).

GIS-BALAN también tiene en cuenta la precipitación directa y la evaporación en la lámina del lago. Para ello, es necesario definir una zona homogénea que coincida con el lago y especificar el uso de suelo correspondiente (EMB, según Bossard *et al.*, 2000).

La Figura 5.4 muestra la red hidrográfica de la cuenca del río Gállego con sus tramos numerados según el orden a seguir en el cálculo del tránsito. En esta figura se ilustran las cuestiones expuestas anteriormente.

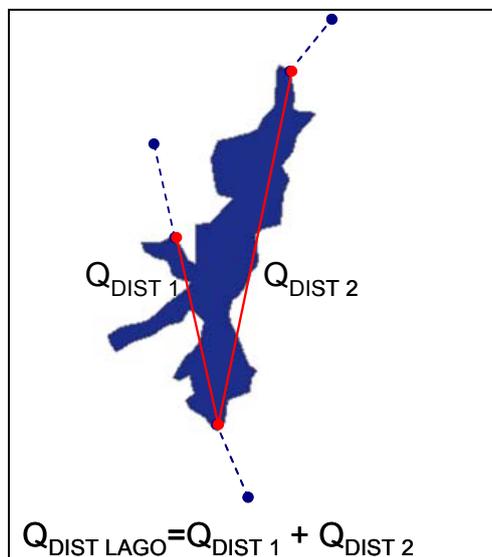


Figura 5.3. Cálculo del caudal distribuido afluente a un lago.

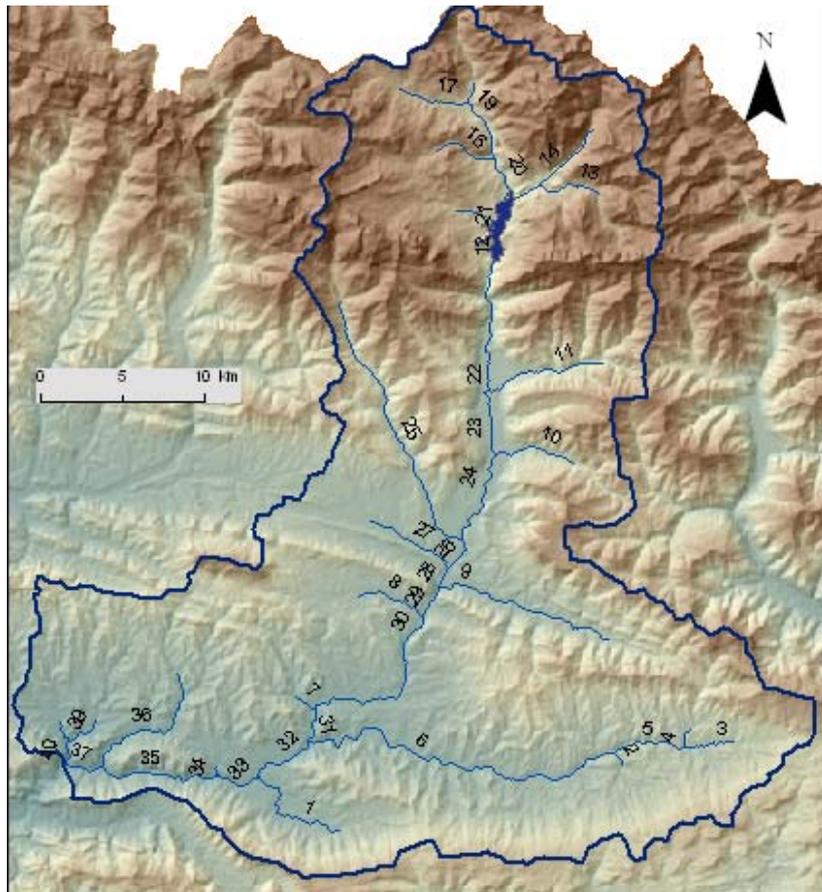


Figura 5.4. Red hidrográfica de la cuenca del río Gállego (Aragón). Se muestran los tramos de cauce y un embalse. La numeración de los tramos corresponde al orden de simulación.

5.2. Tránsito en canales

Para calcular el tránsito en canales, GIS-BALAN utiliza el método de Muskingum-Cunge (Cunge, 1969; Guang-Te y Singh, 1992; Chow *et al.*, 1994). Este método se basa en el de Muskingum y fue deducido por Cunge (1969) a partir de las ecuaciones de Saint Venant usando una aproximación en diferencias finitas y despreciando el término de inercia. Otros códigos conocidos que utilizan este método para calcular el tránsito en ríos son el HEC-HMS (USACE, 2000) y el MIKE 11 (DHI, 2007).

En el método de Muskingum, un tramo de cauce es un embalse con un almacenamiento S , un caudal entrante I y un caudal saliente O . El almacenamiento volumétrico de avenida se modeliza mediante la combinación del almacenamiento de cuña y prisma. Mientras que el prisma corresponde a caudales iguales de

entrada y salida, la cuña se forma cuando varía el almacenamiento (Chow *et al.*, 1994). El método se basa en el principio de continuidad y en una relación lineal entre la variación del almacenamiento y los flujos de entrada y salida:

$$S = KO + KX(I - O) \quad (129)$$

donde:

K es un coeficiente de proporcionalidad que representa el tiempo de tránsito de una onda de avenida a través del tramo

X es un factor de ponderación dentro del rango $0 \leq X \leq 0.5$ (normalmente entre 0 y 0.3 en corrientes naturales); relaciona los caudales de entrada y de salida con el almacenamiento

KO es el almacenamiento en prisma

$KX(I-O)$ es el almacenamiento en cuña

Las anteriores componentes se representan en la Figura 5.5.

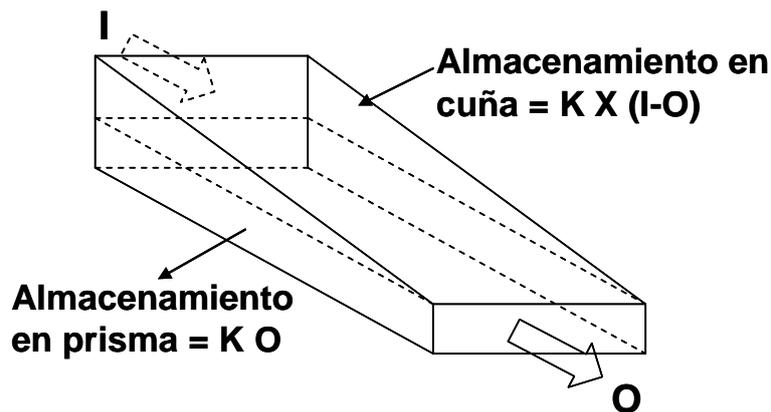


Figura 5.5. Esquema del almacenamiento y los flujos en una sección del cauce según el método de Muskingum.

La Ecuación (129) puede reordenarse para dar la función de almacenamiento del método de Muskingum:

$$S = K[XI + (1 - X)O] \quad (130)$$

Los valores de K y X se suponen constantes para todo el rango de caudales y pueden estimarse mediante varios métodos (Singh y McCann, 1980) o calcularse con el procedimiento de Muskingum-Cunge (Chow *et al.*, 1994) en cada Δt . Considerando la conservación de masa, el cambio en el almacenamiento S en el intervalo Δt , entre t_j y t_{j+1} , puede expresarse como:

$$S_{j+1} - S_j = \frac{I_j + I_{j+1}}{2} \Delta t - \frac{O_j + O_{j+1}}{2} \Delta t \quad (131)$$

Finalmente, combinando (130) y (131) se obtiene:

$$O_{j+1} = C_1 I_{j+1} + C_2 I_j + C_3 O_j \quad (132)$$

donde C_1 , C_2 y C_3 son coeficientes que dependen de K , X y Δt .

El método de Muskingum-Cunge se deriva del de Muskingum teniendo en cuenta el flujo lateral. La ecuación de este método es (Ponce, 1986; Ponce *et al.*, 1996):

$$O_{j+1} = C_1 I_{j+1} + C_2 I_j + C_3 O_j + C_4 \quad (133)$$

donde:

I_j e I_{j+1} son los caudales entrantes al tramo en los instantes j y $j+1$

O_j y O_{j+1} son los caudales de salida del tramo en los instantes j y $j+1$

C_1 , C_2 , C_3 y C_4 son coeficientes que vienen dados por:

$$C_1 = \frac{\Delta t - 2KX}{2K(1 - X) + \Delta t}$$

$$C_2 = \frac{\Delta t + 2KX}{2K(1 - X) + \Delta t}$$

$$C_3 = \frac{2K(1-X) - \Delta t}{2K(1-X) + \Delta t}$$

$$C_4 = \frac{I_{lateral}}{2K(1-X) + \Delta t}$$

$$K = \frac{\Delta x}{c}$$

$$X = \frac{1}{2} - \frac{I_j + O_j}{4cBS_e\Delta x}$$

donde:

Δx es la longitud del tramo [L]

c es la velocidad de la onda cinemática [LT^{-1}]

B es el ancho superficial medio

S_e es la pendiente de la curva de energía

La estabilidad del método de cálculo requiere que $C_3 \geq 0$, lo que implica que

$$\Delta t \leq 2K(1-X) \tag{134}$$

GIS-BALAN calcula en intervalos de tiempo de 1 día. Sin embargo, a los efectos de satisfacer la Ec. (134), se divide al día en subintervalos iguales a Δt . Los caudales de entrada a un tramo son constantes en todos los subintervalos de un día determinado.

En la literatura se pueden encontrar muchas fórmulas para estimar la velocidad de la onda cinemática c . Tewolde y Smithers (2006) proponen las indicadas en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Estimación de la velocidad cinemática para diferentes tipos de sección (v_m = velocidad media).

Sección del cauce	Ecuación de Manning	Ecuación de Chezy
Rectangular ancha	$5/3 v_m$	$3/2 v_m$
Triangular	$4/3 v_m$	$5/4 v_m$
Parabólica	$11/9 v_m$	$7/6 v_m$

En GIS-BALAN la sección de los cauces se considera trapezoidal, pudiendo elegirse el ángulo del talud y el ancho de fondo que mejor se adapten a las condiciones naturales. Para este tipo de sección, y teniendo en cuenta los valores presentados por Tewolde y Smithers (2006) para secciones triangulares y rectangulares (Tabla 5.1), se ha optado por calcular la velocidad c con la ecuación:

$$c = 1.5 v_m \tag{135}$$

Puesto que la sección puede variar a lo largo del tramo, la velocidad media v_m se calcula para una sección media del tramo, o lo que es equivalente, para un caudal medio. Este caudal medio se calcula con la siguiente ecuación:

$$Q_m(j+1) = 0.5 (I_{j+1} + I_{lateral} + O_j) \tag{136}$$

que representa el promedio de las entradas al tramo en día actual y las salidas del día anterior. Con este Q_m se calcula la velocidad media v_m y el calado utilizando la ecuación de Manning. En el caso de que Q_m no sea nulo, pero lo suficientemente pequeño como para que el calado calculado sea menor de 5 cm entonces se usa ese valor para los cálculos de la velocidad (5 cm es la precisión del algoritmo de cálculo del calado).

5.3. Laminación en lagos

La laminación en las masas de agua se calcula mediante un método hidrológico o de balance hídrico diario:

$$\Delta V = P + Q_e - Q_s - E_V \quad (137)$$

donde ΔV es la variación en el volumen almacenado; P es la precipitación directa sobre el lago; Q_e es el caudal de entrada al lago; Q_s es el caudal de salida del lago; y E_V es la evaporación desde la superficie del lago.

El caudal de entrada Q_e incluye los aportes distribuidos y los provenientes de los canales afluentes. El caudal de salida Q_s puede ser leído desde un archivo o calculado por medio de una función de descarga dependiente del volumen almacenado (o la altura de agua). Una vez contabilizados todos los aportes y las salidas se actualiza el volumen V al final del día. El código proporciona los valores diarios tanto del volumen almacenado V como de la altura de agua h . Para ello, es necesario proporcionar al modelo los parámetros b_v y c_v de la curva volúmenes-cotas del lago, que se supone viene dada por:

$$h = \left(\frac{V}{b_v} \right)^{c_v^{-1}} \quad (138)$$

6. Entrada de datos. El preprocesador

Este módulo, conjuntamente con el postprocesador, acopla el procesador al GIS. El preprocesador proporciona una interfaz de entrada de GIS-BALAN. Partiendo de un Modelo Digital del Terreno (MDT) y usando información geomorfológica almacenada en el GIS el preprocesador genera la información de entrada para el modelo como los límites de las subcuencas y las ZH, la red de drenaje, los parámetros geomorfológicos (pendientes, áreas, altitudes) y los tipos y usos del suelo. El GIS proporciona las características físicas de cada ZH que son almacenadas por el preprocesador para su uso posterior en el procesador.

Los datos meteorológicos de las distintas estaciones se introducen en el preprocesador para obtener series de valores medios areales en cada ZH, permitiendo así tener en cuenta la variabilidad de la meteorología dentro de una subcuenca. La Tabla 6.1 muestra la información de entrada y salida que se obtiene del preprocesador. En la Figura 6.1 se muestra la interfaz gráfica del preprocesador.

Tabla 6.1. Principales entradas y salidas del preprocesador de GIS-BALAN.

FUNCIÓN	ENTRADAS	SALIDAS
a. Preproceso del terreno	MDT	Red hidrográfica, tiempos de tránsito, subcuencas y parámetros físicos
b. Introducción de mapas temáticos	Usos y tipos de suelo y geología	Trazado de ZH y almacenamiento de sus características
c. Series temporales georreferenciadas	Series temporales en estaciones meterológicas y foronómicas, niveles piezométricos y dotaciones de riego	Series medias areales en las ZH



Figura 6.1. Interfaz del preprocesador. Las pestañas agrupan por temas las distintas funciones disponibles.

6.1. Mapas de entrada

El principal archivo de entrada es el Modelo Digital de Terreno (MDT) de la zona de estudio. El nombre de la capa del GIS con el MDT se elige en la ventana que se muestra en la Figura 6.1. El MDT debe ser del tipo ráster de ArcGIS. La Figura 6.2 muestra un ejemplo típico de MDT.

Los mapas de tipo y uso de suelo así como el geológico se indican en la pestaña de la interfaz "Suelo y Subsuelo" (Figura 6.3). Los mapas deben estar en formato shapefile (.shp) de ArcGIS y estar conformados exclusivamente por polígonos (cada polígono es una zona que tiene un solo tipo de geología, suelo o uso de suelo; véase la Figura 6.4).

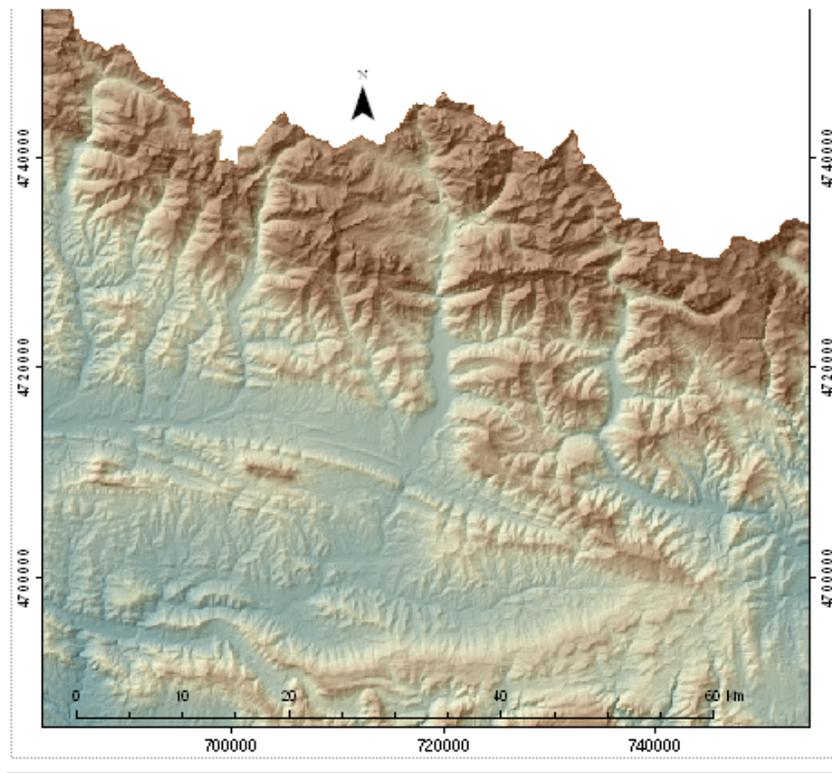


Figura 6.2. MDT de entrada de GIS-BALAN.

DEBUG

Parámetros usuario
Subcuencas
Zonas Homogéneas
Acuífero

Pre-procesamiento del terreno
Suelo y subsuelo
Climatología
Datos medidos

Datos	Capa	Campo	Cantidad	
Uso del Suelo	Zonas_dep	CODIGO	46	+
Tipo de Suelo	SubShp	ID	1	+
Geología	SubShp	ID	1	+

Figura 6.3. Ventana en la que se especifican los mapas de tipos y usos de suelo y geológico. *Capa* es el shapefile del mapa; *Campo* es la columna de la tabla de datos del shapefile que contiene el número identificador de los polígonos del mapa; *Cantidad* es el total de polígonos de cada mapa.

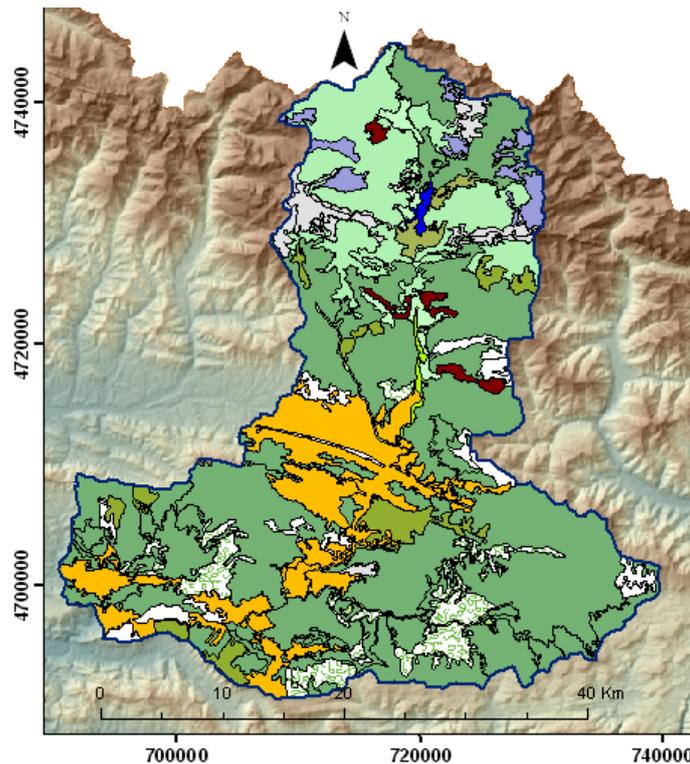


Figura 6.4. Mapa de usos del suelo en la cuenca del río Gállego (Bossard *et al.*, 2000).

6.2. Series temporales de entrada

La utilización de GIS-BALAN requiere como mínimo datos diarios de precipitación y temperatura. Dependiendo del método de cálculo de la ETP, también pueden ser necesarios los datos de temperatura máxima y mínima, humedad relativa del aire, velocidad del viento y el número real de horas de sol. La interfaz del preprocesador permite seleccionar las estaciones cuyos datos se utilizarán en el balance (véase la Figura 6.5).

Los datos de cada estación, para cada variable meteorológica (por ejemplo precipitación), deben estar en un archivo de texto, cuyo nombre identifica a la estación. Pueden estar en un formato normalizado o bien en el formato que utiliza la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE). El formato normalizado se muestra en la Figura 6.6. Las dos primeras filas están reservadas para introducir información de la estación. A partir de la tercera comienzan los datos. La columna de la fecha es de 15 caracteres de ancho.

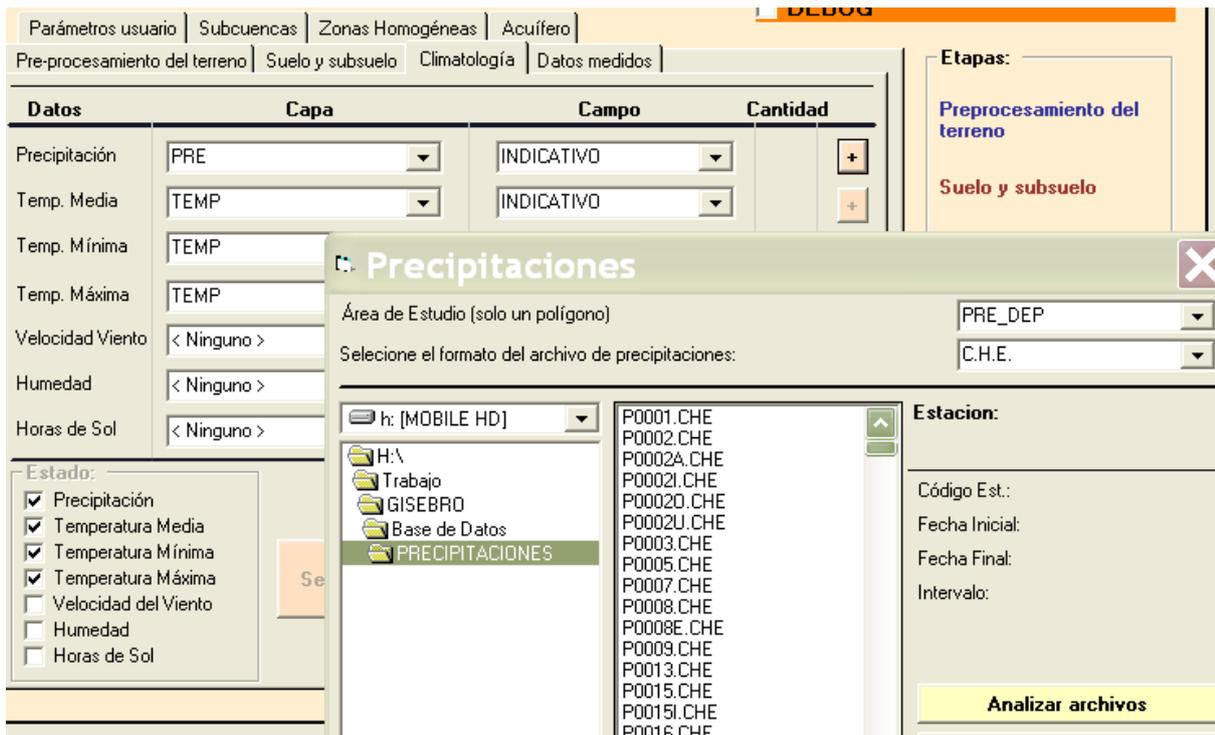


Figura 6.5. Ventana para la entrada de las estaciones meteorológicas.

1	CANFRANC "LOS ARAÑONES"	HUESCA
2	9198	
3	01/01/1910	0
4	02/01/1910	0
5	03/01/1910	0
6	04/01/1910	0
7	05/01/1910	0
8	06/01/1910	0
9	07/01/1910	0
10	08/01/1910	0
11	09/01/1910	0
12	10/01/1910	0
13	11/01/1910	0
14	12/01/1910	0
15	13/01/1910	0
16	14/01/1910	0
17	15/01/1910	0
18	16/01/1910	1
19	17/01/1910	2
20	18/01/1910	23.7
21	19/01/1910	0
22	20/01/1910	5
23	21/01/1910	60
24	22/01/1910	0

Figura 6.6. Ejemplo de archivo de texto de entrada de datos diarios de una estación meteorológica en formato normalizado.

6.3. Ejecución del preprocesador

6.3.1. Preprocesamiento del terreno y trazado de la red hidrográfica

El GIS es capaz de generar el mapa de pendientes a partir de un MDT. Posteriormente se aplica el principio de que el agua drena desde una celda a otra en la dirección de la máxima pendiente. Así se establece la dirección del flujo en cada celda (Figura 6.7), que se usa para el trazado de la red hidrográfica y la delimitación de subcuencas.

Completado el paso anterior el usuario debe establecer el área mínima de acumulación de flujo para la formación de cauces. El preprocesador elabora el mapa de acumulación de flujo y traza los cauces por todas aquellas celdas cuya acumulación de flujo sea superior al valor umbral establecido (Figura 6.8). Este paso requiere del usuario cierta experiencia y conocimiento de la zona a modelizar. Recomendaciones en este sentido se pueden encontrar en ESRI (2002).

El preprocesador establece las relaciones de conectividad y precedencia entre los elementos de la red y almacena la información en la base de datos alfanumérica.

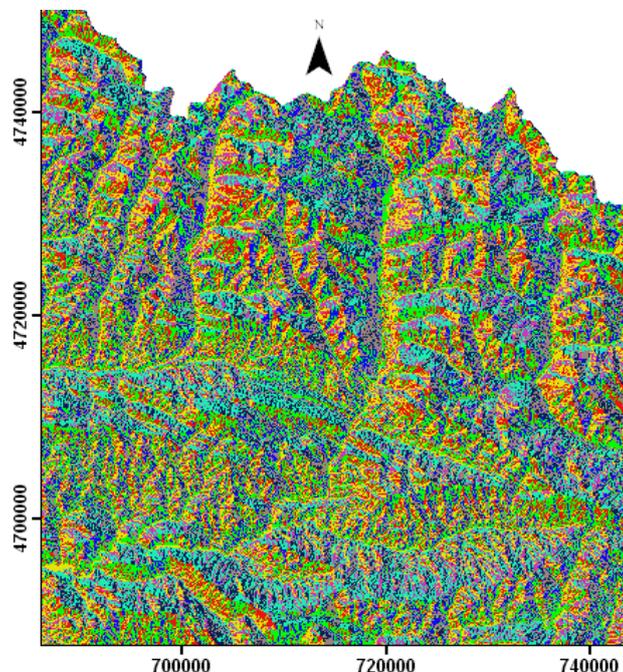


Figura 6.7. Mapa de dirección de flujo.

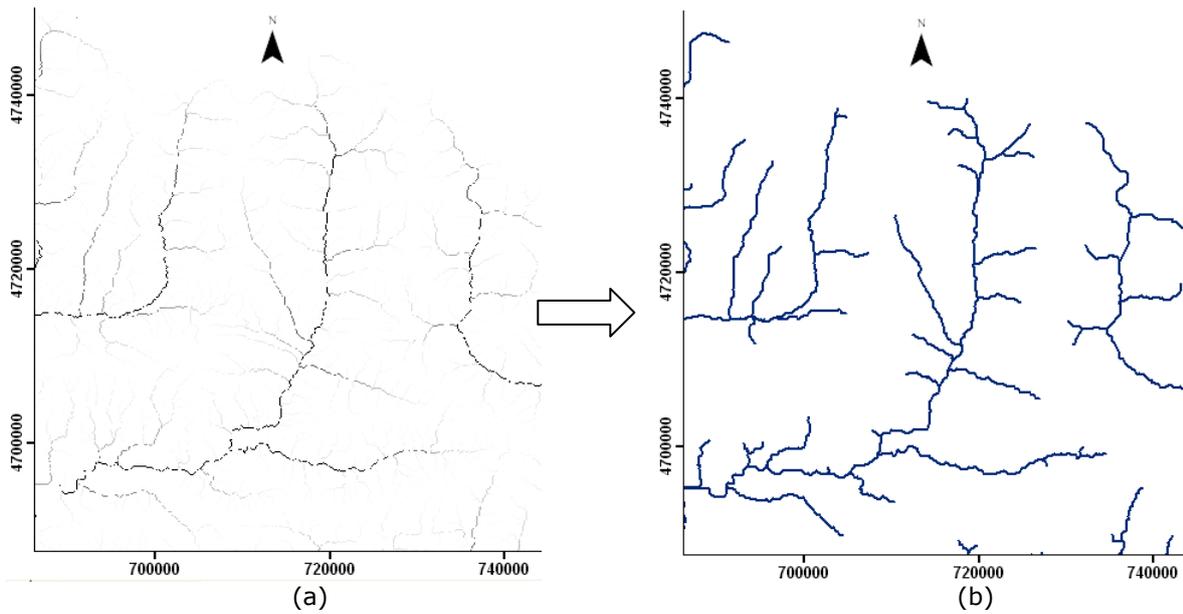


Figura 6.8. Mapa de acumulación de flujo (a) y red hidrográfica (b).

6.3.2. Delimitación de subcuencas y cálculo del tiempo de concentración

Las subcuencas se delimitan a partir de los mapas de dirección de flujo y la red hidrográfica. Una vez establecidos por el usuario los puntos de desagüe de las subcuencas, el preprocesador delimita las correspondientes áreas vertientes. En la Figura 6.9 se muestra la cuenca vertiente a un punto de una red hidrográfica.

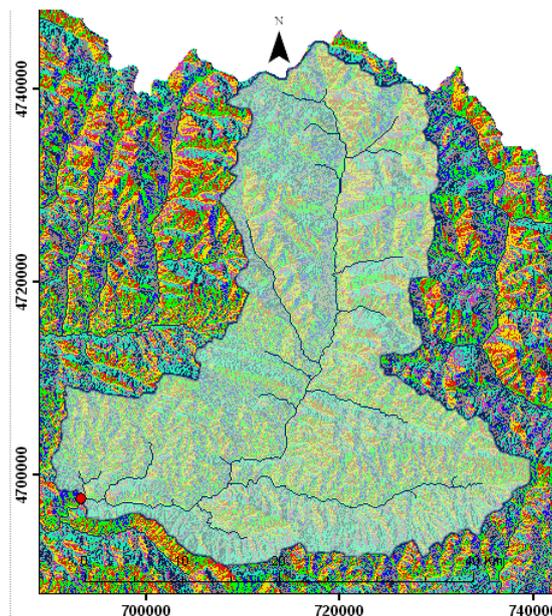


Figura 6.9. Subcuenca vertiente a un punto de desagüe elegido por el usuario.

El tiempo de concentración de una subcuenca es el tiempo de tránsito entre el punto de desagüe y el punto más alejado. El preprocesador lo calcula a partir del mapa de tiempo de tránsito acumulado en las celdas, calculando la diferencia entre los valores máximo y mínimo (correspondientes a la celda de desagüe y a la más alejada respectivamente). Teniendo en cuenta que GIS-BALAN calcula balances diarios, se recomienda que las subcuencas delimitadas tengan tiempos de concentración menores de un día, aunque el código no lo requiere.

El preprocesador calcula el tiempo de tránsito en cada celda del modelo. El tiempo de tránsito T_1 de una celda que no pertenece a un curso de agua se calcula utilizando la ecuación de onda cinemática:

$$T_1 = \frac{0.007 (3.33 n L)^{0.8}}{\left(\frac{P}{2.54}\right)^{0.5} S^{0.4}} \quad (139)$$

donde:

L es la longitud del recorrido (en Km)

n es el coeficiente de Manning

P es una precipitación (mm) representativa (por ejemplo, la máxima diaria con periodo de retorno de 2 años, según USDA, 1986)

S es la pendiente media del terreno en la celda (adimensional)

Si la celda pertenece a un curso de agua entonces el tiempo de tránsito T_2 se calcula a partir de la fórmula de Manning:

$$T_2 = L \frac{n}{S^{0.5} R_h^{2/3}} \quad (140)$$

donde:

S es la pendiente del cauce (adimensional)

R_h es el radio hidráulico (m)

n es el coeficiente de Manning

GIS-BALAN calcula el tiempo de tránsito entre dos puntos de una línea de flujo con un método similar al del código HEC-HMS que en esencia coincide con el propuesto por USDA (1986). Se basa en calcular el tiempo de tránsito como suma de los tiempos de tránsito en ladera y en cauce. Se puede obtener así fácilmente el mapa de isocronas de la subcuenca. El preprocesador realiza este procedimiento a partir de los mapas generados en las etapas anteriores (véase la Figura 6.10).

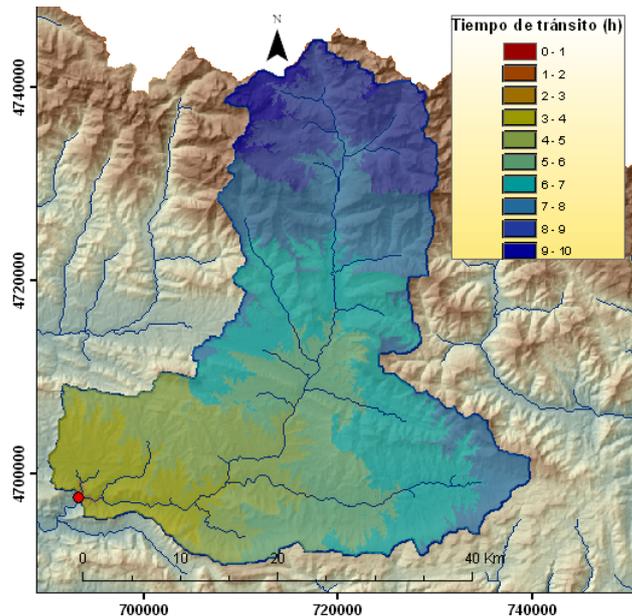


Figura 6.10. Mapa de tiempo de tránsito.

6.3.3. Delimitación de zonas homogéneas. Series temporales promediadas en el espacio

El preprocesador realiza la delimitación de zonas homogéneas de parámetros a partir de la superposición de los mapas proporcionados por el usuario. La delimitación de las zonas requiere un análisis cuidadoso. Cuanto más pequeñas son las zonas mejor se pueden tener en cuenta las variaciones espaciales de los parámetros y la meteorología y mayor es el esfuerzo de la calibración y el tiempo de cálculo. La Figura 6.11 muestra un ejemplo de un mapa de zonas homogéneas obtenido a partir de la superposición de los mapas de usos del suelo y de altitud.

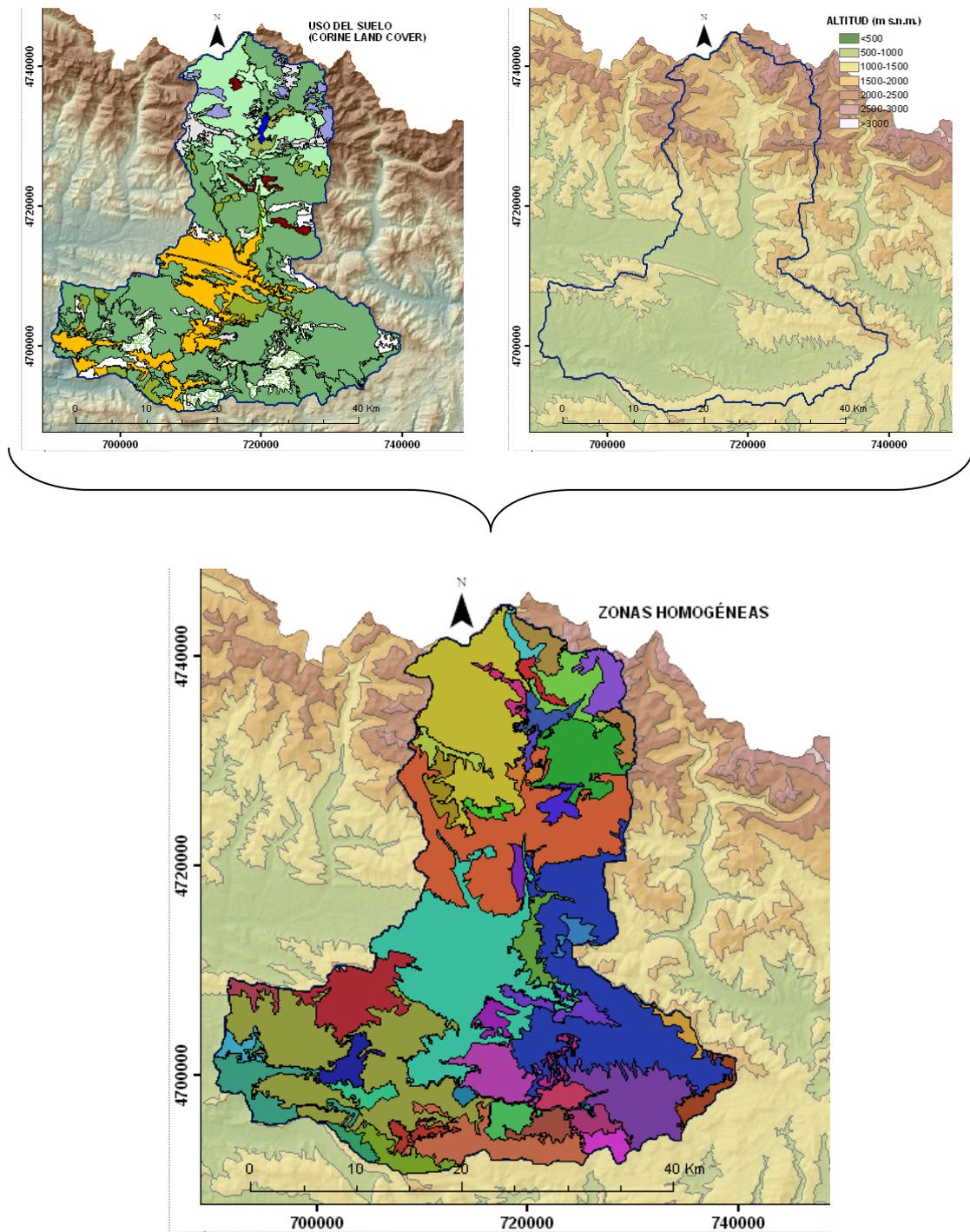


Figura 6.11. Mapa de zonas homogéneas obtenido a partir de la superposición de los mapas de usos del suelo y de altitud.

Para delimitar las zonas homogéneas es recomendable seleccionar los mapas que definan mejor la variabilidad espacial de la meteorología, la geomorfología, los suelos, la geología y los parámetros del modelo.

A partir del mapa de zonas homogéneas el preprocesador obtiene las características físicas de cada una de ellas y las almacena en la base de datos (superficie, altitud media, pendiente media y tipo y uso de suelo si están disponibles).

Se pueden introducir las series temporales de las variables meteorológicas, tal como se describe en el Apartado 6.2. A partir de los datos de las estaciones meteorológicas el preprocesador calcula las series medias areales en las zonas homogéneas. Para ello, calcula el centroide de cada zona y la distancia a cada estación meteorológica. Posteriormente obtiene la precipitación (temperatura,..., etc.) en el centroide a partir de los datos de las estaciones utilizando la ponderación por el inverso de la distancia al cuadrado. Se considera que la precipitación media areal en la zona es la del centroide.

7. Cálculo del balance hídrico. El procesador

Este módulo realiza los cálculos del balance y el tránsito de la escorrentía superficial. Dispone de una completa interfaz que permite crear nuevos proyectos, por lo que se puede utilizar de forma independiente de un GIS, el preprocesador o el postprocesador.

La interfaz principal del procesador consta de los siguientes menús (Figura 7.1):

- 1) Archivo: Permite realizar operaciones con los archivos del proyecto.
- 2) Subcuencas: Permite acceder a las características y a la conectividad con las zonas homogéneas y los elementos de la red hidrográfica.
- 3) Zonas homogéneas: Permite acceder a los parámetros del suelo y de la zona no saturada, así como a la zonificación de las subcuencas. Proporciona ayuda sobre los parámetros y permite la asignación de parámetros iniciales.
- 4) Acuífero: Permite acceder a las características de las unidades hidrogeológicas (porción del acuífero perteneciente a una subcuenca) y asignar parámetros iniciales. Proporciona ayuda sobre los parámetros del acuífero.
- 5) Red hidrográfica: Permite acceder a los elementos de la red y sus parámetros. Proporciona ayuda.
- 6) Calcular: Ofrece opciones de cálculo del balance.
- 7) Ayuda: Es el menú de ayuda general.

Es importante destacar que no se dispone de ningún menú de intercambio de datos con el preprocesador o el postprocesador, ya que la transferencia se realiza directamente a través de la base de datos del proyecto.

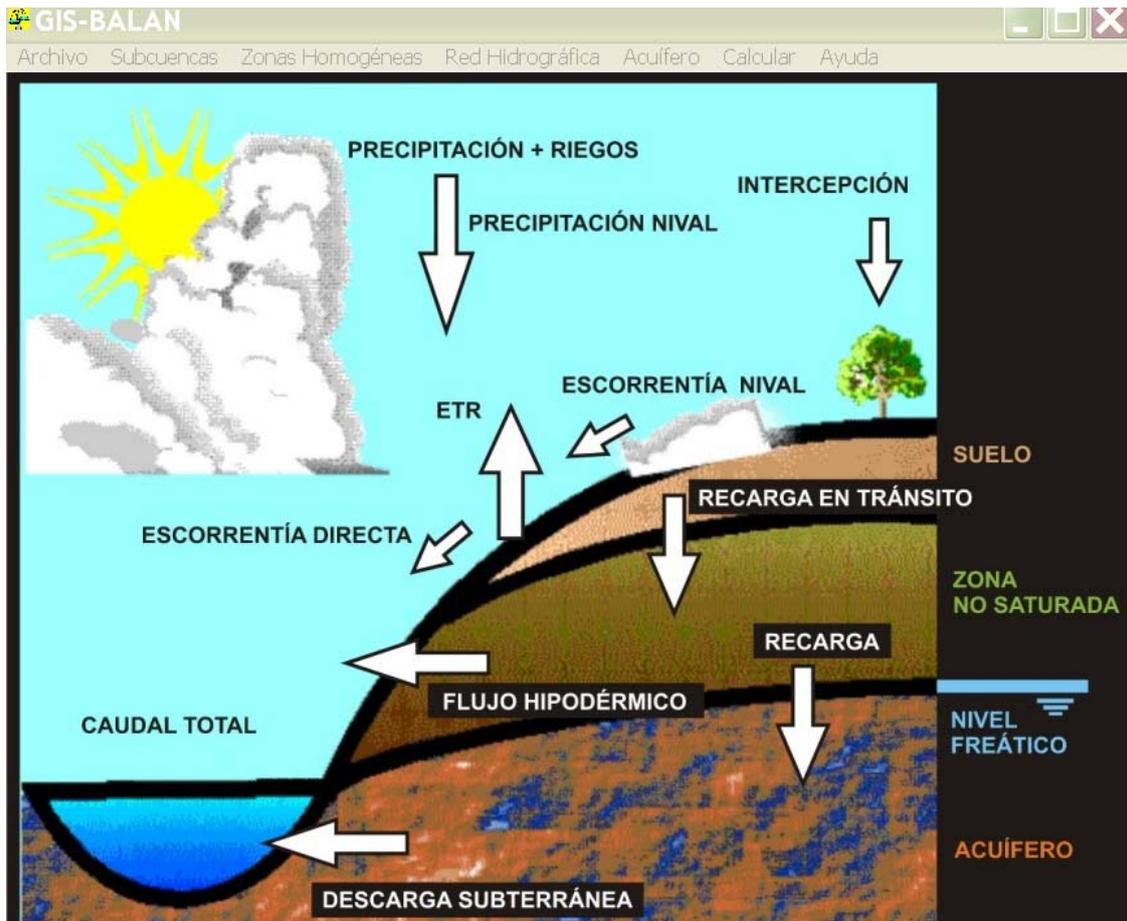


Figura 7.1. Ventana principal del procesador de GIS-BALAN.

7.1. Ayuda de GIS-BALAN

Las opciones más importantes del menú de ayuda del programa son las siguientes:

- 1) Ayuda general: se describen las condiciones y los datos necesarios para crear un nuevo proyecto y ejecutar el balance.
- 2) Archivos de entrada: se enumeran los archivos necesarios y opcionales y se describe su formato.
- 3) Ejemplo de archivo de entrada: abre un archivo de entrada para que el usuario pueda visualizar un ejemplo concreto.
- 4) Generación de archivos de entrada: el programa genera todos los archivos con series temporales necesarios para la ejecución del balance y

el tránsito de la escorrentía superficial. El usuario solamente debe editar los archivos y pegar sus datos en las columnas apropiadas.

- 5) Uso de Excel para generar archivos de entrada.
- 6) Ayuda sobre los parámetros del modelo: se enumeran todos los parámetros del modelo, se explican las clasificaciones (tipos de suelo, usos de suelo, material predominante en el acuífero, etc.) y se especifican los formatos (texto, número, booleano) (véase la Figura 7.2).

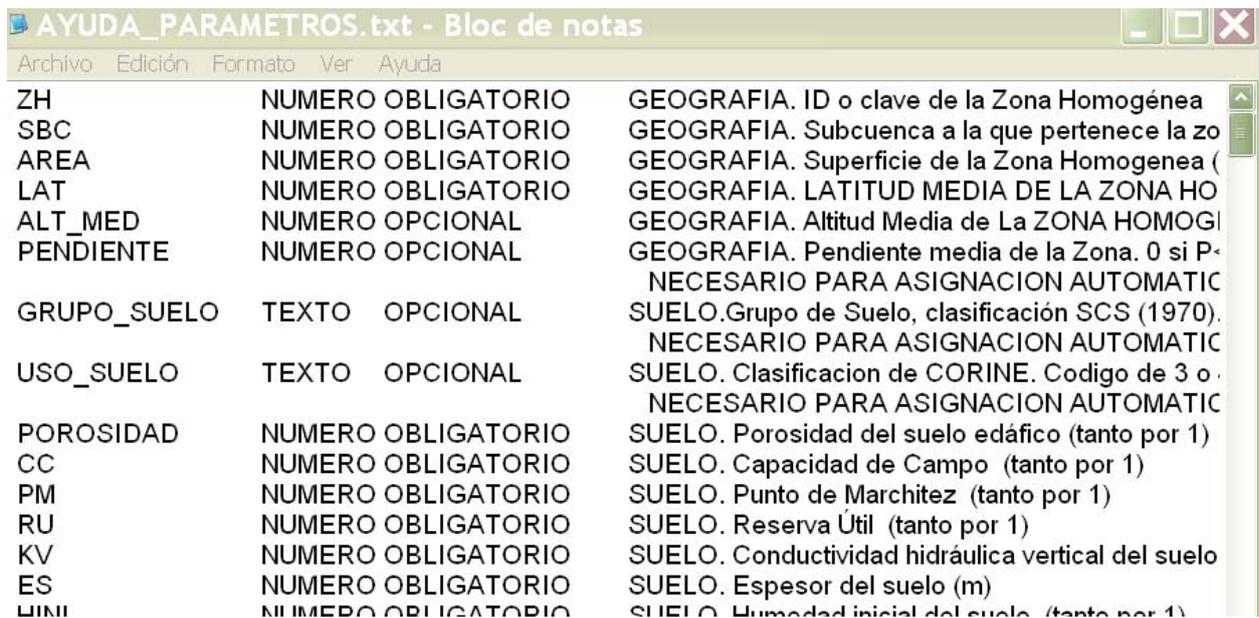


Figura 7.2. Pantalla del menú de ayuda sobre los parámetros de las zonas homogéneas (suelo y zona no saturada).

7.2. Parámetros de GIS-BALAN

Los datos necesarios para la realización de balances de agua en el suelo, en la zona no saturada y el acuífero son los siguientes:

- 1) Datos geográficos:
 - Latitud del lugar
- 2) Datos hidrometeorológicos:
 - Precipitación diaria

- Temperatura media, mínima y máxima diaria
- Número real de horas de sol
- Humedad relativa
- Viento

3) Datos para el cálculo de la nieve:

- Velocidad del viento: valores diarios, mensuales o anuales; velocidad media
- Parámetros relativos a la fusión: factores máximo y mínimo de fusión, temperatura base para la fusión y altitud media de la subcuenca
- Parámetros para el cálculo del contenido de frío de la cubierta: parámetro del índice de temperatura antecedente, relación entre el coeficiente negativo de fusión y el coeficiente de fusión
- Capacidad de retención de agua líquida en la cubierta nival
- Capacidad mínima y máxima de infiltración en la nieve para el cálculo de la escorrentía nival.
- Valores iniciales: altura inicial de la nieve, temperatura inicial de la nieve y temperatura umbral de precipitación nival

4) Datos del suelo edáfico:

- Parámetros: porosidad, capacidad de campo, punto de marchitez y permeabilidad vertical
- Espesor (profundidad de la zona radicular)
- Humedad inicial

5) Datos de los riegos y tipos de cultivos

- Dotaciones de riego: valores totales mensuales, duración y fecha de comienzo y final

- Tipo de cultivo, número de etapas del cultivo y su duración (si se desea utilizar la fórmula de Blaney-Criddle)

6) Datos sobre métodos de cálculo del balance:

- Coeficientes de la curva de capacidad de infiltración (CIM0 y CIM1)
- Número de curva
- Las constantes para el cálculo de la ETR (CRPG, ... dependiendo del método utilizado)
- Coeficientes de la recarga en tránsito directa (CKRD y FRD)

7) Datos de la zona no saturada:

- Permeabilidad
- Coeficientes de agotamiento
- Espesor medio
- Contenido de humedad residual
- Coeficientes α y m de la fórmula de van Genuchten

8) Datos del acuífero:

- Coeficiente de agotamiento, porosidad drenable, transmisividad
- Nivel freático de referencia
- Longitud del acuífero a cada lado del cauce
- Volúmenes diarios de bombeos

9) Datos de la red hidrográfica:

- Volúmenes diarios derivados de los nudos de la red hidrográfica
- Volúmenes diarios desembalsados
- Ancho de fondo, rugosidad y ángulo del talud, en tramos de cauce

- Coeficientes b_v y c_v de la curva de volumen de embalse

Los parámetros de GIS-BALAN que más suelen influir en los resultados del balance son:

(1) La reserva útil, RU, definida como el volumen de agua por unidad de superficie de suelo que está contenido entre los estados correspondientes a capacidad de campo θ_{CC} y punto de marchitez θ_{PM} es decir,

$$RU = b_s (\theta_{CC} - \theta_{PM})$$

donde b_s es el espesor del suelo. La reserva útil es el parámetro que más influye en la magnitud de la recarga en tránsito y por tanto en la magnitud del flujo hipodérmico y de la recarga

(2) Los parámetros de infiltración, CIM0 y CIM1, que definen la curva de capacidad de infiltración del suelo y el número de curva N. Estos parámetros determinan la magnitud de la escorrentía superficial

(3) Los parámetros de cálculo de la recarga en tránsito directa

(4) Los parámetros de cálculo de la ETR

(5) Los parámetros de la nieve

(6) Los coeficientes de agotamiento del flujo hipodérmico, α_h , y de la percolación, α_p ; la permeabilidad vertical del acuífero K_v , el espesor medio de la zona no saturada, la saturación residual S_r , y los coeficientes α y m de la curva de van Genuchten

(7) Los parámetros del acuífero: el coeficiente de agotamiento α_s y la porosidad drenable S (el coeficiente α_s determina la forma de la descarga subterránea pero no su valor medio anual; la porosidad drenable únicamente afecta a la magnitud de las oscilaciones de los niveles piezométricos); la transmisividad T, las longitudes del acuífero en la dirección perpendicular al cauce, L_{IZQ} y L_{DER}

(8) Los parámetros de los cauces: el ancho de fondo, A_f , la pendiente del talud, Z , y la rugosidad del tramo, n

(9) los parámetros de lagos: c_v y b_v , que determinan la curva h-V

La Tabla 7.1 resume los principales parámetros del balance de agua en el suelo, zona no saturada y acuífero, indicando su naturaleza (física, semiempírica, empírica) y su forma habitual de obtención. En general los parámetros físicos pueden ser determinados a partir de medidas en campo o en laboratorio, como es el caso de la capacidad de campo, la permeabilidad y la porosidad del suelo. En muchos casos, sin embargo, ante la falta de valores medidos se puede recurrir a tablas de valores publicados, seleccionando aquéllos que correspondan a zonas y suelos de características similares. Los parámetros semiempíricos y los empíricos se suelen determinar durante el proceso de calibración. El manual del programa VISUAL BALAN V1 (Samper *et al.*, 1999) contiene valores orientativos de diversos parámetros.

En la actual versión de GIS-BALAN las ZH se definen en términos de las propiedades y parámetros del suelo y de la zona no saturada. La zonificación de los parámetros de los acuíferos se realiza por unidades hidrogeológicas que pueden englobar varias ZH.

Tabla 7.1. Parámetros de GIS-BALAN (adaptada de Samper *et al.*, 1999).

PARÁMETROS DEL BALANCE

	Parámetros	Tipo	Obtención
Suelo	<ul style="list-style-type: none"> · Espesor · Porosidad · Capacidad de campo · Punto de marchitez · Permeabilidad 	Físicos	<ul style="list-style-type: none"> • Medibles en campo • Valores publicados • De la granulometría • Calibración
Infiltración	<ul style="list-style-type: none"> · Coeficiente de infiltración · Número de curva 	Semi-empíricos	<ul style="list-style-type: none"> • Valores publicados • Calibración
ETP	Depende del método	Empíricos y semiempíricos	<ul style="list-style-type: none"> • Tablas • Calibración
ETR	<ul style="list-style-type: none"> · Constante radicular (CRPG) · Otros 	Empíricos	<ul style="list-style-type: none"> • Tablas publicadas • Calibración
Nieve	<ul style="list-style-type: none"> · Temperatura umbral de precipitación nival · Velocidad del viento · Parámetros de la fusión · Parámetros de cálculo del contenido de frío de la cubierta · Capacidad de retención de agua líquida · Parámetros de infiltración en la nieve 	Físicos y empíricos	<ul style="list-style-type: none"> • Medibles algunos • Valores publicados • Calibración
Flujo no saturado	<ul style="list-style-type: none"> · Coeficientes de agotamiento: · Permeabilidad · Porosidad · Curvas de van Genuchten 	Semiempíricos y físicos	<ul style="list-style-type: none"> • Medibles algunos • Aforos • Calibración
Acuífero	<ul style="list-style-type: none"> · Coeficiente de agotamiento · Nivel de referencia · Porosidad eficaz · Transmisividad · Longitud 	Físicos	<ul style="list-style-type: none"> • Medibles • Aforos • Piezometría • Calibración
Red Hidrográfica	<ul style="list-style-type: none"> · Rugosidad · Ancho de fondo · Pendiente del talud · Coeficientes de la curva h-V en lagos. 	Físicos	<ul style="list-style-type: none"> • Medibles • Calibración

7.3. Entrada de datos

7.3.1. Entrada de datos con la ayuda del preprocesador

Se efectúa desde la interfaz del preprocesador, una vez abierto el proyecto en ArcMap, tal como se describe en el Apartado 6.

7.3.2. Entrada de datos sin la ayuda del preprocesador

Desde la ventana principal del procesador se debe introducir la información básica, los parámetros y las series temporales de entrada. Es conveniente utilizar la Ayuda del programa descrita en el Apartado 7.1. La utilización de la base de datos orientativa incluida en el procesador facilita la asignación inicial de parámetros.

Para abrir o crear un proyecto se debe usar el menú *Archivo* y seleccionar la opción apropiada. Una vez abierto el proyecto, se deberá introducir la información básica (Figura 7.3).



Figura 7.3. Ventana para la creación de un nuevo proyecto.

Para calcular el balance hidrológico, el proyecto debe contar al menos con:

- a) Una zona homogénea y su registro en la tabla correspondiente
- b) Una subcuenca y su registro en la tabla correspondiente
- c) Una unidad hidrogeológica y su registro en la tabla correspondiente
- d) Series temporales de datos diarios desde la fecha inicial hasta la final del balance (mínimo: precipitación: PRE_DIA.txt y temperatura: TEMP_DIA.txt).

Para calcular el tránsito de la escorrentía superficial, el proyecto debe contar al menos con un tramo de cauce. Opcionalmente, si existen derivaciones en el cauce, se deberá disponer de un archivo con datos diarios de derivaciones (CAUDAL_DERIVA_DIA.txt). Si existen embalses o lagos, se deberá introducir un archivo con volúmenes diarios desembalsados (CAUDAL_EMBALSE_DIA.txt). Se pueden consultar más detalles en el menú de Ayuda del programa.

Todos los datos referentes a elementos del proyecto, excepto las series temporales, se pueden introducir desde los menús correspondientes. Por ejemplo, si se quiere agregar una zona homogénea, hay que ir al menú *Zonas Homogéneas*, abrir la tabla de datos y seleccionar la opción *Agregar* (ver Figura 7.4). El botón de Ayuda que hay encima de la tabla proporciona más información.

Los archivos de series temporales de entrada se deben guardar en la carpeta *BASE DE DATOS*, en la que también se almacenan los ficheros Access del proyecto (véase el Apartado 2). Los nombres y formatos de los archivos se pueden consultar en el menú *Ayuda > Archivos de Entrada*. La Figura 7.5 muestra un archivo con datos diarios a modo de ejemplo. La primera columna contiene la fecha y la columna *i* los datos diarios del elemento número *i*. Un elemento es una ZH, subcuenca, lago, bombeo o derivación de caudal.

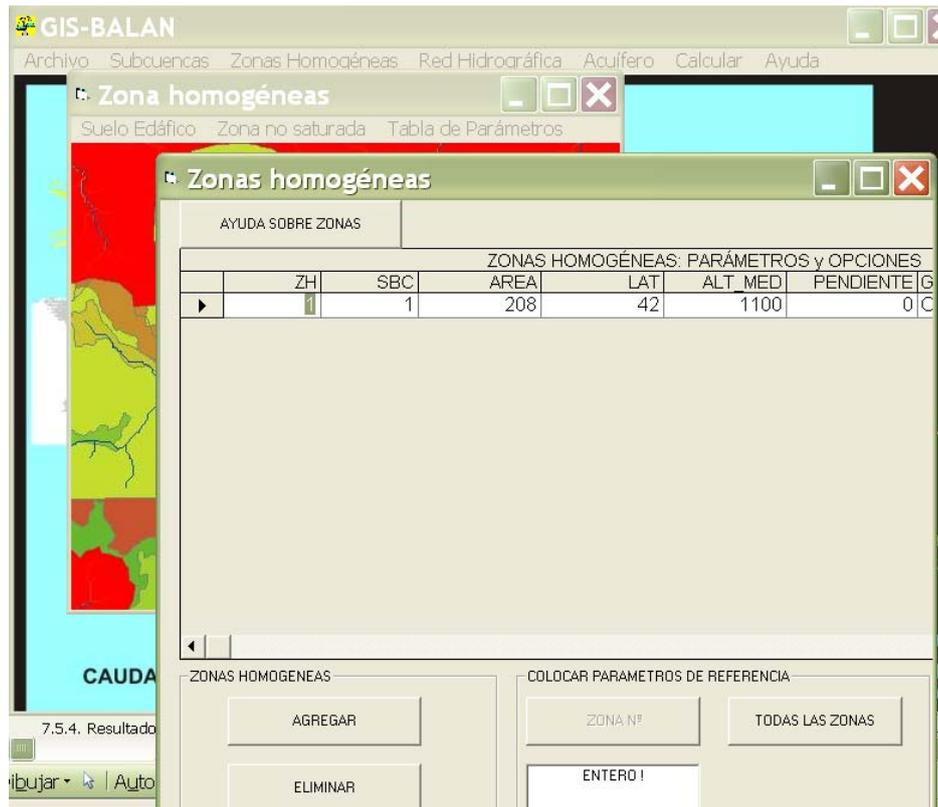


Figura 7.4. Ventana para la entrada de datos y parámetros de las zonas homogéneas.

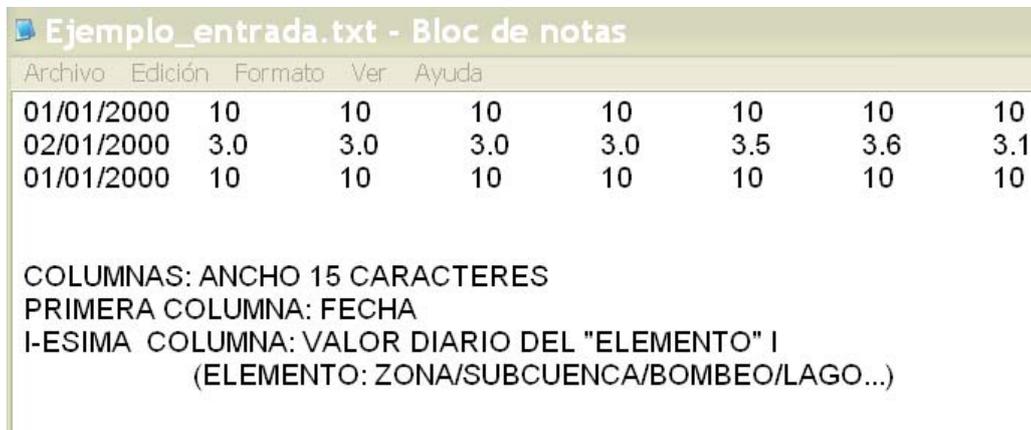


Figura 7.5. Ejemplo de archivo de datos diarios (precipitación, temperatura, humedad,...).

7.3.3. Asignación inicial de parámetros (opción automática). Base de datos de parámetros

GIS-BALAN dispone de una base de datos con valores orientativos de la mayoría de los parámetros. Los parámetros del suelo edáfico se deducen a partir de tres fuentes de datos: 1) El uso del suelo, según la clasificación de CORINE (Coordination of Information on the Environment), que es una base de datos sobre la cobertura y uso del territorio en la Unión Europea desarrollada por la Agencia Europea del Medio Ambiente; 2) El tipo o grupo de suelo, según la clasificación del NRCS (anteriormente conocido como Soil Conservation Service); 3) La pendiente, según sea mayor o menor que 1%. En el caso del acuífero, los dos parámetros que se han incluido en la base de datos de referencia son la porosidad y la conductividad hidráulica, que se relacionan con el tipo de material geológico predominante.

La nomenclatura de las clasificaciones utilizadas se describe en la Ayuda del programa.

La bibliografía utilizada para asignar los valores orientativos de los parámetros es la siguiente:

- Bardet JP (1997). *Experimental Soil Mechanics*. Prentice Hall (Ed.). New Jersey.
- Bossard M, Feranec J, Otahel J (2000). *CORINE land cover technical guide – Addendum 2000*. EEA Technical Report40.
- Custodio E, LLamas R (1983). *Hidrología subterránea*. Ed. Omega, 2ª Edición, Barcelona.
- Domenico PA, Schwartz FW (1990). *Physical and chemical hydrogeology*. John Wiley & Sons. New York.
- US Department of Agriculture (USDA) (1986). *Urban Hydrology for Small Watersheds*. Nota Técnica 55 (Technical Release 55, TR-55). www.info.usda.gov/CED/ftp/CED/tr55.pdf.
- West TR (1995). *Geology Applied to Engineering*. Prentice Hall (Ed.). New Jersey.

La Figura 7.6 y la Figura 7.7 muestran partes de las tablas con valores orientativos de los parámetros. La base de datos no incluye todavía los parámetros relativos a la hidrología nival de la que no se dispone todavía de información suficiente.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
1	USO SUELO			SUELO EDAFICO				REGADIO			
2	(CORINE LC2000)	GRUPO SUELO (SCS, 1975)	PENDIENTE	POROSIDAD	CC	PM	KV	ES	TIPO CULTIVO	REGADIO	METC
4	TUC	A	<1%	0.35	0.1	0.05	86400	0.1	X	NO	0
5		A	>1%	0.35	0.1	0.05	86400	0.1	X	NO	0
6		B	<1%	0.4	0.2	0.15	864	0.1	X	NO	0
7		B	>1%	0.4	0.2	0.15	864	0.1	X	NO	0
8		C	<1%	0.4	0.25	0.2	86.4	0.1	X	NO	0
9		C	>1%	0.4	0.25	0.2	86.4	0.1	X	NO	0
10		D	<1%	0.45	0.35	0.25	0.0864	0.1	X	NO	0
11		D	>1%	0.45	0.35	0.25	0.0864	0.1	X	NO	0
12	EUA	A	<1%	0.35	0.1	0.05	86400	0.1	X	NO	0
13		A	>1%	0.35	0.1	0.05	86400	0.1	X	NO	0
14		B	<1%	0.4	0.2	0.15	864	0.1	X	NO	0
15		B	>1%	0.4	0.2	0.15	864	0.1	X	NO	0
16		C	<1%	0.4	0.25	0.2	86.4	0.1	X	NO	0
17		C	>1%	0.4	0.25	0.2	86.4	0.1	X	NO	0
18		D	<1%	0.45	0.35	0.25	0.0864	0.1	X	NO	0
19		D	>1%	0.45	0.35	0.25	0.0864	0.1	X	NO	0
20	UEA	A	<1%	0.35	0.1	0.05	86400	0.1	X	NO	0
21		A	>1%	0.35	0.1	0.05	86400	0.1	X	NO	0
22		B	<1%	0.4	0.2	0.15	864	0.1	X	NO	0
23		B	>1%	0.4	0.2	0.15	864	0.1	X	NO	0
24		C	<1%	0.4	0.25	0.2	86.4	0.1	X	NO	0
25		C	>1%	0.4	0.25	0.2	86.4	0.1	X	NO	0
26		D	<1%	0.45	0.35	0.25	0.0864	0.1	X	NO	0
27		D	>1%	0.45	0.35	0.25	0.0864	0.1	X	NO	0

Figura 7.6. Base de datos de GIS-BALAN con valores orientativos de los parámetros del suelo y la zona no saturada.

	A	B	C	D
1	ID	DESCRIPTOR	POROSIDAD%	PERMEABILIDAD (m/s)
2	GG	Gravas gruesas	7	1.5E-02
3	GF	Gravas finas	25	1.5E-02
4	AG	Arenas gruesas	27	3.0E-03
5	AF	Arenas finas	21	1.0E-04
6	LI	Limos	10	1.0E-05
7	AR	Arcillas	2	2.4E-09
8	ARS	Arenisca	10	3.0E-06
9	LML	Limolita	2	7.0E-09
10	CYD	calizas y dolomias	3	3.0E-06
11	KYC	Karst y calizas	20	1.0E-02
12	ESQ	Esquistos	1	1.0E-09
13	RCF	Rocas cristalinas fracturadas	0.005	1.5E-04
14	RCD	Rocas cristalinas densas	0.0005	1.0E-10
15	BAS	Basaltos	5	2.1E-07
16	GRA	Granito alterado	5	2.8E-05
17	GAA	Gabro alterado	5	2.2E-06

Figura 7.7. Base de datos de GIS-BALAN con valores orientativos de los parámetros del acuífero.

7.4. Ejecución y salida de resultados

El cálculo del balance y del tránsito de la escorrentía superficial se hace desde el menú *Calcular > Balance*. El programa calcula los resultados diarios de todas las componentes. Permite además al usuario la opción de hacer el cálculo de los totales y promedios anuales y mensuales. Todos los resultados del cálculo se guardan en archivos de texto en la carpeta *RESULTADOS*. El nombre de un archivo tiene la siguiente estructura: *COMPONENTE_AMBITO_TIEMPO.txt*

donde:

COMPONENTE es el nombre del componente del balance (escorrentía superficial,...)

AMBITO es la unidad del terreno (SBC = subcuenca; ZH = zona homogénea;
NODOS = nudos de la red hidrográfica)

TIEMPO es la escala temporal (ANU = anual; MES = mensual; DIA = diario)

7.5. Calibración del balance

La versión de GIS-BALAN desarrollada en esta tesis permite la calibración manual.

En las primeras etapas de la calibración es recomendable variar los parámetros en varias zonas homogéneas a la vez (por ejemplo las pertenecientes a la misma subcuenca). Para esto se recomienda abrir el archivo de proyecto de GIS-BALAN (SuProyecto.mdb) y editar la tabla correspondiente (en el caso de las zonas homogéneas, la tabla GIS_BALAN_PARAMETROS). Mediante este método se pueden copiar columnas enteras de datos, editarlas en una hoja electrónica y pegarlas nuevamente en la tabla original.

Lo expuesto para las zonas homogéneas es también aplicable a cauces y unidades hidrogeológicas.

8. Postproceso de resultados. El postprocesador

El postprocesador de GIS-BALAN es la interfaz que permite visualizar los resultados del modelo hidrológico tanto en forma tabular como gráfica (Figura 8.1). El usuario tiene la posibilidad de seleccionar cualquier componente del balance y confeccionar gráficos combinados. El botón que abre la ventana principal, al igual que el preprocesador, se encuentra en la barra de herramientas de ArcMap.

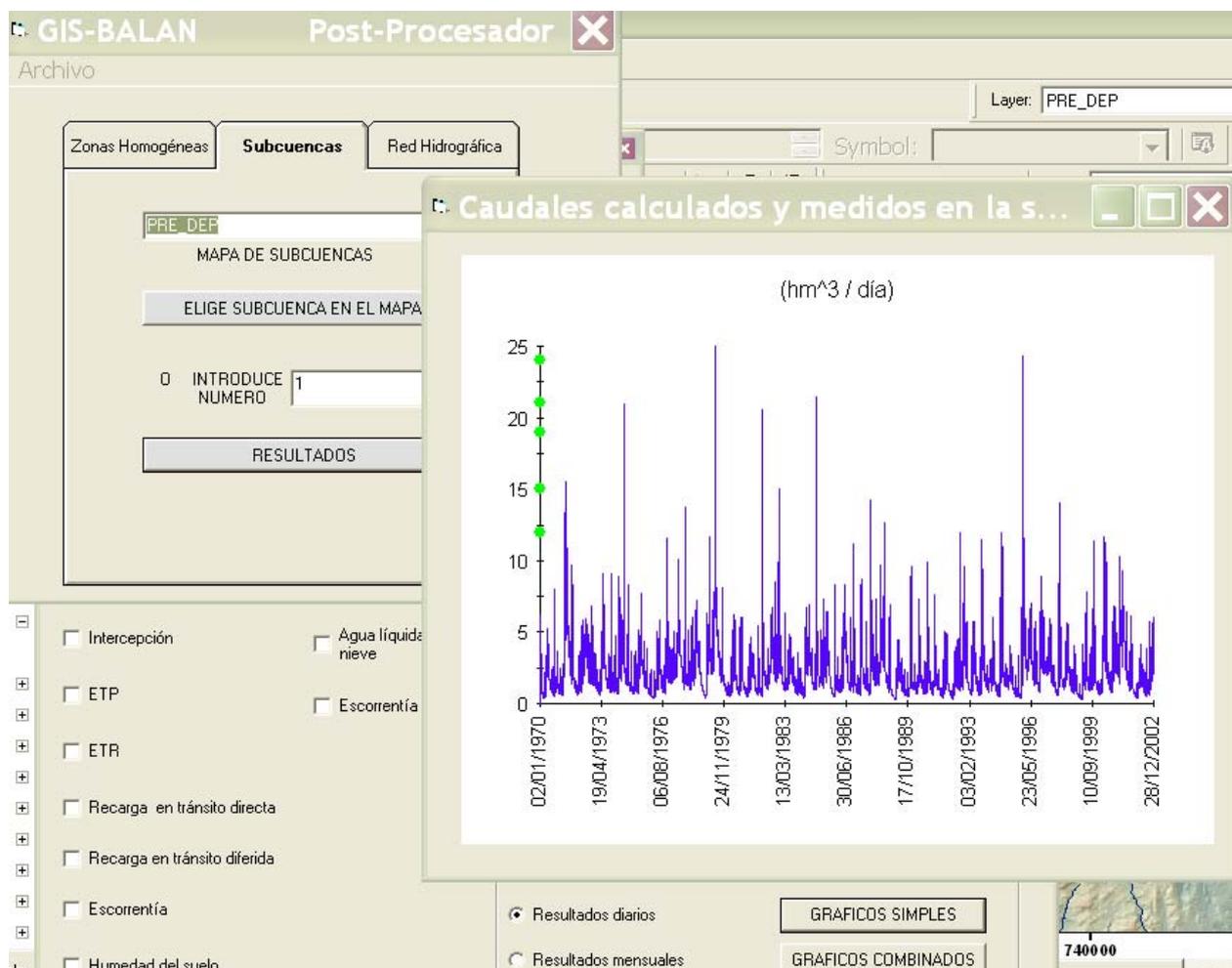


Figura 8.1. Interfaz del postprocesador de GIS-BALAN.

8.1. Gráficos y tablas de resultados

Se pueden confeccionar tablas y gráficos de resultados diarios, mensuales o anuales de cualquier componente y combinarlos, tanto para zonas homogéneas como para subcuencas. La Figura 8.2 muestra un ejemplo de ventana para confeccionar gráficos y tablas de resultados por subcuencas. En la Figura 8.3 se muestra un ejemplo de gráfico y de tabla de resultados para una componente del balance.

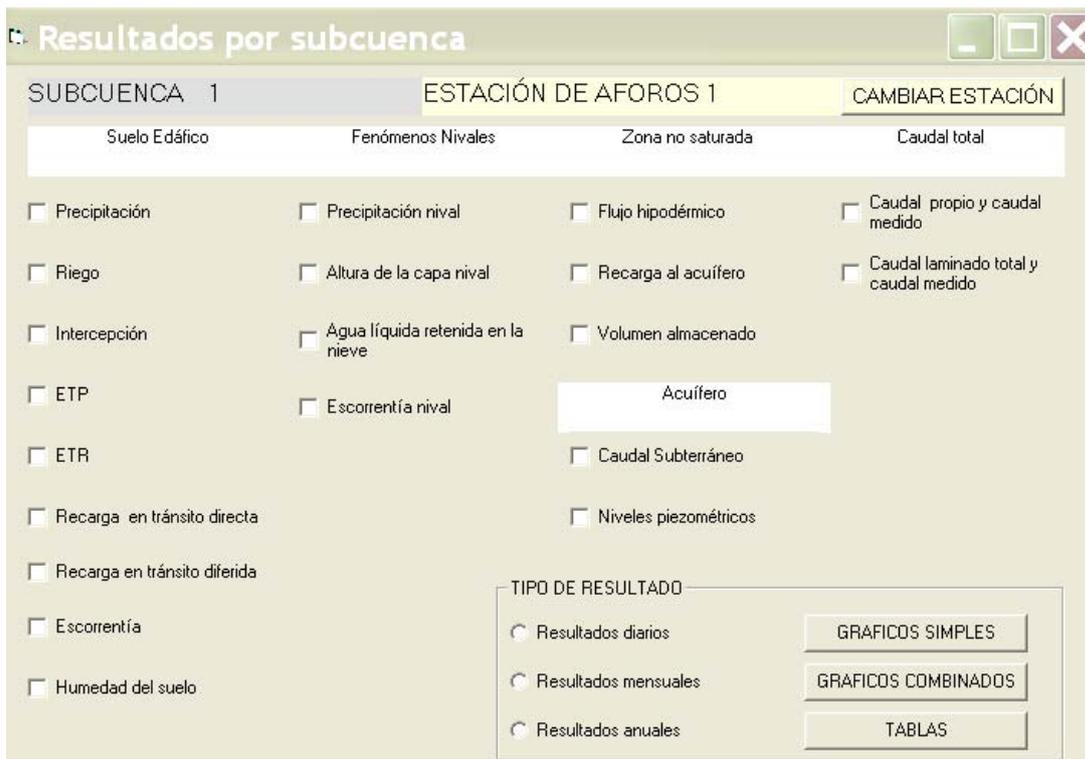


Figura 8.2. Opciones para confeccionar gráficos o visualizar tablas de resultados por subcuenca.

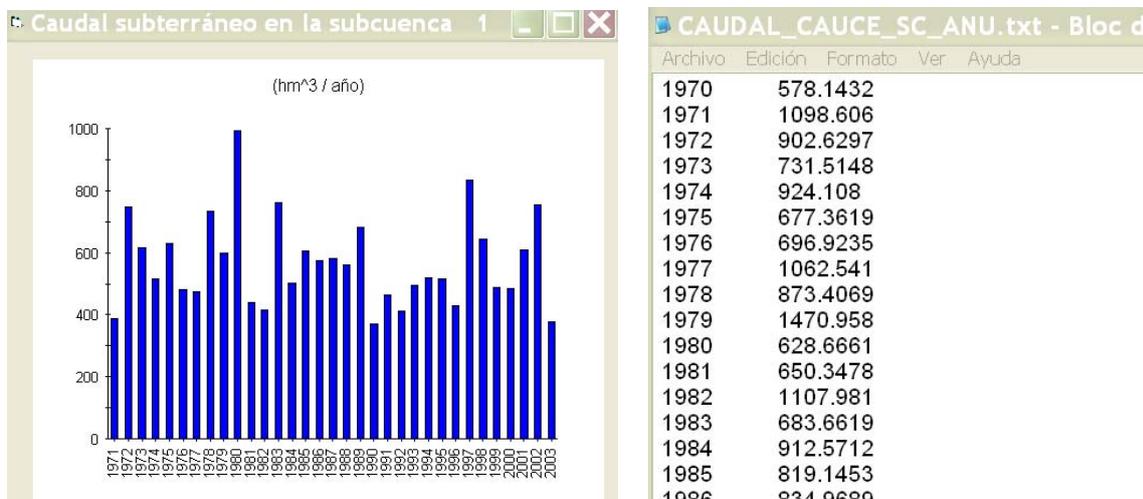


Figura 8.3. Ejemplo de gráfico y tabla de resultados anuales de una subcuenca.

9. Verificación de los nuevos desarrollos

9.1. Flujo no saturado

GIS-BALAN incorpora la posibilidad de resolver el flujo no saturado vertical mediante la ecuación de Richards. El código desarrollado se ha verificado comparando sus resultados con los del código CORE^{2D} v4 (Samper *et al.*, 2003). El caso que se ha elegido para el contraste es el de una columna de suelo de 1 m de espesor en cuyo fondo se encuentra el nivel freático. La condición de borde superior es un caudal constante de 1 mm/d y la inferior de una succión $\psi=0$ (en el nivel freático). Las condiciones iniciales se han fijado tomando una succión constante en el perfil igual a -5 m. La conductividad hidráulica saturada, K_s , es 60.48 mm/d. Los parámetros de la hipotética curva de retención (van Genuchten, 1980) son: $\theta_r=0.0$ (humedad residual), $\theta_s = 0.48$ (humedad de saturación), $n=1.592$ y $\alpha = 1.5022 \text{ m}^{-1}$.

La Figura 9.1 muestra los perfiles de humedad para 5 y 30 días calculados con GIS-BALAN y CORE. El estado estacionario se alcanza a los 50 días aproximadamente, coincidiendo prácticamente con la curva del día 30. Se aprecian pequeñas diferencias entre los dos códigos, pero que en todos los casos son inferiores al 1%.

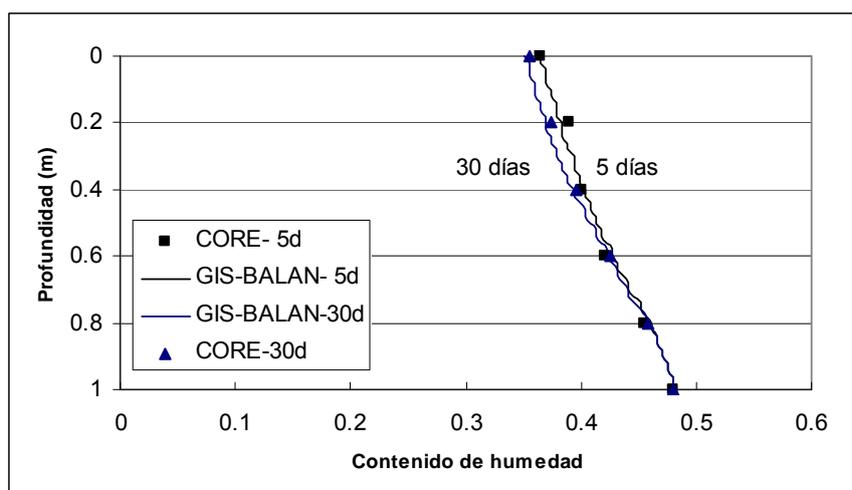


Figura 9.1. Avance del frente de humedad para 5 y 30 días. Contraste entre las soluciones numéricas de CORE y GIS-BALAN.

9.2. Modelos Pluricelulares Englobados

El código se ha verificado en la cuenca del río Valiñas, una pequeña cuenca granítica de 34 km² de superficie próxima a la ciudad de La Coruña (Figura 9.2).

El balance se ha calculado entre 1992/93 y 1997/1998. Se ha calibrado con datos de aforos en el cierre de la cuenca y niveles en un pozo somero, entre 1995 y 1998.

No se han considerado bombeos en el acuífero. Además, se ha considerado una recarga subterránea distribuida uniformemente en la subcuenca.

La interacción río-acuífero se ha modelizado considerando que las porciones de acuífero situadas a ambos márgenes del cauce tienen planta rectangular.

Se han comparado los resultados de la descarga subterránea y los niveles calculados con los modelos pluricelulares englobados (MPE) y con un esquema de diferencias finitas. El esquema de diferencias finitas es 1-D (en la perpendicular al río) y calcula la descarga al río por unidad de longitud. La distancia entre el cauce y los bordes impermeables es de 2000 m; la distancia entre los nudos de la malla de diferencias finitas es 20 m.

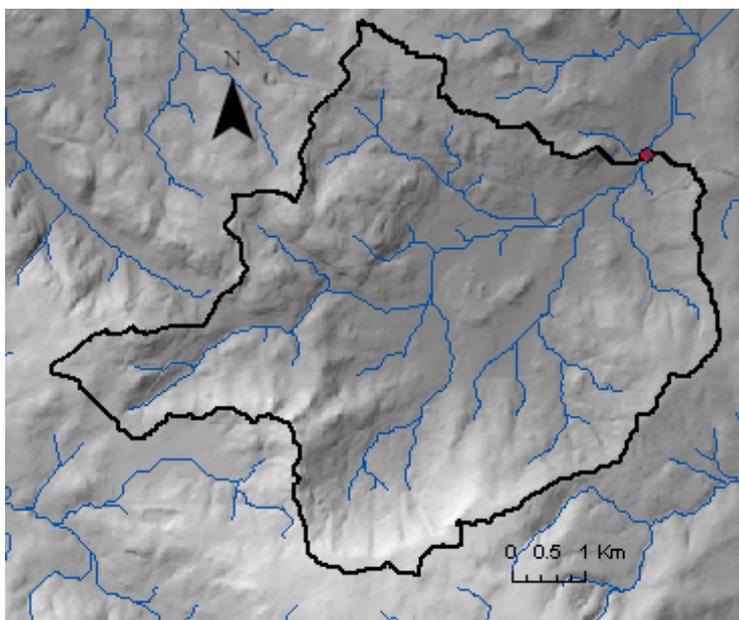


Figura 9.2. Cuenca del río Valiñas.

La Figura 9.3 muestra el ajuste entre los niveles y caudales observados y calculados. El flujo subterráneo se calculó con diferencias finitas (DF). Los niveles corresponden a un punto situado a 600 m del río. Las aportaciones corresponden al total de la cuenca e incluyen la descarga subterránea, la escorrentía superficial y el interflujo.

Se han comparado los resultados del método de DF con los obtenidos con modelos pluricelulares englobados (MPE). El contraste se ha realizado para el caudal subterráneo y para niveles piezométricos a distancias del río de 50, 200 y 1000 m. Las diferencias de niveles a distancias mayores son despreciables.

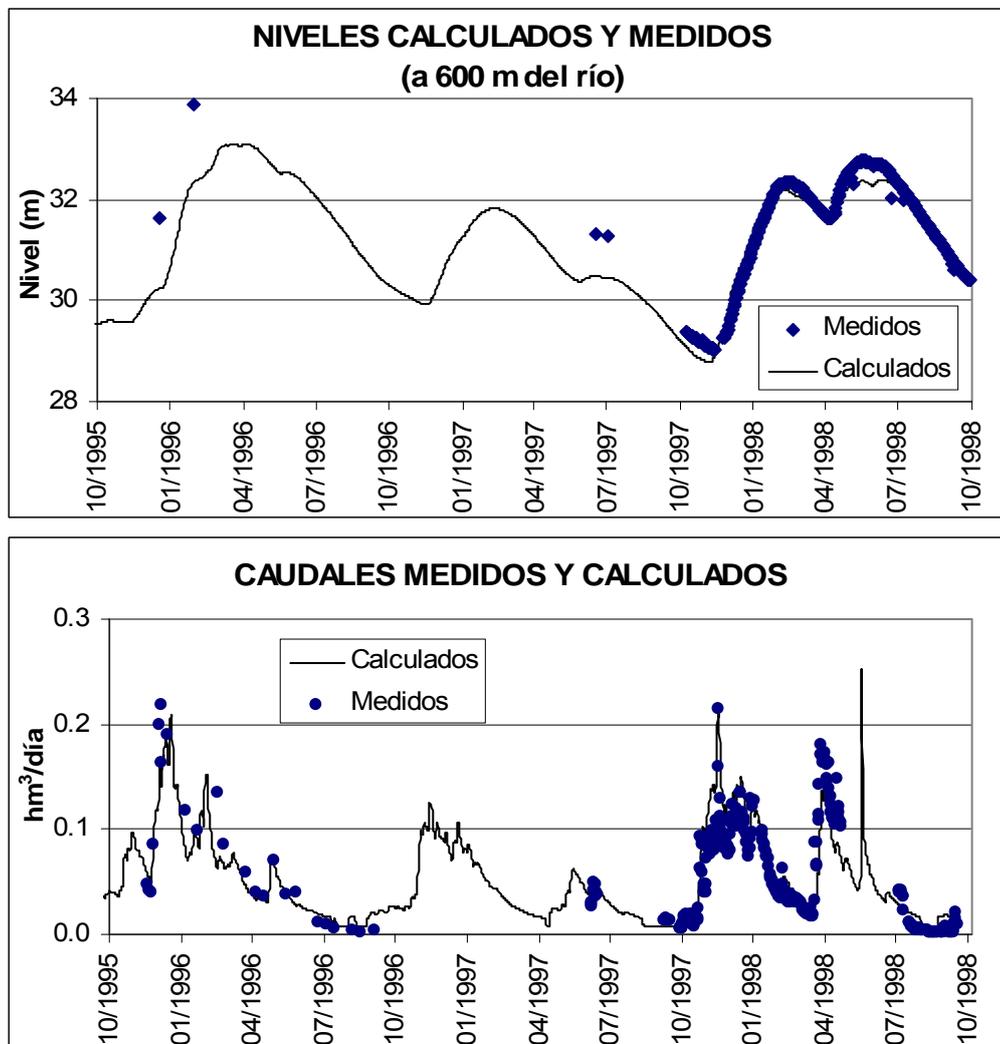


Figura 9.3. Niveles y caudales medidos y calculados. Los cálculos en el acuífero se efectuaron mediante un esquema de diferencias finitas.

En la Figura 9.4 se muestra la descarga subterránea calculada con DF y MPE, considerando 3 y 10 términos en los MPE. Como se puede apreciar en la Tabla 9.1, las diferencias entre las descargas subterráneas calculada con DF y MPE son mucho mayores cuando se consideran sólo 3 términos en los MPE. Tomando 10 términos, la máxima diferencia es de 1.92 % mientras que la diferencia en el flujo acumulado en 3 años es sólo de 0.46 %. Estos resultados son consistentes con los presentados por Pulido-Velázquez *et al.* (2005), que señalan errores menores al 1% para $\alpha.t = 10^{-3}$ y 10 términos.

Dado que los gradientes piezométricos son mayores cerca del río, las mayores diferencias entre DF y los MPE se encuentran en el nudo más cercano al río (a 50 m del río).

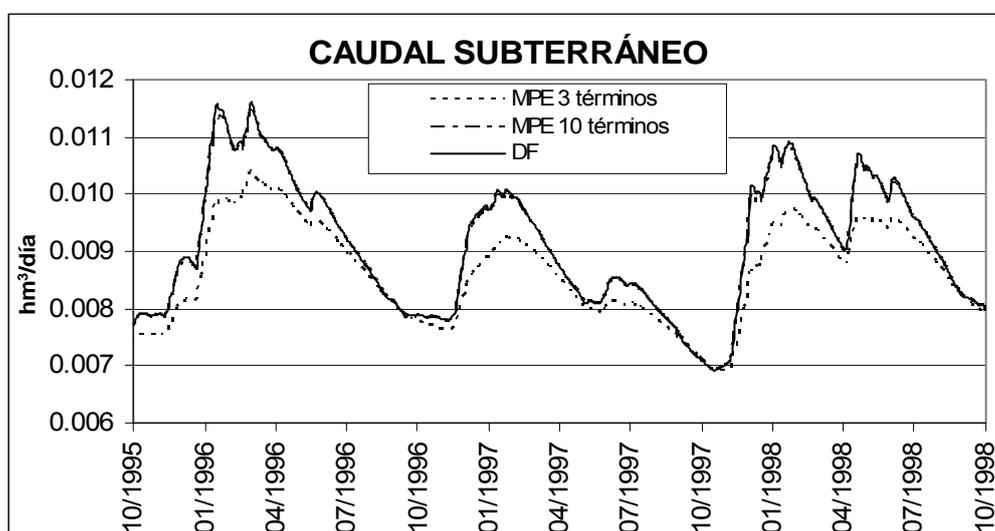


Figura 9.4. Descarga subterránea calculada con DF y MPE.

Tabla 9.1. Diferencias en la descarga subterránea: DF y MPE-3 términos; DF y MPE-10 términos.

Número de términos en los MPE	3	10
Diferencia diaria media (%)	4.95	0.43
Diferencia diaria máxima (%)	14.83	1.92
Diferencia del caudal acumulado en tres años (%)	5.30	0.46

Se han comparado los niveles calculados con DF y con MPE (3 y 10 términos) para un punto situado a 50 m del río. Como en el caso de la descarga subterránea, utilizando 3 términos las diferencias son mayores que con 10 términos. En ambos casos las diferencias son mucho menores que para caudales (véase Figura 9.5 y Tabla 9.2).

También se ha realizado una comparación de los niveles obtenidos con DF y MPE con 10 términos en todos los nudos de la malla de DF. En la Figura 9.6 se pueden apreciar los niveles calculados a 50 m y 200 m del río. Mientras que las diferencias entre DF y MPE son menores de 0.37 % a 50 m del río (pero visibles), a 200 m del río ya no se aprecian.

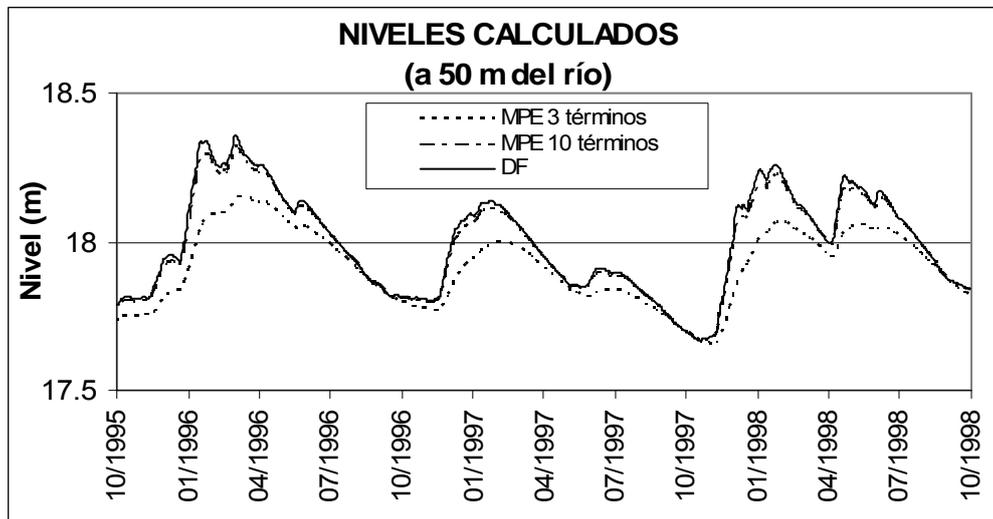


Figura 9.5. Comparación de los niveles en un punto a 50 m del río calculados mediante DF y MPE.

Tabla 9.2. Diferencias de niveles entre DF y MPE a 50 m del río.

Número de términos en los MPE	3	10
Diferencia diaria media (%)	0.46	0.09
Diferencia diaria máxima (%)	1.64	0.37

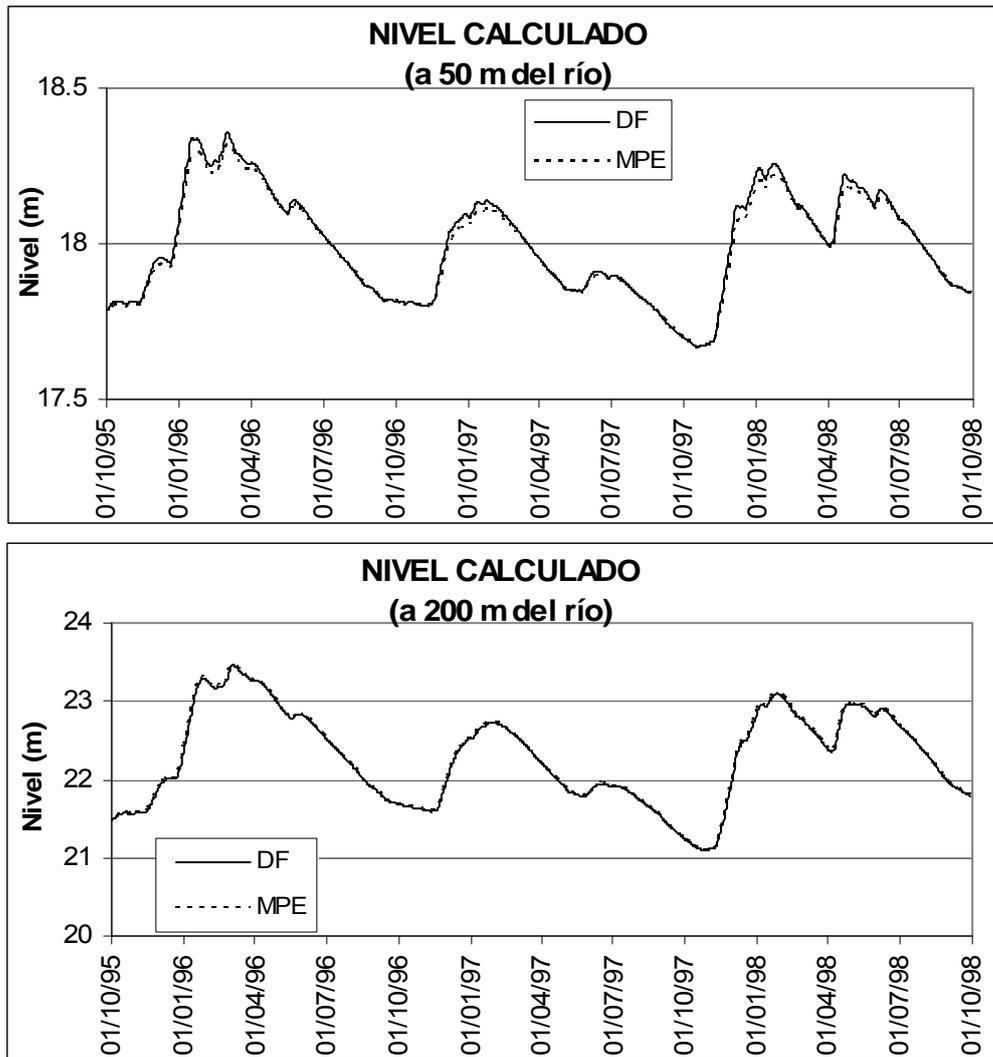


Figura 9.6. Comparación de los niveles a 50 y 200 m del río calculados mediante DF y MPE de 10 términos.

10. Casos reales de aplicación del programa

Algunos casos reales en los que se ha aplicado GIS-BALAN son:

- Aluvial de Andújar. Samper *et al.* (2004, 2007); Pisani (2008), Apéndice 5.
- Cuenca del río Valiñas, Provincia de A Coruña. Samper *et al.* (2005); Pisani (2008), Apéndice 7.
- Cuencas de montaña:
 - Alto Gállego, Provincia de Huesca. Pisani (2008), Apéndice 4.
 - Zona de los Túneles de Pajares, Castilla-León/Asturias (cuenca del río Bernesga). Pisani (2008), Apéndice 6.
 - Serra da Estrela, norte de Portugal. Espinha Marques (2007); Espinha Marques *et al.* (2006); Pisani (2008), Apéndice 8.

11. Instalación de GIS-BALAN

El programa consta de 3 módulos (preprocesador, procesador y postprocesador) que se pueden instalar separadamente.

El procesador puede ser instalado mediante la ejecución del instalable como cualquier programa de Windows.

Una vez instalados, el preprocesador y el postprocesador deben ser incorporados a ArcMap para que sean accesibles. Debe recordarse que ambas aplicaciones se llaman desde botones que aparecen en la interfaz de ArcMap.

Para agregar los botones en ArcMap deben seguirse los siguientes pasos (Figura 11.1):

Menú *Tools* (herramientas) > *Customize* (personalizar) > *Add from File* (seleccionar desde archivo) y seleccionar la *dll* del preprocesador o postprocesador.

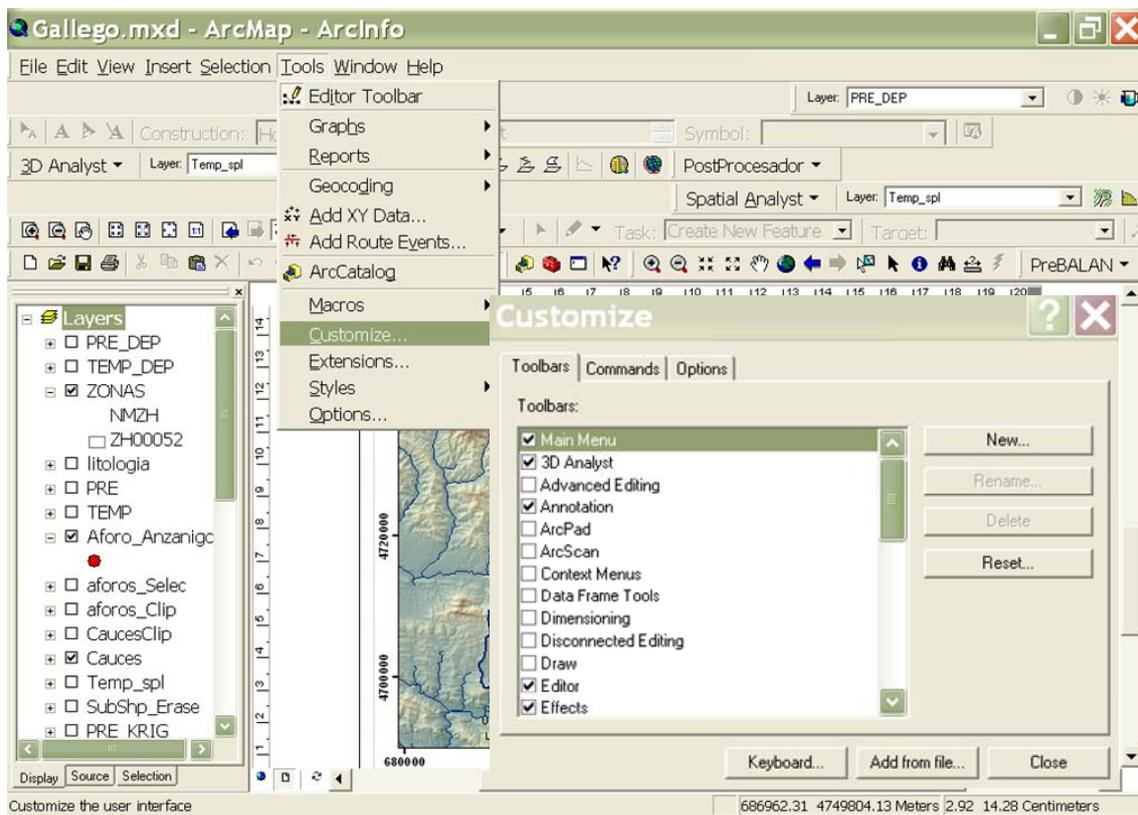


Figura 11.1. Incorporación de los botones de GIS-BALAN a la ventana de ArcMap.

12. Referencias bibliográficas

- Ajami N, Gupta H, Wagener T, Sorooshian S (2004). Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. *J. Hydrol.* 298. 112-135.
- Allen RG, Monteith JL, Perrier A, Santos Pereira L y Segeren A (1991). Report on the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. Land and Water Development Division. FAO. Roma. 54 pp.
- Anderson EA (1973). National Weather Service River Forecast System--Snow Accumulation and Ablation Model. Technical Memorandum NWS Hydro-17, November 1973. 217 pp.
- Bossard M, Feranec J, Otahel J (2000). CORINE land cover technical guide – Addendum 2000. EEA Technical Report40.
- Carrera J, Alfageme H, Galarza G, Medina A (1989). Estudio de la infiltración a través de la cobertera de la FUA. Dpto. de Ing. del Terreno, UPC. Informe para ENRESA. Barcelona. 173 pp.
- Chow VT, Maidment DR y Mays LW (1994). Hidrología Aplicada. McGraw-Hill. Sta. Fe de Bogotá, Colombia.
- Cunge JA (1969). On the subject of a flood propagation computation method, Muskingum method. *J. Hydraul. Res.*, 7(2):205-230
- Custodio E. y LLamas R (1983). Hidrología subterránea. Ed. Omega, 2ª Edición, Barcelona.
- DHI (Danish Hydraulic Institute) (2004). Unsaturated Flow-Reference. En: MIKE SHE User Manual, Volume 2: Reference Guide, 16: 261-273.
- DHI (Danish Hydraulic Institute) (2007). Kinematic Routing Method. MIKE 11, A Modelling System for Rivers and Channels, Reference Manual. (1.21): 123-128.
- Espinha Marques J (2007). Contribuição para o conhecimento da hidrogeologia da região do Parque Natural da Serra da Estrela (sector de Manteigas – Nave de Santo António – Torre). Tesis doctoral, Universidad de Oporto, Portugal, 466 pp.
- Espinha-Marques J, Samper J, Pisani B, Álvares D, Vieira GT, Mora C, Carvalho JM, Chaminé H, Marques J, Sodr e Borges F (2006). Avalia o de recursos hídricos através de modela o hidrológica: aplica o do programa VISUAL BALAN v2.0 a uma bacia hidrográfica na Serra da Estrela (Centro de Portugal), *Cadernos Lab. Xeoloxico de Laxe*, Vol. 31: 43-65.
- ESRI (2002). Arc Hydro. GIS for Water Resources. Ed. D. Maidment. California, USA. 203 pp.

- Faci JM (1986). Necesidades Hídricas de los Cultivos. Servicio de Investigación Agraria de Zaragoza. Doc. Inédito.
- Guang-Te W y Singh VP (1992). Muskingum method with variable parameters for flood routing in channels. *J. Hydrol.* Vol. 134:57-76.
- Hoggan DH, (1989) Computer-assisted floodplain hydrology and hydraulics. McGraw-Hill Pub. Co. New York. 518 pp.
- Horton RE (1919). Rainfall interception. *Mon. Weather Rev.* 47 (1919), pp. 603-623.
- Huber WC, Dickinson RE (1988). Storm Water Management Model, Version 4, User's Manual. Agencia de Protección Ambiental de USA. EPA/600/3-88/001a (NTIS PB88-236641/AS).
- Leavesley GH, Lichty RW, Troutman BM, Saindon LG (1983). Precipitation-runoff modeling system— User's manual: U.S. Geol. Surv. Water Resour. Invest. Rep. 83-4238.
- López J (1997) Evaluación de la recarga por cambios en la cobertura vegetal. En: Seminario de la AIH sobre: La Evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica, E. Custodio, R. Llamas y J. Samper. Ed.: ITGE, 455 pp.
- Martínez-Cob A y Tejero-Juste M (2004). A wind-based qualitative calibration of the Hargreaves ET0 estimation equation in semiarid regions. *Agricultural Water Management* 64: 251-264.
- Muñoz R y Ritter A (2005). Hidrología Agroforestal. Gobierno de Canarias y Ediciones Mundi-Prensa (eds.). Madrid.
- Neira X (1993). Desenrolo de técnicas de manexo de auga axeitadas a un uso racional de regadíos. Tesis Doctoral. Escuela Politécnica Superior de Lugo. Universidad de Santiago. 247 pp. [en gallego].
- Neitsch SL, Arnold JG, Kiniry JR, Srinivasan R, Williams JR (2002). Soil and Water Assessment Tool. User's manual. Blackland Research & Extension Center. USDA, Agricultural Research Service, Texas.
- Penman HL (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 193, 120-145.
- Pisani B (2008). Acoplamiento de modelos hidrológicos distribuidos y GIS. Tesis doctoral, Universidad de La Coruña, España.
- Ponce, VM (1986). Diffusion wave modelling of catchment dynamics. *J. Hydraul. Eng.*, 112(8):716-727.
- Ponce, VM, Lohani AK, Scheihing C (1996). Analytical verification of Muskingum-Cunge routing. *J. Hydrol.*, 174:235-241.

- Pulido-Velázquez M, Sahuquillo A, Ochoa-Rivera C, Pulido-Velázquez D (2005). Modeling of stream-aquifer interaction: the embedded multireservoir model. *J. of Hydrology* (313). 166-181.
- Rushton KR, Ward CJ (1979). The estimation of groundwater recharge. *J. Hydrol.* 41, 345-361.
- Sahuquillo A (1983). Modelos pluricelulares englobados. En el curso: Utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas. Valencia-Castellón de la Plana.
- Samper J, Yang C, Montenegro L (2003). User's manual of CORE2D version 4: A code for groundwater flow and reactive solute transport. Universidad de A Coruña, A Coruña, Spain.
- Samper J, Huguet LI, Ares J, García Vera MA (1999). Manual del usuario del programa VISUAL BALAN v1.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Publicación Técnica de ENRESA 05/99. Madrid. 134 pp.
- Samper J, Juncosa R, Huguet LI, Varela I (2000). Metodología para la cuantificación de los aprovechamientos potenciales de la cuenca del Ebro mediante balances de agua. Informe 2000-PH-17-I para la Confederación Hidrográfica del Ebro.
- Samper J, Yang C, Pisani B, Montenegro L, Zheng L y Molinero J. (2004). Actualización del modelo de flujo y transporte de Andújar. Informe para ENRESA. Universidad de A Coruña.
- Samper J, Pisani B, Alvares D, Espinha Marques J, García Vera MA y Losada JA (2007). Distributed and semi-distributed hydrological models for groundwater recharge evaluation: Application of GIS-BALAN to three different basins in Spain and Portugal. En: XXXV Congreso de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos: Groundwater and Ecosystems. Lisboa, 17-21 de septiembre de 2007.
- Samper J, García Vera MA, Pisani B, Alvares D, Espinha Marques J, Varela A, y Losada JA (2005). Hydrologic models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: Application of GIS-BALAN to Atlantic basins in Spain and Portugal. En: The Fourth Inter-Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources. Guimaraes, Portugal. IAHS. 12 pp.
- SCS (US Soil Conservation Service) (1975). Urban hydrology for small watersheds, Technical Release No 55, U.S. Depart. of Agriculture, enero de 1975 (revisado en Junio de 1986).
- Singh RP (1987). Rainfall interception by Pinus Wallichiana plantation in temperate region of Himachal Pradesh, India. *Indian Forester* (August): 559-566.
- Singh VP y McCann R (1980). Some notes on Muskingum method of flood routing. *J. Hydrol.* Vol. 48:343-361.
- Tewelde MH y Smithers JC (2006). Flood routing in ungauged catchments using Muskingum methods. *Water SA* Vol. 32 (3):379-388.

Thornthwaite CW (1948). An approach towards a rational classification of climate. *Geographical Review* 38, 55-94.

USACE (US Army Corps of Engineers) (2000). Modeling Direct Runoff with HEC-HMS. En: *Hydrologic Modeling System HEC-HMS, Manual de referencia técnica*, 6: 53-74.

USDA (US Department of Agriculture) (1986). Urban Hydrology for Small Watersheds. Nota Técnica 55 (Technical Release 55, TR-55). www.info.usda.gov/CED/ftp/CED/tr55.pdf.

Van Genuchten, M. Th. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 44, 892-898.

APÉNDICE 4:

**APLICACIÓN DE GIS-BALAN A LA CUENCA DEL RÍO
GÁLLEGO**

Índice de figuras del Apéndice 4

Figura 3.1. Situación geográfica de la cuenca del Gállego dentro de la cuenca hidrográfica del Ebro.	A4-6
Figura 3.2. MDT de la cuenca del río Gállego.	A4-7
Figura 4.1. Estaciones con datos de temperatura.	A4-9
Figura 4.2. Estaciones con datos de precipitación.	A4-9
Figura 4.3. Mapa de isoyetas. Valores medios anuales.	A4-10
Figura 4.4. Mapa de isotermas. Valores medios anuales.	A4-10
Figura 4.5. Precipitación anual media areal sobre la cuenca (1970-2002).	A4-11
Figura 5.1. Dominios hidrogeológicos de la cuenca del Ebro y situación de la cuenca del Gállego (MMA, 1999).	A4-12
Figura 5.2. Litologías de la cuenca del río Gállego. Se distinguen cuatro zonas principales (Mapa cedido por la CHE).	A4-14
Figura 6.1. Usos del suelo en la cuenca del río Gállego (Bossard <i>et al.</i> , 2000).	A4-15
Figura 7.1. Embalses de Lanuza (1), Búbal (2) y Jabarella (3).	A4-18
Figura 7.2. Mapa de dirección de flujo de la cuenca del Gállego.	A4-19
Figura 7.3. Mapa de acumulación de flujo de la cuenca del Gállego.	A4-19
Figura 7.4. Red hidrográfica de la cuenca del Gállego.	A4-20
Figura 7.5. Límites y red hidrográfica de la cuenca del río Gállego aguas arriba de la estación de Anzáñigo.	A4-20
Figura 7.6. Mapa de isocronas de la cuenca del Gállego.	A4-21
Figura 7.7. Mapa de zonas homogéneas obtenido por superposición de los mapas de usos del suelo y de altitud.	A4-23
Figura 7.8. Correlación precipitación media anual – altitud en las estaciones meteorológicas de la zona de estudio: $\rho=0.81$, $R^2=0.66$	A4-24
Figura 7.9. Correlación temperatura media anual – altitud en las estaciones meteorológicas de la zona de estudio: $\rho=-0.9$, $R^2=0.75$	A4-25
Figura 7.10. Aportaciones mensuales observadas y calculadas entre 1970 y 2002.	A4-31
Figura 7.11. Aportaciones anuales observadas y calculadas entre 1970 y 2002.	A4-31
Figura 7.12. Aportaciones medias mensuales en el periodo 1970-2002.	A4-34
Figura 7.13. Medias de los residuos cuadráticos normalizados de las aportaciones mensuales en el periodo 1970-2002.	A4-34

Índice de tablas del Apéndice 4

Tabla 7.1. Principales embalses de la cuenca del alto Gállego (adaptado de Bürger <i>et al.</i> , 2007).	A4-17
Tabla 7.2. Valores iniciales de los parámetros nivales, tomados de Espinha-Marques <i>et al.</i> (2006)...	A4-28
Tabla 7.3. Parámetros utilizados en el balance hidrometeorológico de la cuenca del río Gállego. Se indican las fuentes de los valores iniciales y si han sido calibrados.	A4-29
Tabla 7.4. Resultados medios anuales del balance hidrometeorológico en la cuenca del alto Gállego. .	A432

1. Introducción

Este apéndice presenta la aplicación de GIS-BALAN a una cuenca pirenaica, la del alto Gállego, afluente del Ebro. La elección de esta cuenca se debe a varios motivos. Por un lado, está ubicada en el ámbito de la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE), que ha coparticipado en el desarrollo del código GIS-BALAN y dedica un gran esfuerzo a la evaluación de los recursos hídricos. Por otro lado, la cuenca del alto Gállego presenta unas características propias que la hacen muy interesante desde el punto de vista científico y un desafío a la hora de su modelización. La cuenca modelizada ocupa una superficie de 1348 km² y tiene unas características geográficas, meteorológicas, litológicas y geológicas muy variables en el espacio. Esta complejidad se aborda desde la modelización semidistribuida.

2. Fuentes de datos

Los datos topográficos, hidrometeorológicos, litológicos, geológicos y de usos del suelo utilizados en este estudio provienen de la CHE, tanto de sus sitios en la web, como de la gentileza de M. A. García Vera y J. A. Losada de la Oficina de Planificación Hidrológica. A partir de esos datos se ha construido un GIS de la zona de estudio, que incluye un Modelo Digital de Terreno (MDT) y un amplio conjunto de mapas con información derivada.

3. Geografía

El río Gállego es afluente del Ebro y su cabecera se encuentra en los Pirineos Centrales (ver Figura 3.1). La cuenca del Gállego aguas arriba de Anzáñigo tiene una superficie de 1348 km², una altitud máxima de 3056 m s.n.m. (en el sector Norte) y una mínima de 556 m s.n.m. (en la estación de aforos de Anzáñigo).

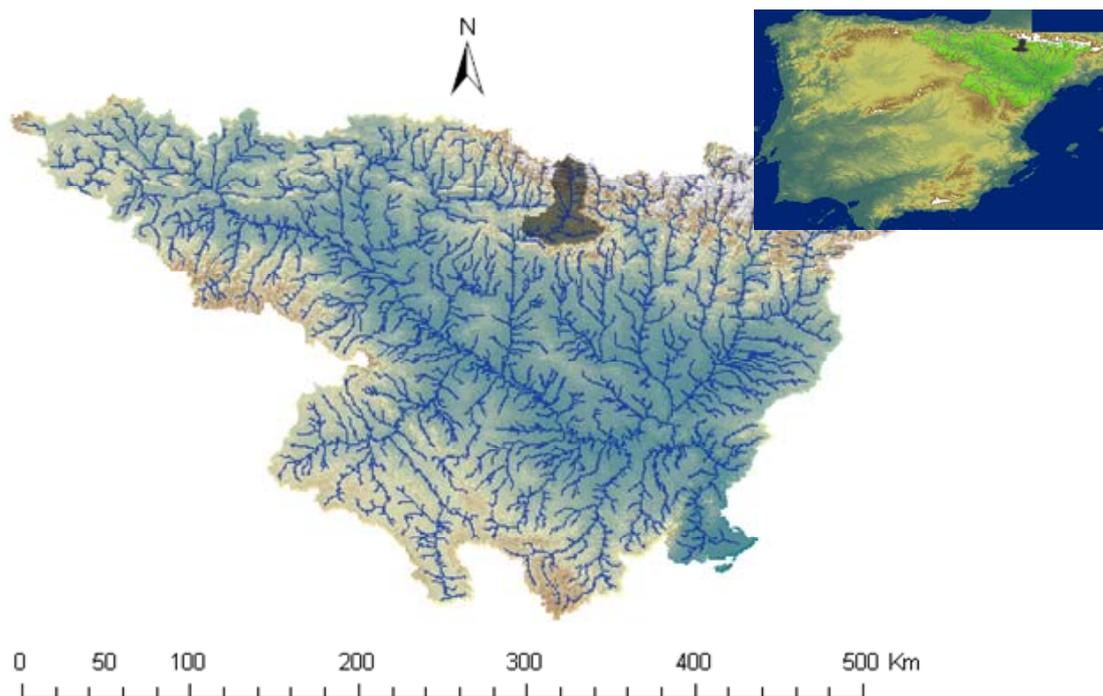


Figura 3.1. Situación geográfica de la cuenca del Gállego dentro de la cuenca hidrográfica del Ebro.

El cauce principal tiene una longitud de aproximadamente 77 km, que se desarrolla entre una altitud máxima de 1520 m s.n.m. y la mínima correspondiente a la estación de Anzáñigo. La pendiente media es de 1.3 %, pero es muy variable a lo largo del recorrido, con un valor medio de 3 % en los primeros 20 km, 1% en la zona de transición en los siguientes 12 km y 0.8 % en los últimos 45 km.

La topografía de la cuenca permite distinguir dos zonas principales: La de más altitud y relieve más montañoso, al Norte; y la zona más plana del centro y sur de la cuenca (ver Figura 3.2). Estas dos zonas presentan diferentes características litológicas y geológicas que se analizan en la sección 5.

La topografía ejerce una influencia fundamental en la hidrología de la zona. En la topografía se debe considerar no sólo la altitud sino también la orientación del terreno y la pendiente. La orientación del terreno es importante porque determina la exposición al viento y la insolación. Influye por lo tanto en los procesos de evapotranspiración y fusión de la nieve entre otros. Además, la cantidad de precipitación sobre una zona montañosa de ladera está relacionada con su orientación y posición relativa (Espinha-Marques *et al.*, 2006). La pendiente del

terreno influye sobre la granulometría del suelo, la cobertura vegetal, en los procesos erosivos y por lo tanto en el desarrollo del suelo edáfico. También es muy importante en la generación de esorrentía.

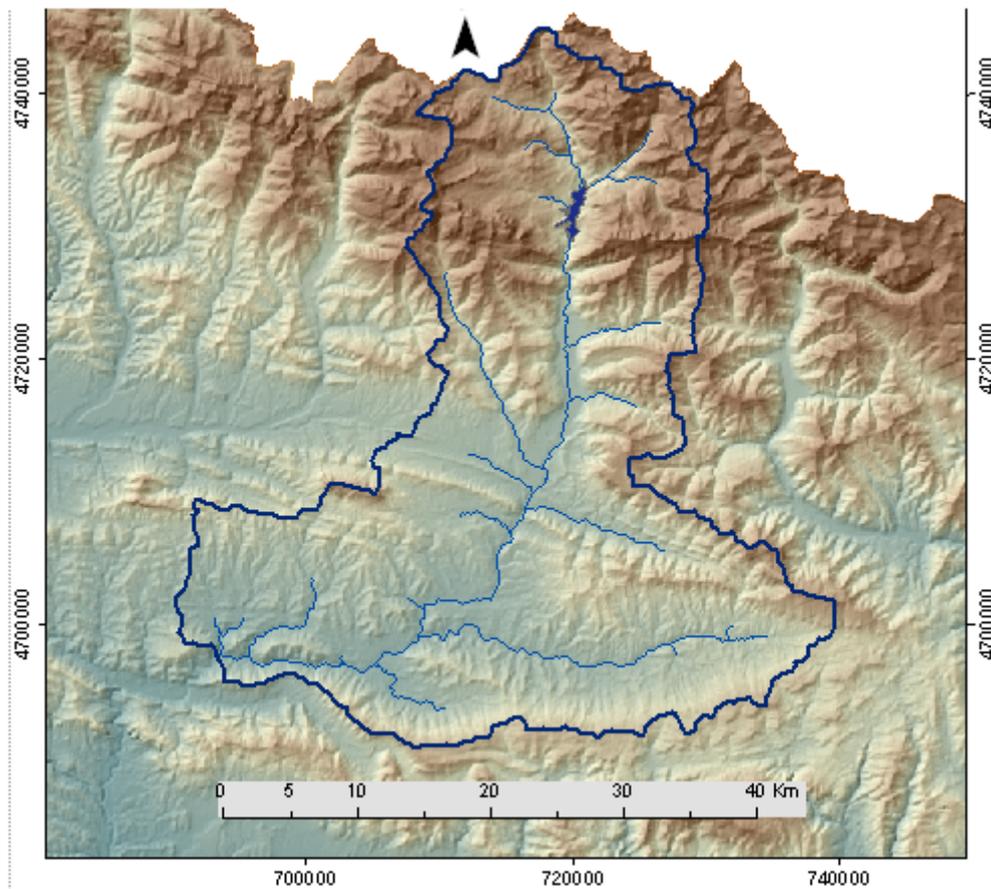


Figura 3.2. MDT de la cuenca del río Gállego.

4. Clima

La cuenca del alto Gállego presenta numerosas dificultades y desafíos para modelizar los procesos hidrológicos dada la variabilidad espacial de la precipitación y la temperatura y por los efectos del almacenamiento en forma de nieve que son muy importantes (Bürger *et al.*, 2007).

El clima de la zona es mediterráneo de montaña, con algunas influencias atlánticas, caracterizado por inviernos fríos y veranos frescos (Gómez-Villar y García-Ruiz, 2000). Las tormentas de verano son frecuentes (García-Ruiz *et al.*, 1996).

La topografía es sin duda el factor más influyente en el clima de la zona. El aumento de la precipitación con la altitud, tanto en forma líquida como de nieve, es claro. Además de la variabilidad espacial de la meteorología debida a la altitud, se puede considerar la derivada de la orientación del terreno, que influye sobre la cantidad de precipitación y la insolación. Sin embargo, la orientación del terreno no se ha tenido en cuenta en esta modelización que tiene carácter preliminar.

Se dispone de los datos de precipitación y temperatura en 3143 estaciones meteorológicas ubicadas en la cuenca del Ebro. Las series son de valores diarios y comprenden el periodo desde 1912 hasta la actualidad. Todas las estaciones carecen de datos en algunos periodos, pero se pueden completar debido a la abundancia de estaciones.

Para este trabajo se han elegido las estaciones meteorológicas ubicadas a una distancia no superior a 25 km del borde de la cuenca (lo que en los GIS se denomina un *buffer*). Con este procedimiento se ha reducido el número de estaciones con datos de precipitación a 95 y con datos de temperatura a 44 (véanse la Figura 4.1 y la Figura 4.2). A partir de estos datos se han obtenido los mapas de isotermas e isoyetas de valores medios anuales (Figura 4.3 y Figura 4.4). El procedimiento utilizado para la obtención de las series meteorológicas diarias en las zonas homogéneas del modelo se describe en el Apartado 7.4.

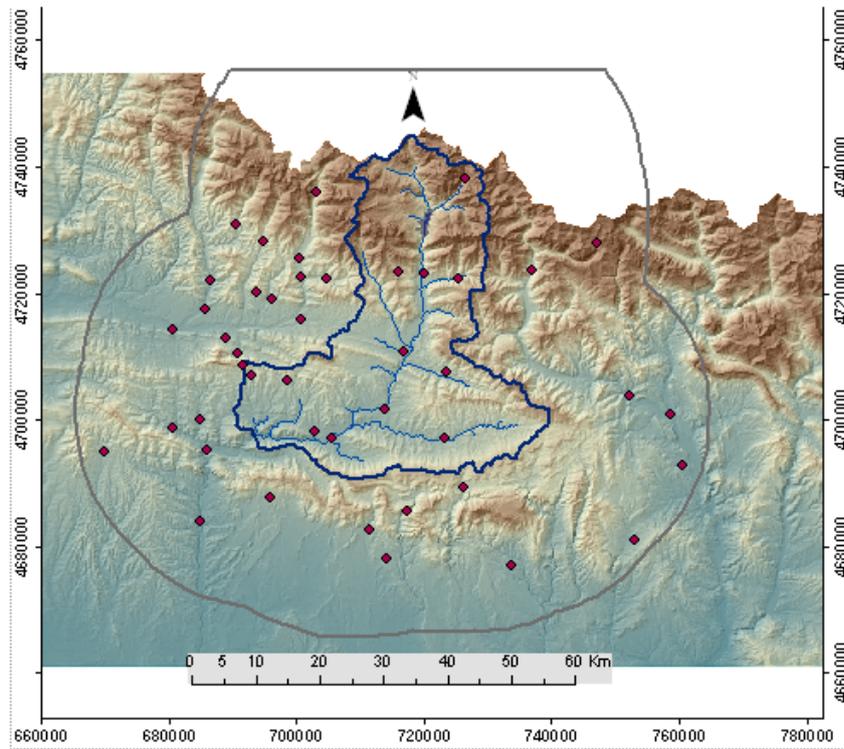


Figura 4.1. Estaciones con datos de temperatura.

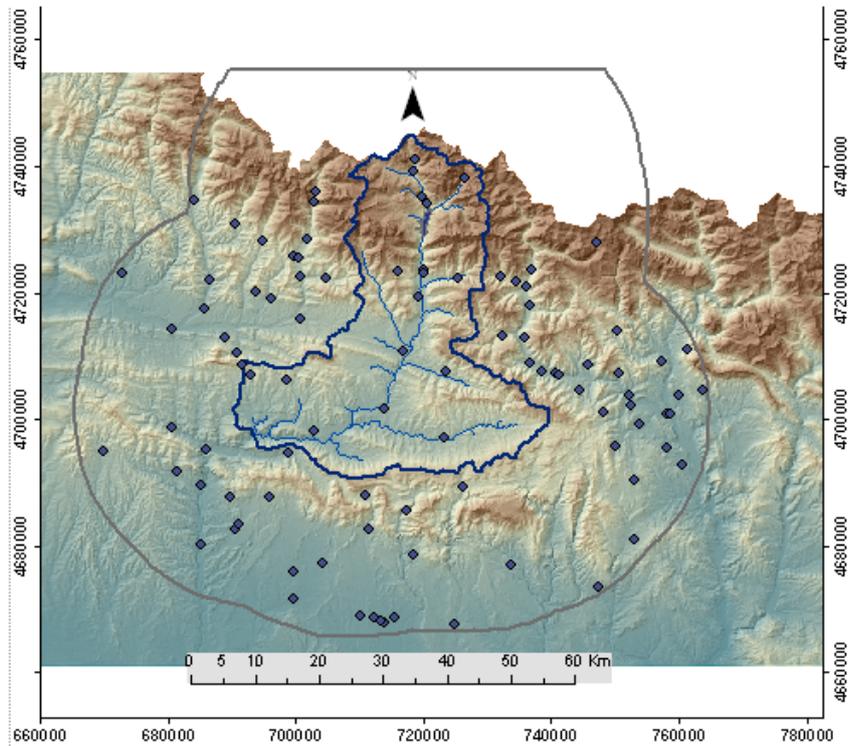


Figura 4.2. Estaciones con datos de precipitación.

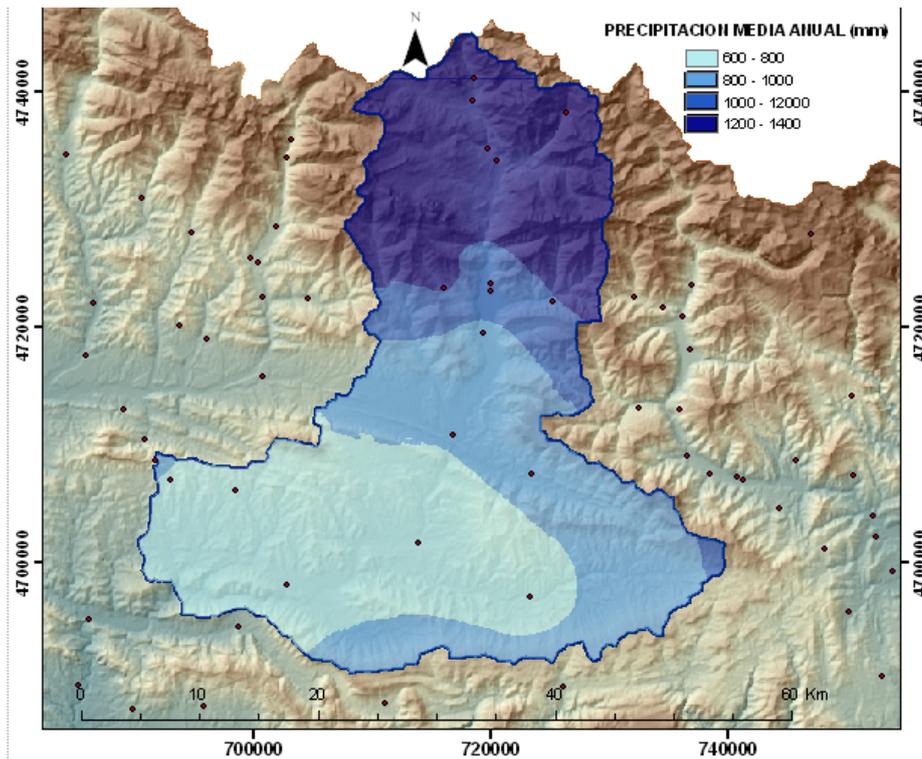


Figura 4.3. Mapa de isoyetas. Valores medios anuales.

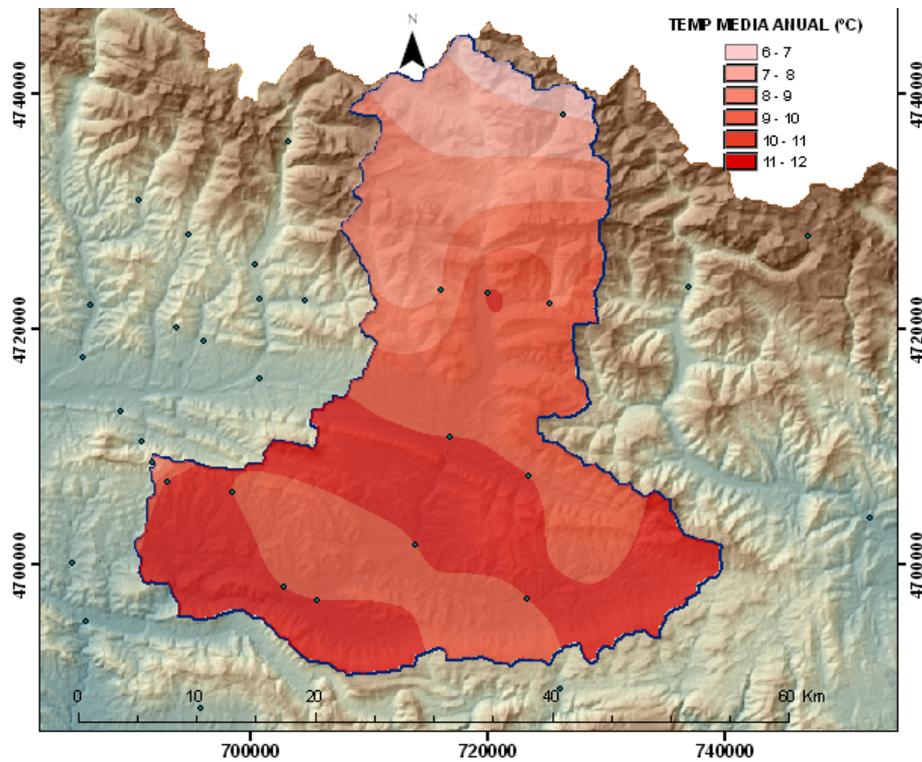


Figura 4.4. Mapa de isotermas. Valores medios anuales.

La Figura 4.5 muestra la serie anual de precipitación media sobre la cuenca entre 1970 y 2002, obtenida de la manera descrita en el apartado 7.4. El valor medio es de 1254 mm/año, de los cuales 292 mm aproximadamente ocurren en forma de nieve. La máxima precipitación anual del periodo es 1669 mm en 1979, mientras que la mínima es 893 mm en 1998. Por lo tanto, las diferencias respecto a la precipitación media anual no son muy notables. No se aprecian secuencias claras de años secos y húmedos, si bien en la última década de datos se distinguen 2 periodos secos de 3 años, 1989-1991 y 1993-1995, y 2 periodos húmedos de 2 años, 1996-1997 y 1999-2000.

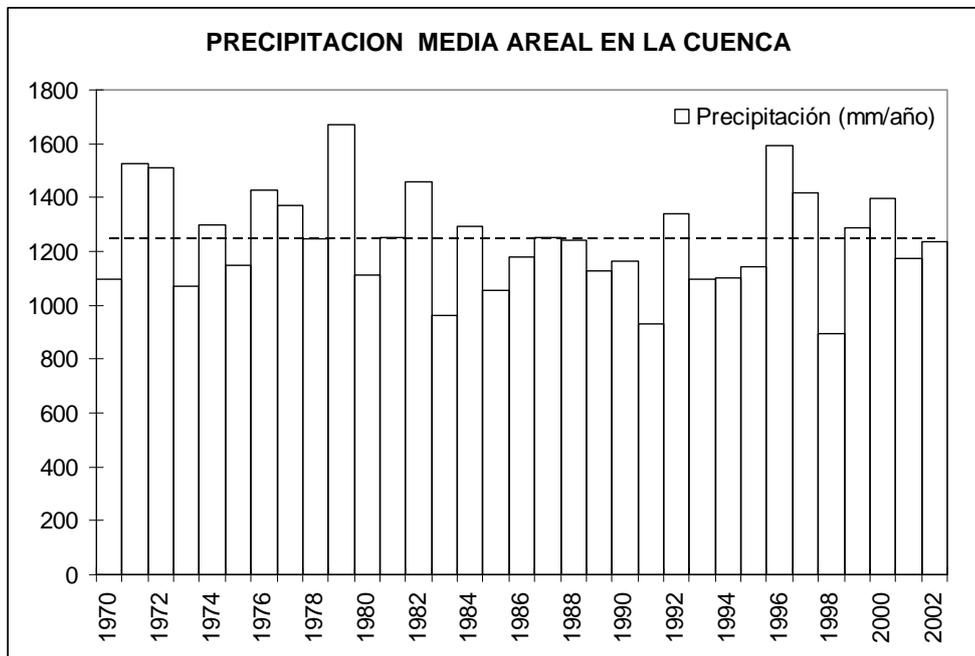


Figura 4.5. Precipitación anual media areal sobre la cuenca entre 1970-2002, calculada como se describe en el apartado 7.4.

5. Geología

La cuenca de estudio forma parte del dominio hidrogeológico pirenaico del sinclinal de Jaca-Pamplona (MMA, 1999) (véase la Figura 5.1). El dominio pertenece al sector central de la gran estructura pirenaica delimitada por los ríos Arga al Oeste y Cinca al Este. Forma parte de la cuenca sedimentaria de Jaca-Pamplona, limitada al Norte por las Sierras Interiores Prepirenaicas y al Sur por las Sierras Exteriores Prepirenaicas. Su estructura es la de un amplio sinclinal. En MMA (1999) no se han definido como unidades hidrogeológicas los aluviales de los grandes ríos pirenaicos que discurren sobre materiales poco permeables, como el aluvial del Gállego. Sin embargo, se hace hincapié en la creciente importancia que tienen estas extensiones aluviales para el aprovechamiento de las aguas subterráneas.

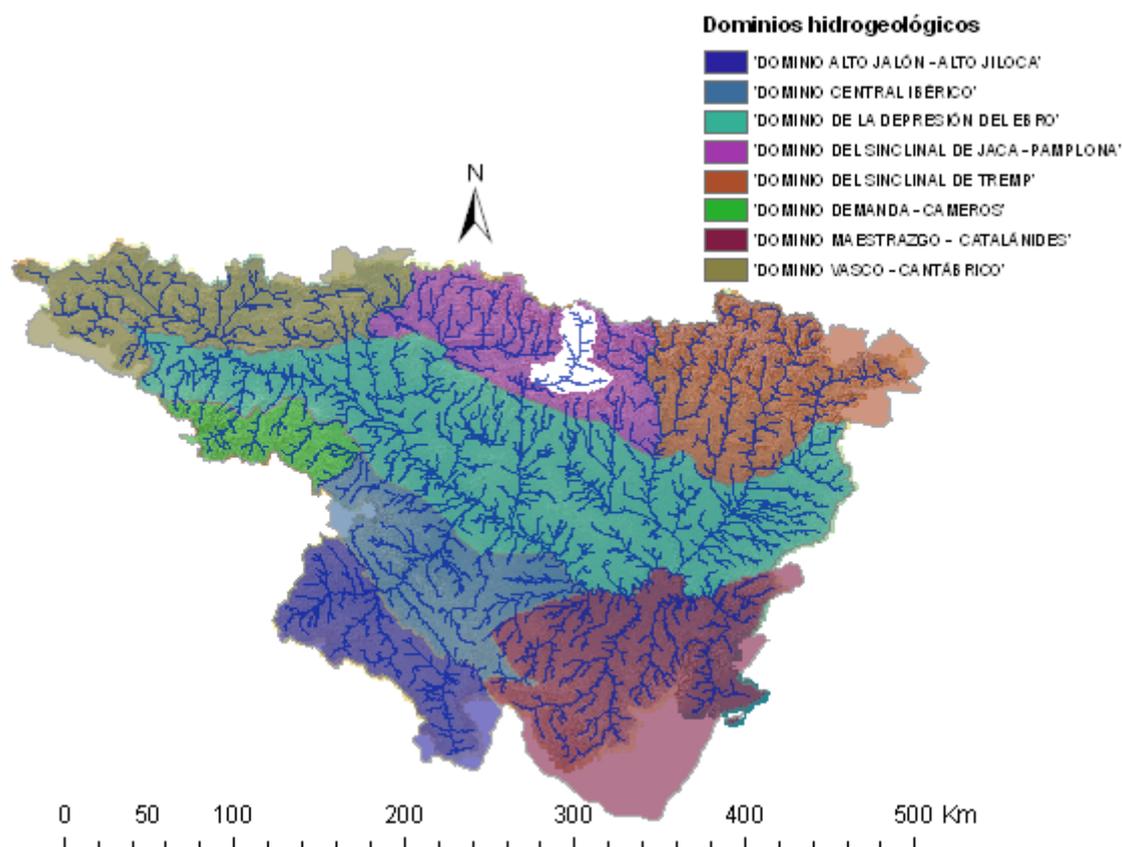


Figura 5.1. Dominios hidrogeológicos de la cuenca del Ebro y situación de la cuenca del Gállego (MMA, 1999).

La Figura 5.2 muestra el mapa litológico de la cuenca del alto Gállego aguas arriba de Anzáñigo. La zona montañosa del Norte (1) se caracteriza por pendientes pronunciadas y afloramientos de pizarras, calizas y rocas intrusivas. En menor medida se encuentran gravas, arcillas y limos correspondientes a conos aluviales característicos de valles glaciales.

En la zona (2) afloran principalmente areniscas y lutitas, y en las proximidades del cauce, gravas, arenas y limos provenientes de depósitos aluviales. En el área próxima a los conos aluviales, dominan las coladas de piedras que van siendo sustituidas a medida que disminuye la pendiente del terreno por materiales sedimentarios de granulometrías menores (Gómez-Villar y García-Ruiz, 1999, 2000). Los conos aluviales son muy comunes en los valles de los Pirineos centrales de España, especialmente en los depósitos Cretácico-Terciarios, en los que la diversidad e intensidad de los procesos geomorfológicos aportaron gran cantidad de sedimentos y los valles glaciales en forma de U del Pleistoceno se ensanchan (Gómez-Villar y García-Ruiz, 2000).

En la zona (3) afloran principalmente margas en el centro y el Oeste y conglomerados hacia el Este. Esta es una zona de transición en el relieve, en la que las pendientes se hacen más suaves (<1%).

Finalmente, la zona (4) se caracteriza por el afloramiento de conglomerados y lutitas, en el centro y hacia el Este, y por areniscas, conglomerados y lutitas hacia el Oeste.

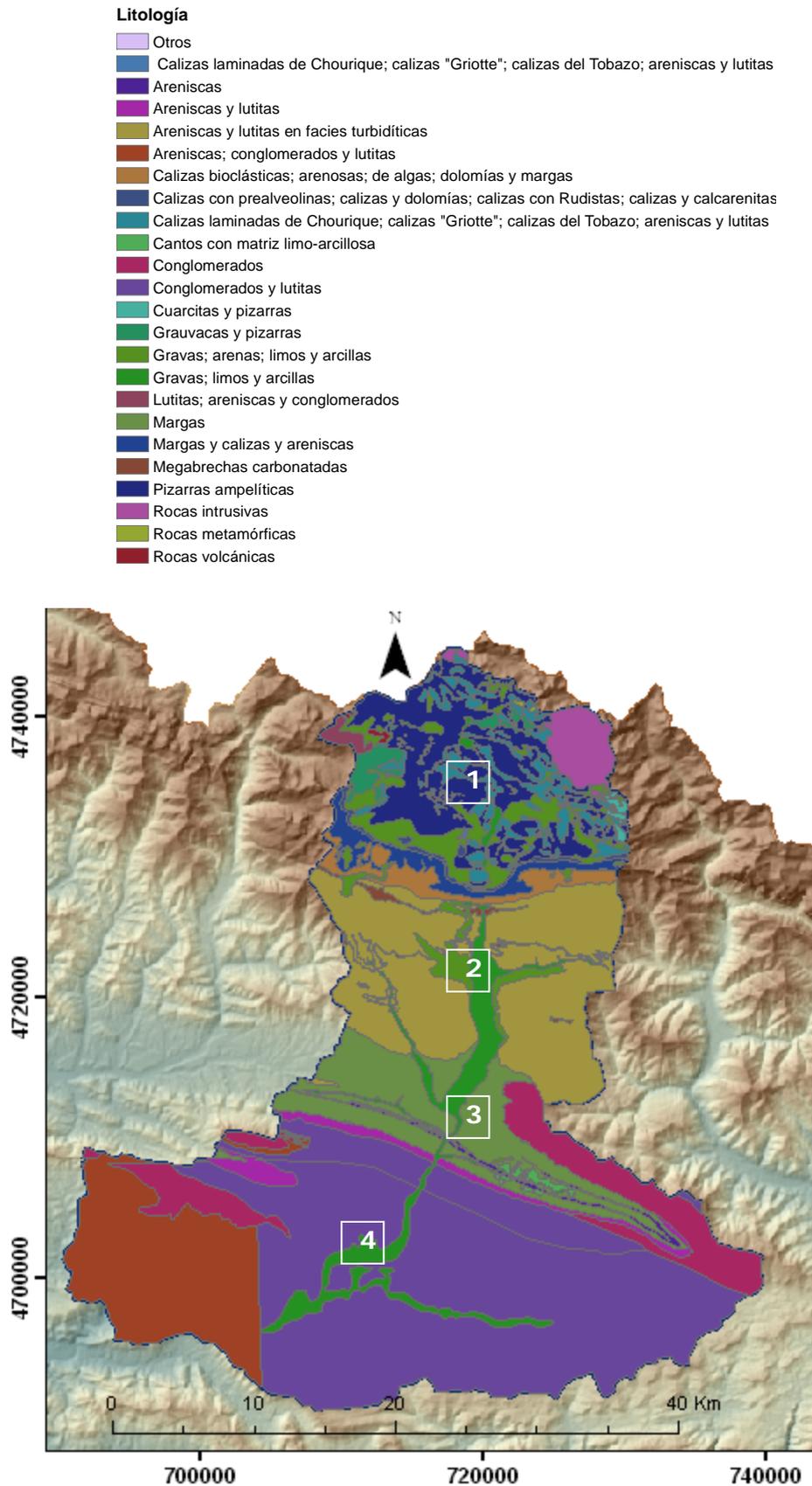


Figura 5.2. Litologías de la cuenca del río Gállego. Se distinguen cuatro zonas principales (Mapa cedido por la CHE).

6. Usos del suelo

La información sobre usos del suelo de la cuenca proviene de la cobertura CORINE Land Cover 2000 (Bossard *et al.*, 2000). En la Figura 6.1 se muestran los distintos usos identificados en esta cartografía. Se puede apreciar que existe relación entre la litología y los usos del suelo (Figura 5.2 y Figura 6.1).

En la zona (1), formada por materiales pizarrosos, calizas, rocas intrusivas y en menor medida materiales aluviales, se encuentran fundamentalmente pastizales supraforestales y bosques de coníferas. En la zona (2), en la que afloran principalmente areniscas, lutitas, y materiales aluviales, se encuentran principalmente bosques de coníferas. En la zona (3), en la que afloran principalmente margas y conglomerados, se localizan tierras de labor y bosques de tipo mixto. Como es natural, las tierras de labor comienzan a encontrarse en estas zonas más bajas y de menor pendiente. Finalmente, en la zona (4) que se caracteriza por la presencia de conglomerados, lutitas, y areniscas, abundan los pastizales, matorrales boscosos de coníferas, bosques de tipo mixto y algunas tierras de labor hacia el centro y el Oeste (donde la altitud es menor).

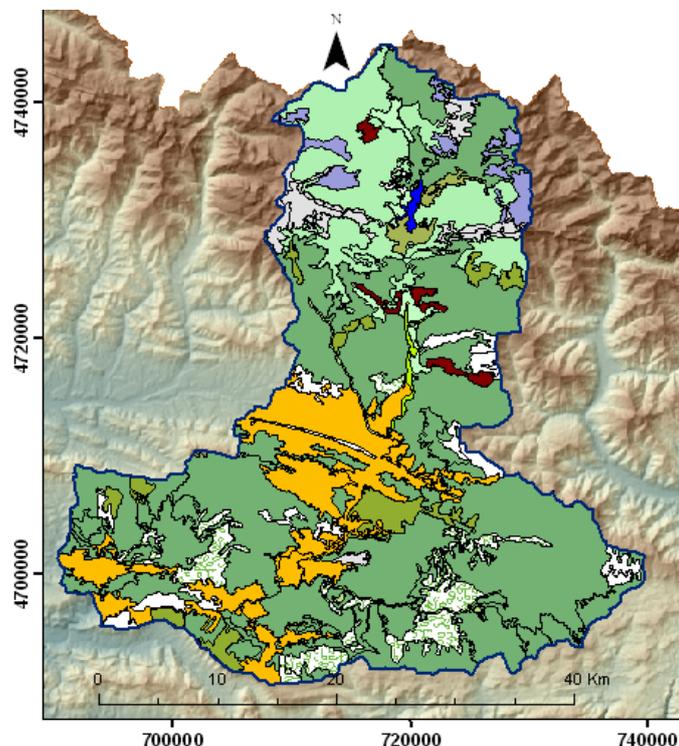


Figura 6.1. Usos del suelo en la cuenca del río Gállego (Bossard *et al.*, 2000).

Uso del suelo

-  1.1.1 Tejido urbano continuo
-  1.1.2.1 Estructura urbana abierta
-  1.1.2.2 Urbanizaciones exentas y/o ajardinadas
-  1.2.1.1 Zonas industriales
-  1.2.1.2 Grandes superficies de equipamientos y servicios
-  1.2.2.1 Autopistas, autovías y terrenos asociados
-  1.2.2.2 Complejos ferroviarios
-  1.2.3 Zonas portuarias
-  1.2.4 Aeropuertos
-  1.3.1 Zonas de extracción minera
-  1.3.2 Escombreras y vertederos
-  1.3.3 Zonas en construcción
-  1.4.1 Zonas verdes urbanas
-  1.4.2.1 Campos de golf
-  1.4.2.2 Resto de instalaciones deportivas y recreativas
-  2.1.1 Tierras de labor en secano
-  2.1.2.1 Cultivos herbáceos en regadío
-  2.1.3 Arrozales
-  2.2.1.1 Viñedos en secano
-  2.2.1.2 Viñedos en regadío
-  2.2.2.1 Frutales en secano
-  2.2.2.2.1 Frutales en regadío. Cítricos
-  2.2.2.2.2 Frutales en regadío. Frutales tropicales
-  2.2.2.2.3 Frutales en regadío. Otros frutales en regadío
-  2.2.3.1 Olivares en secano
-  2.2.3.2 Olivares en regadío
-  2.3.1 Prados y praderas
-  2.4.1.1 Cultivos anuales asociados con cultivos permanentes en secano
-  2.4.1.2 Cultivos anuales asociados con cultivos permanentes en regadío
-  2.4.2.1.1 Mosaico de cultivos anuales con prados o praderas en secano
-  2.4.2.1.2 Mosaico de cultivos permanentes en secano
-  2.4.2.1.3 Mosaico de cultivos anuales con cultivos permanentes en secano
-  2.4.2.2.1 Mosaico de cultivos anuales con prados o praderas en regadío
-  2.4.2.2.2 Mosaico de cultivos permanentes en regadío
-  2.4.2.2.3 Mosaico de cultivos anuales con cultivos permanentes en regadío
-  2.4.2.3 Mosaico de cultivos mixtos en secano y regadío
-  2.4.3.1 Mosaico de cultivos agrícolas en secano con espacios significativos de vegetación natural y semi-natural
-  2.4.3.2 Mosaico de cultivos agrícolas en regadío con espacios significativos de vegetación natural y semi-natural
-  2.4.3.3 Mosaico de prados o praderas con espacios significativos de vegetación natural y semi-natural
-  2.4.4.1 Pastizales, prados o praderas con arbolado adhesionado
-  2.4.4.2 Cultivos agrícolas con arbolado adhesionado
-  3.1.1.1 Perennifolias
-  3.1.1.2 Caducifolias y marcescentes
-  3.1.1.3 Otras frondosas de plantación
-  3.1.1.4 Mezcla de frondosas
-  3.1.1.5 Bosques de ribera
-  3.1.2.1 Bosques de coníferas con hojas aciculares
-  3.1.2.2 Bosques de coníferas con hojas de tipo cupresáceo
-  3.1.3 Bosque mixto
-  3.2.1.1.1 Pastizales supraforestales templado-oceánicos, pirenaicos y orocantábricos
-  3.2.1.1.2 Pastizales supraforestales mediterráneos
-  3.2.1.2.1 Otros pastizales templado oceánicos
-  3.2.1.2.2 Otros pastizales mediterráneos
-  3.2.2.1 Landas y matorrales en climas húmedos. Vegetación mesófila
-  3.2.3.1.1 Grandes formaciones de matorral denso o medianamente denso
-  3.2.3.1.2 Matorrales subarbutivos o arbutivos muy poco densos
-  3.2.4.1 Matorral boscoso de frondosas
-  3.2.4.2 Matorral boscoso de coníferas
-  3.2.4.3 Matorral boscoso de bosque mixto
-  3.3.1.1 Playas y dunas
-  3.3.1.2 Ramblas con poca o sin vegetación
-  3.3.2.1 Rocas desnudas con fuerte pendiente (acantilados, etc.)
-  3.3.2.2 Afloramientos rocosos y canchales
-  3.3.3.1 Xeroestepa subdesértica
-  3.3.3.2 Cárcavas y/o zonas en proceso de erosión
-  3.3.3.3 Espacios orófilos altitudinales con vegetación escasa
-  3.3.4 Zonas quemadas
-  3.3.5 Glaciares y nieves permanentes
-  4.1.1 Humedales y zonas pantanosas
-  4.1.2 Turberas y prados turbosos
-  4.2.1 Marismas
-  4.2.2 Salinas
-  5.1.1.1 Ríos y cauces naturales
-  5.1.1.2 Canales artificiales
-  5.1.2.1 Lagos y lagunas
-  5.1.2.2 Embalses
-  5.2.1 Lagunas costeras

7. Balance hidrológico

El balance hidrometeorológico en la cuenca en estudio es complejo debido a varias razones. Probablemente la más relevante sea la variabilidad espacial de las variables meteorológicas. Otra dificultad adicional radica en que el río Gállego es un sistema alterado (Bürger *et al.*, 2007) por varios embalses para regadío y generación hidroeléctrica. Bürger *et al.* (2007) identifican los cinco embalses más importantes, cuyas características se resumen en la Tabla 7.1. Los embalses de Búbal y Lanuza se encuentran en la cabecera de la cuenca (Figura 7.1) y los otros tres embalses son relativamente pequeños. Representan por lo tanto una alteración poco significativa al régimen natural. Por ello, en este modelo preliminar no se ha considerado la laminación en la red hidrográfica.

El balance hidrológico en la cuenca se calculó para el periodo 1970-2002. Se calibró con los caudales medidos en la estación de aforos de Anzáñigo. No se han considerado regadíos ni bombeos de agua subterránea.

Tabla 7.1. Principales embalses de la cuenca del alto Gállego (adaptado de Bürger *et al.*, 2007).

Embalse	Capacidad (en uso/total) (hm ³)	Año de terminación	Usos principales
Lanuza	15.00 / 25.00	1978	Energía, abastecimiento, regulación de regadíos
Búbal	63.00 / 64.26	1971	Energía, abastecimiento, regulación de regadíos
Sabiñánigo	0.35 / 0.41	1965	Energía
Jabarella	0.13 / 0.18	1961	Energía
Javierrelatre	0.90 / 1.16	1966	Energía

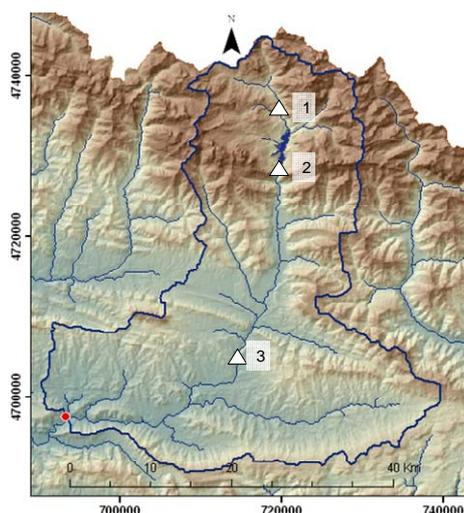


Figura 7.1. Embalses de Lanuzá (1), Búbal (2) y Jabarella (3).

7.1. Red hidrográfica y delimitación de la divisoria de aguas

A partir del MDT de la cuenca y usando el preprocesador de GIS-BALAN, se han obtenido una serie de mapas necesarios para la construcción del modelo de balance y tránsito superficial.

Una vez rellenadas las depresiones del MDT original, se puede obtener el mapa de direcciones de flujo (véase la Figura 7.2). A partir de las direcciones se obtiene el mapa de acumulación de flujo (Figura 7.3). Una vez calculada la acumulación de flujo en las celdas, y estableciendo un valor umbral de acumulación, se determina la red hidrográfica (Figura 7.4). Este valor umbral es muy variable de una zona a otra y se obtiene por tanteos hasta que la red trazada es coherente con la observada en el terreno. Un valor umbral típico es 4.5 km^2 (ESRI, 2002). En este estudio se ha utilizado un valor umbral de 20 km^2 , ya que se han considerado sólo los cauces más importantes.

Una vez calculada la red hidrográfica y elegido el punto de desagüe de la cuenca, el preprocesador traza el límite de la cuenca (véase la Figura 7.5). En este proceso se utiliza también el mapa de direcciones de flujo calculado anteriormente.

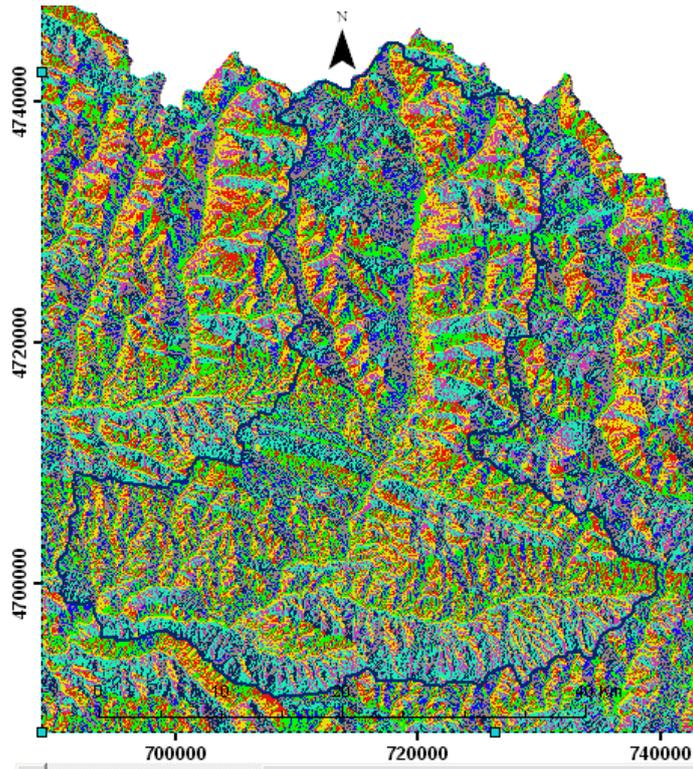


Figura 7.2. Mapa de dirección de flujo de la cuenca del Gállego.

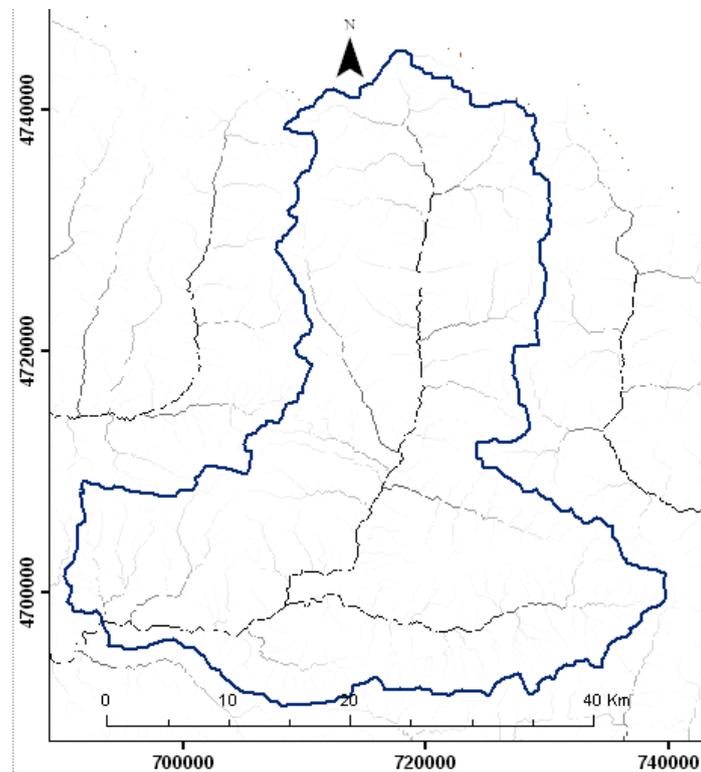


Figura 7.3. Mapa de acumulación de flujo de la cuenca del Gállego.

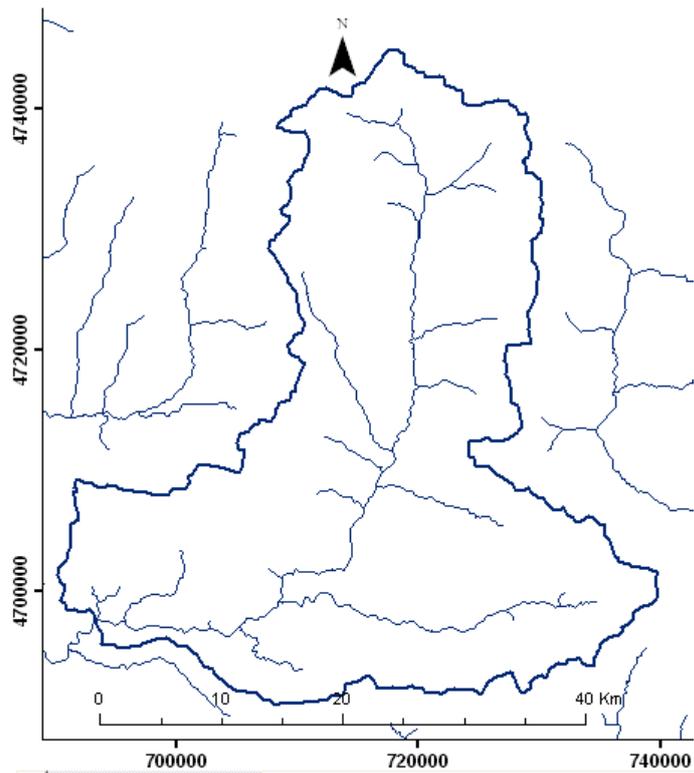


Figura 7.4. Red hidrográfica de la cuenca del Gállego.

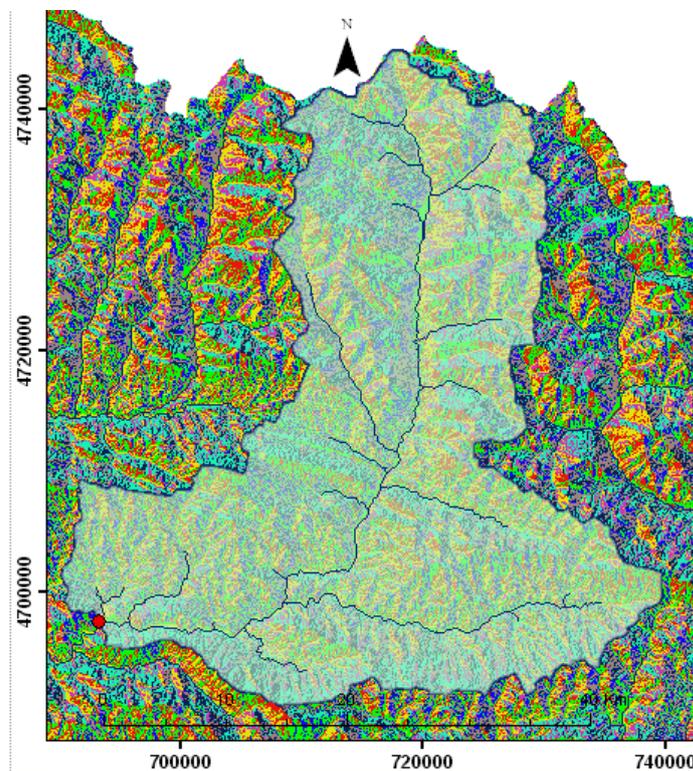


Figura 7.5. Límites y red hidrográfica de la cuenca del río Gállego aguas arriba de la estación de Anzáñigo.

7.2. Tiempo de tránsito

GIS-BALAN calcula el tiempo de tránsito desde cada celda hasta el punto de desagüe acumulando los valores de las celdas individuales conforme a las líneas de flujo. Para esto distingue según la celda pertenezca al cauce o no, tal como se describe en el Manual de GIS-BALAN (véase el Apéndice 3). El mapa de tiempos de tránsito de la cuenca del alto Gállego se muestra en la Figura 7.6. Se ha calculado considerando un coeficiente de Manning constante de 0.1, tomado de French (1988) para terreno cubierto por arbustos. El valor de la precipitación de la tormenta de referencia depende del criterio del modelador. Por ejemplo, USDA (1986) recomienda la precipitación máxima diaria con un periodo de retorno de 2 años. GIS-BALAN considera por defecto una precipitación de 100 mm/d, que es la que se ha utilizado en este caso. El tiempo de concentración de la cuenca T_c calculado con esos valores es 9.8 h. Se ha contrastado con la fórmula de Kirpich (Chow *et al.*, 1994), según la cual:

$$T_c = 6.628 \times 10^{-2} \frac{L^{0.77}}{S^{0.385}} \quad (1)$$

siendo L la longitud del cauce principal en km y S la pendiente en m/m. En este caso $L = 76.51$ km y $S = 0.0126$, por lo que se obtiene $T_c = 10.08$ h, que es coherente con el calculado por GIS-BALAN.

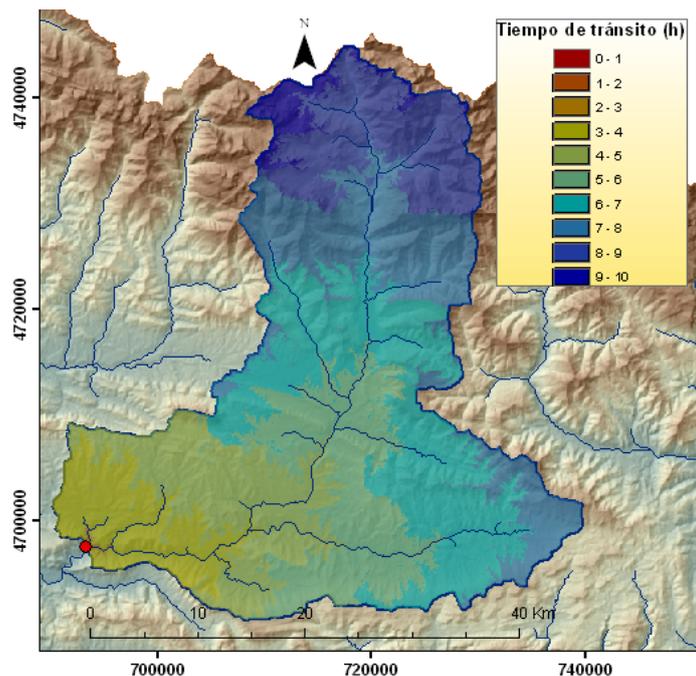


Figura 7.6. Mapa de isocronas de la cuenca del Gállego.

7.3. Mapa de zonas homogéneas

La delimitación de las zonas homogéneas requiere un análisis cuidadoso. Por un lado, cuanto más pequeñas son las zonas mejor se puede tener en cuenta la variabilidad espacial de los parámetros y de la meteorología. Sin embargo, cuanto más detalle se considera en el modelo mayor es el esfuerzo necesario para la calibración y el tiempo de cálculo.

La cuenca del alto Gállego se caracteriza por fuertes gradientes topográficos (Apartado 3). La topografía ejerce un control muy fuerte en la hidrología de la cuenca, teniendo influencia en la distribución espacial de la precipitación, temperatura, insolación y usos del suelo (véase Apartado 6). Dada la fuerte influencia de la orografía sobre la meteorología, se ha optado por considerar el mapa de altitud reclasificado en categorías para la delimitación de las zonas homogéneas. Superponiendo el mapa de altitud con el de usos del suelo se ha obtenido el mapa de zonas homogéneas (Figura 7.7). GIS-BALAN permite hacer esta superposición de mapas, quedando a criterio del usuario los mapas a considerar.

El mapa de usos de suelo fue preprocesado antes de utilizarlo para la delimitación de zonas. El propósito fue eliminar los polígonos de superficie muy pequeña ($<2 \text{ km}^2$) y unir aquellos polígonos contiguos que tienen igual uso de suelo. De no hacerse este paso, el número de zonas que se obtendría sería mucho mayor (en este caso 4 veces). Como resultado se obtuvieron 53 zonas, la mayor de 167 km^2 y la menor de 0.02 km^2 . La más alta tiene una altitud media de 2357 m s.n.m. y la más baja 753 m s.n.m. La pendiente media máxima es de 23.6 % y la mínima 1%.

El preprocesador guarda la información de los tipos y usos del suelo de cada zona homogénea en la base de datos, lo que permite posteriormente al procesador estimar automáticamente los parámetros iniciales.

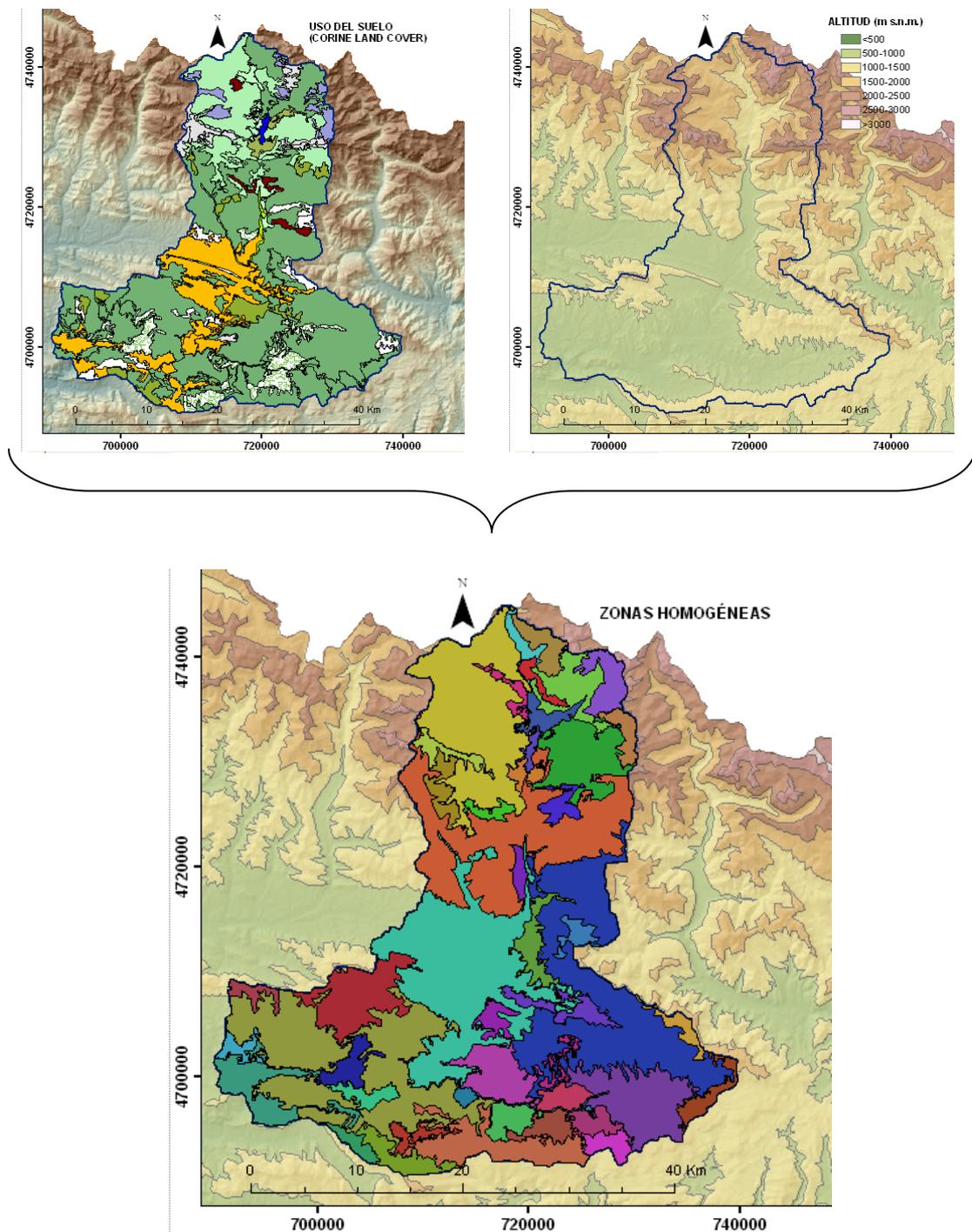


Figura 7.7. Mapa de zonas homogéneas obtenido por superposición de los mapas de usos del suelo y de altitud.

7.4. Series meteorológicas diarias

La Figura 4.1 y la Figura 4.2 muestran la ubicación de las estaciones meteorológicas. Se observa que hay menos estaciones en las zonas más altas. Además, las que están ubicadas en zonas altas están en los valles de dichas zonas. Las dos estaciones más elevadas de la cuenca están a 1660 y 1460 m s.n.m respectivamente. Sin embargo, las altitudes medias de las dos zonas homogéneas más altas de la cuenca son 2357 y 2333 m s.n.m. Hay una sola estación dentro de la zona de estudio con altitud superior a 2000 m s.n.m., pero se encuentra a 17.5 km aproximadamente del borde oriental la cuenca, fuera de la misma. Esto conduce a que las series medias areales ponderadas por el inverso de la distancia al cuadrado no representen adecuadamente los fuertes gradientes verticales de la zona de estudio.

Se han analizado las variaciones de los valores medios anuales de precipitación y temperatura con la altitud en las estaciones de la zona de estudio. La Figura 7.8 y la Figura 7.9 muestran que existe una clara correlación de la precipitación y temperatura con la altitud. Se determinaron las rectas de regresión, obteniéndose unas pendientes de 0.86 mm/m para la precipitación y de -0.5 °C/100 m para la temperatura, respectivamente. Los valores de R^2 son de 0.66 para la precipitación y de 0.75 para la temperatura.

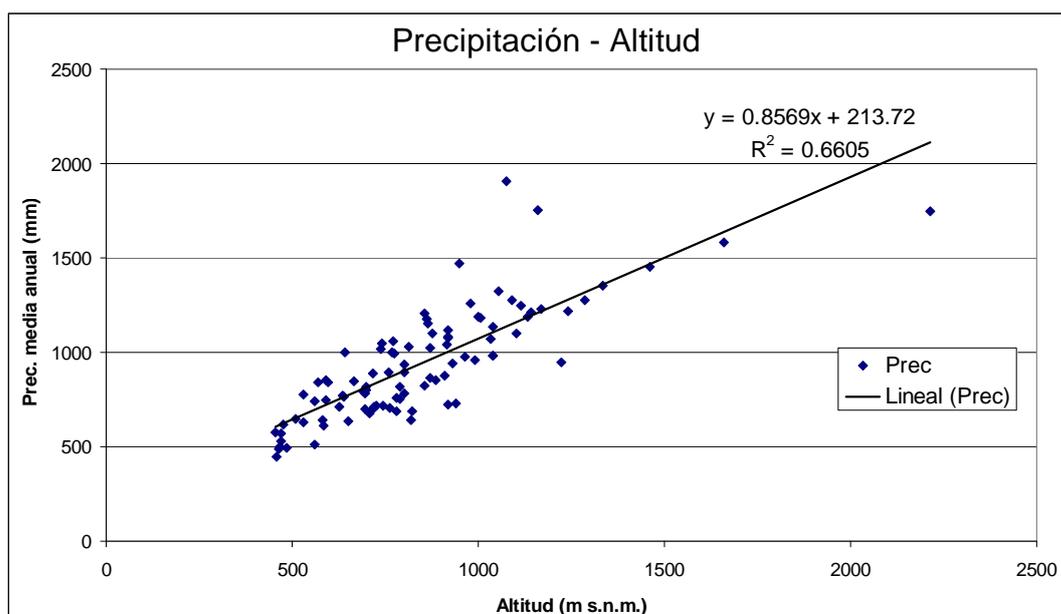


Figura 7.8. Correlación precipitación media anual – altitud en las estaciones meteorológicas de la zona de estudio: $\rho=0.81$, $R^2=0.66$.

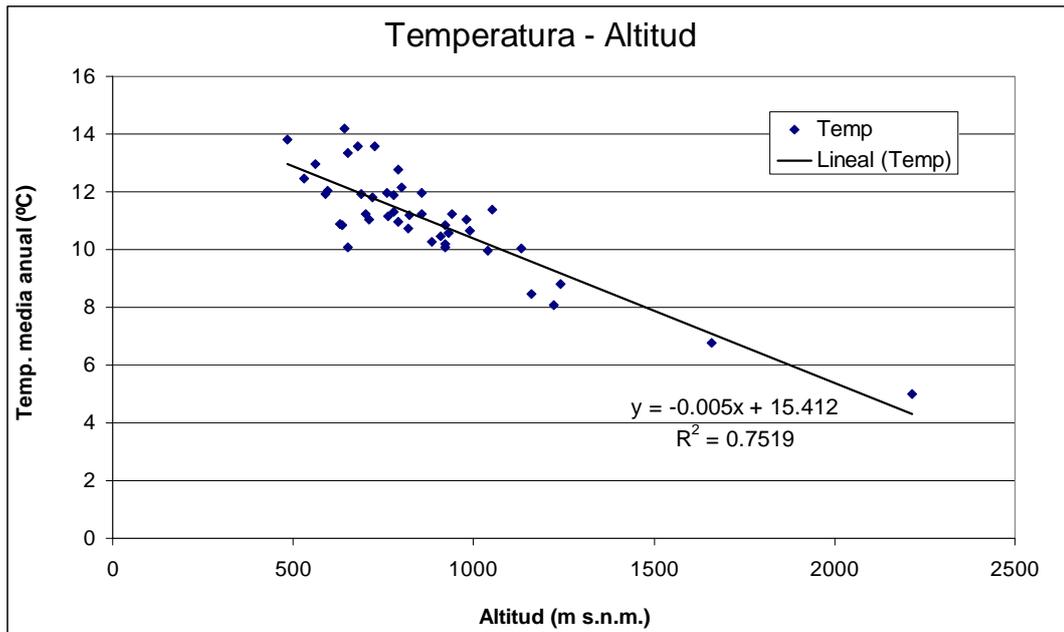


Figura 7.9. Correlación temperatura media anual – altitud en las estaciones meteorológicas de la zona de estudio: $\rho = -0.9$, $R^2 = 0.75$.

A continuación se describe la metodología utilizada para la obtención de las series diarias de precipitación y temperatura teniendo en cuenta la altitud. El método utilizado es muy similar para ambas variables, aunque existen algunas diferencias.

La precipitación media diaria en cada zona homogénea se ha obtenido a partir de las estaciones con dato en ese día. El modelo conceptual de GIS-BALAN considera que la precipitación media areal en la zona homogénea coincide con la estimada en el centroide. GIS-BALAN calcula el centroide de cada zona homogénea y la distancia a cada estación meteorológica. Posteriormente estima la precipitación en el centroide a partir de los datos de las estaciones utilizando la ponderación por el inverso de la distancia al cuadrado. Es como si las estaciones meteorológicas reales se sustituyeran por una estación meteorológica virtual ubicada en el centroide de la zona homogénea.

Dado que en la cuenca del Gállego la variación de la precipitación con la altitud es importante, no es adecuado aproximar la precipitación en el centroide de la zona homogénea por la precipitación de la estación virtual sin considerar la diferencia de altitud. Por ello, de cada estación meteorológica virtual se calculó la altitud virtual

h_{EMV} a partir de la altitud de las estaciones meteorológicas reales y ponderando por el inverso de la distancia al cuadrado, es decir:

$$h_{EMV} = \frac{\sum_{j=1}^N \frac{h_j}{d_j^2}}{\sum_{j=1}^N \frac{1}{d_j^2}} \quad (2)$$

donde N es el número de estaciones meteorológicas reales, h_j es la cota de la estación real j y d_j es la distancia de la estación virtual a la estación real j .

A continuación se calculó la diferencia de altitud Δh entre la estación meteorológica virtual y el centroide de la zona homogénea:

$$\Delta h = h_C - h_{EMV} \quad (3)$$

donde h_C es la cota del centroide de la zona homogénea.

La precipitación diaria P de la zona homogénea se ha calculado como:

$$P = P_0 \frac{P_a + i_p \Delta h}{P_a} \quad (4)$$

donde P_0 es la precipitación diaria de la estación meteorológica virtual, P_a es la precipitación media anual de la estación virtual e i_p es la pendiente de la recta de regresión precipitación-altitud (0.86 mm/m). García Vera (2002) emplea un método similar, aunque analiza la variación de la precipitación mensual con la altitud y divide el terreno en celdas cuadradas.

La temperatura media diaria T de cada zona homogénea se ha obtenido a partir de la temperatura media diaria T_0 de su estación meteorológica virtual mediante la siguiente expresión:

$$T = T_0 + i_T \Delta h \quad (5)$$

donde i_T es la pendiente de la recta de regresión temperatura-altitud (-0.5 °C/100 m).

Las diferencias entre considerar o no el efecto de la altitud son importantes. En caso de no considerarlo, la precipitación se hubiera infravalorado en un 27% para el conjunto de las zonas, mientras que las temperaturas se habrían sobrestimado en un 16%.

7.5. Asignación inicial de parámetros

GIS-BALAN dispone de una base de datos con valores de referencia de casi todos los parámetros. Para el caso del suelo edáfico, los parámetros se deducen en función de: 1) El uso del suelo, según la clasificación de CORINE (Bossard *et al.*, 2000); 2) El tipo o grupo de suelo, según la clasificación del NRCS (anteriormente SCS; USDA, 1986); 3) La pendiente, según sea mayor o menor que 1%. Para el acuífero, los dos parámetros incluidos en la base de datos de referencia son la porosidad y la conductividad hidráulica que dependen del tipo de material geológico predominante (según la clasificación de Domenico y Schwartz, 1990). En el Apéndice 3 se pueden observar las tablas de referencia de la base de datos de GIS-BALAN.

La asignación automática de parámetros ha permitido ahorrar mucho tiempo que de otra forma se habría utilizado en la calibración. Aún así, casi todos los valores calibrados de los parámetros difieren de los iniciales.

La versión actual de GIS-BALAN no incorpora todavía valores de referencia de los parámetros de los procesos nivales. Estos valores se tomaron del modelo de la cuenca de la Serra da Estrela (Espinha-Marques *et al.*, 2006) y se calibraron posteriormente. Los parámetros nivales se pueden agrupar según se relacionen con la precipitación nival, la fusión nival o la escorrentía nival. El parámetro que determina si existe precipitación nival en un determinado día es la temperatura umbral. Los parámetros relacionados con la fusión de la nieve son la temperatura base de fusión, los factores mínimo y máximo de fusión, el coeficiente negativo de fusión y el parámetro de temperatura antecedente. Por último, en la escorrentía nival influyen la capacidad de retención de agua líquida en la nieve y las capacidades mínima y máxima de infiltración en la nieve. En el Apéndice 3 se proporciona más información sobre estos parámetros.

En la Tabla 7.2 se incluyen los valores iniciales de los parámetros nivales tomados de Espinha-Marques *et al.* (2006). En la Tabla 7.3 se muestran los parámetros que se han utilizado en el modelo y se indican las fuentes de los valores iniciales y si han sido calibrados o no.

Tabla 7.2. Valores iniciales de los parámetros nivales, tomados de Espinha-Marques *et al.* (2006).

Parámetro	Valor inicial
Temperatura umbral de precipitación nival (°C)	2
Velocidad media del viento (km/h)	18.6
Temperatura base de fusión de la nieve (°C)	2
Factor mínimo de fusión (mm/d)	1.4
Factor máximo de fusión (mm/d)	6.9
Coefficiente negativo de fusión	0.6
Parámetro de temperatura antecedente	0.5
Capacidad de retención de agua líquida en la nieve (%)	0.2
Capacidad mínima de infiltración en la nieve (mm/d)	5
Capacidad máxima de infiltración en la nieve (mm/d)	15

Tabla 7.3. Parámetros utilizados en el balance hidrometeorológico de la cuenca del río Gállego. Se indican las fuentes de los valores iniciales y si han sido calibrados o no.

Proceso	Parámetro	Fuente(*)	Calibración
	Planta	COR	No
Intercepción (método de Horton)	Altura de la planta (m)	BDGB	No
	Coefficiente de intercepción	BDGB	Sí
	Capacidad de almacenamiento (mm)	BDGB	Sí
	Temperatura umbral de precipitación nival (°C)	EM	Sí
Nieve	Velocidad media del viento (km/h)	EM	Sí
	Temperatura base de fusión de la nieve (°C)	EM	Sí
	Factor mínimo de fusión (mm/d)	EM	Sí
	Factor máximo de fusión (mm/d)	EM	Sí
	Coefficiente negativo de fusión	EM	No
	Parámetro de temperatura antecedente	EM	No
	Capacidad de retención de agua líquida en la nieve (%)	EM	Sí
	Capacidad mínima de infiltración en la nieve (mm/d)	EM	Sí
	Capacidad máxima de infiltración en la nieve (mm/d)	EM	Sí
	Suelo	Reserva útil (mm)	BDGB
Permeabilidad vertical (mm d ⁻¹)		BDGB	Sí
ETP (Fórmula de Thornthwaite)			
ETR (Penman-Grindley modificado)	CRPG (mm)	BDGB	Sí
	CEPG	BDGB	Sí
Recarga en tránsito diferida (método convencional)			
Recarga en tránsito directa (por macroporos)	CKRD	BDGB	Sí
	FRD	BDGB	Sí
Escorrentía superficial (método de Horton)	Capacidad mínima de infiltración (mm d ⁻¹)	BDGB	Sí
	Capacidad máxima de infiltración (mm d ⁻¹)	BDGB	Sí
Zona no saturada (balance explícito)	Coefficiente de agotamiento de flujo hipodérmico (d ⁻¹)	BDGB	Sí
	Coefficiente de agotamiento de la percolación (d ⁻¹)	BDGB	Sí
Flujo subterráneo (modelos pluricelulares englobados)	Número de celdas virtuales	Propia	No
	Longitud transversal del acuífero, margen derecha (m)	Propia	Sí
	Longitud transversal del acuífero, margen izquierda (m)	Propia	Sí
	Coefficiente de almacenamiento	BDGB	Sí
	Transmisividad (m ² /d)	BDGB	Sí

* Las fuentes de datos son : 1) CORINE Land Cover (COR), 2) Base de datos de GIS-BALAN (BDGB), 3) Espinha-Marques *et al.* (2006) (EM) y 4) Propia.

7.6. Calibración del balance

El balance se ha calibrado para el periodo 1970-2002 de forma manual, ajustando los caudales mensuales calculados a los observados en la estación de aforos de Anzáñigo. La bondad del ajuste se evaluó por medio de la siguiente función objetivo O_m :

$$O_m = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \frac{(Q_c^i - Q_m^i)^2}{(Q_m^i)^2} \quad (6)$$

donde:

M = número de meses del periodo 1970-2002

Q_c^i = aportación calculada en el mes i

Q_m^i = aportación medida en el mes i

La función O_m es la media de los residuos cuadráticos normalizados de las aportaciones mensuales. Para el ajuste final se obtuvo un valor de $O_m = 0.36$. La media de los residuos cuadráticos normalizados de las aportaciones anuales, O_a , es 0.11.

La Figura 7.10 y la Figura 7.11 muestran el ajuste entre las aportaciones observadas y calculadas (mensuales y anuales). El ajuste obtenido es bastante bueno. El ajuste anual es mejor que el mensual ya que se compensan los residuos mensuales durante el año.

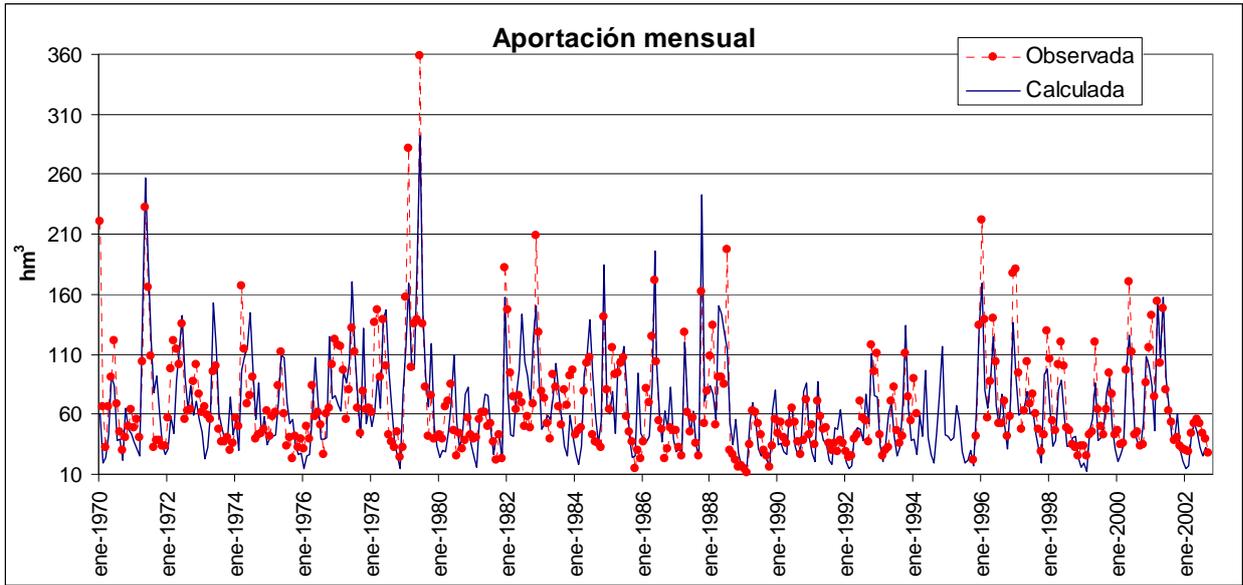


Figura 7.10. Aportaciones mensuales observadas y calculadas entre 1970 y 2002.

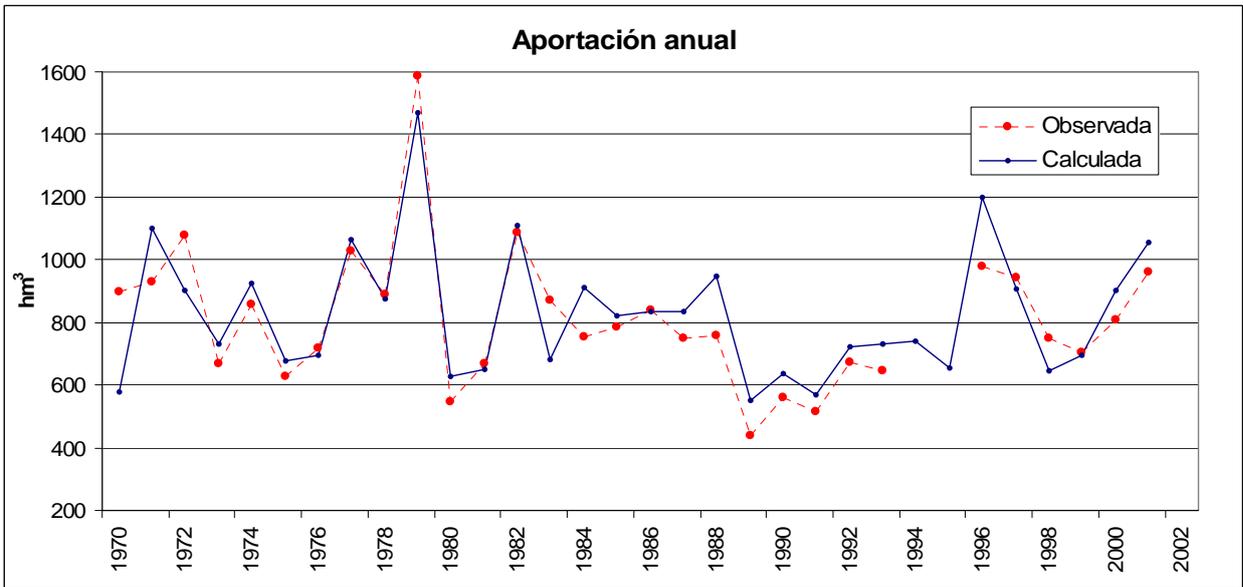


Figura 7.11. Aportaciones anuales observadas y calculadas entre 1970 y 2002.

7.7. Resultados del balance y discusión

La Tabla 7.4 muestra los resultados medios anuales del balance en la cuenca del alto Gállego.

Tabla 7.4. Resultados medios anuales del balance hidrometeorológico en la cuenca del alto Gállego.

	hm ³	mm
Precipitación	1691	1254
Precipitación nival	393	292
Intercepción	174	129
Esorrentía superficial	2	1
ETP	1127	836
ETR	697	517
Recarga en tránsito directa	56	42
Recarga en tránsito diferida	752	558
Flujo hipodérmico	252	187
Recarga al acuífero	555	412
Descarga subterránea	566	420
Aportación total	820	608

La precipitación media anual del periodo es 1254 mm. Los resultados del balance dan una evapotranspiración del 52%. El restante 48% corresponde a la aportación al cauce. La aportación media anual al cauce es de 608 mm, de los cuales un 31% (187 mm) corresponde al flujo hipodérmico y un 69% al flujo subterráneo (420 mm). La escorrentía superficial es menor al 0.5% de la aportación al cauce. Se destaca la elevada magnitud del flujo subterráneo, que discrepa con el hecho de que la cuenca se asienta sobre materiales aparentemente poco permeables. Es muy probable que el modelo sobrestime el flujo subterráneo a expensas de subestimar el flujo hipodérmico y la escorrentía superficial, que es difícil de calibrar debido al efecto laminador de los embalses de la cuenca. Esta cuestión se deberá abordar con más profundidad en el futuro.

La precipitación nival media anual es 292 mm. La recarga potencial (o en tránsito) es de 600 mm. La mayor parte de esta recarga percola a acuíferos (412 mm) y el resto descarga en forma de flujo subsuperficial o hipodérmico (187 mm). Estos son valores medios para el conjunto de la cuenca. Existen importantes variaciones espaciales de todas las componentes del balance. Por ejemplo, en la zona de parámetros de menor altitud media (674 m s.n.m.) la precipitación media anual es de 700 mm y las aportaciones constituyen el 30%. En contraste, en una de las más altas (a 2276 m s.n.m.) la precipitación media es de 2280 mm/año y las aportaciones constituyen el 70%.

La Figura 7.12 muestra las aportaciones medias mensuales. Los meses con mayores aportaciones son diciembre, enero, febrero, abril, mayo y junio. La precipitación y la fusión de la nieve generan las aportaciones de abril, mayo y junio. En cambio, la procedencia de las aportaciones de diciembre-febrero es la lluvia.

En la Figura 7.13 se observan las medias de los residuos de las aportaciones mensuales para el periodo 1970-2002. Los meses con mayores residuos son setiembre, octubre, y noviembre, en los que las aportaciones son generadas por la lluvia. Las mayores aportaciones son las del mes de mayo, en el que se tienen los menores residuos.

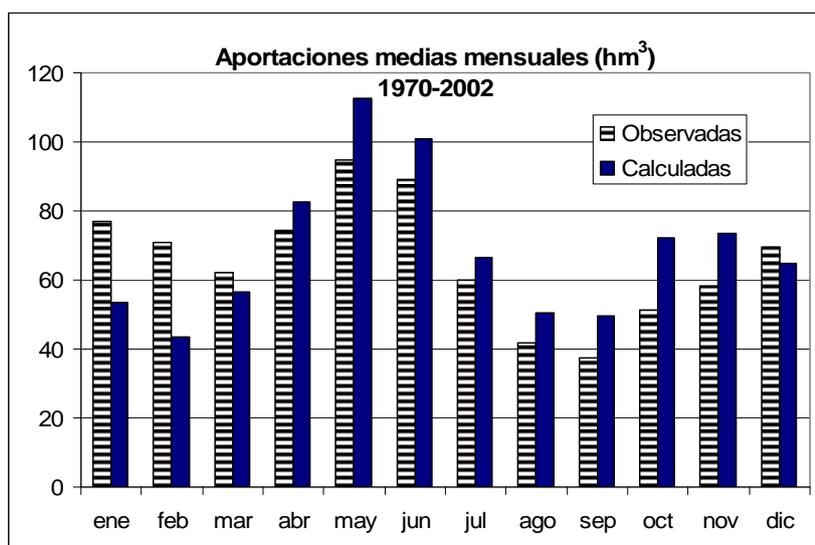


Figura 7.12. Aportaciones medias mensuales en el periodo 1970-2002.

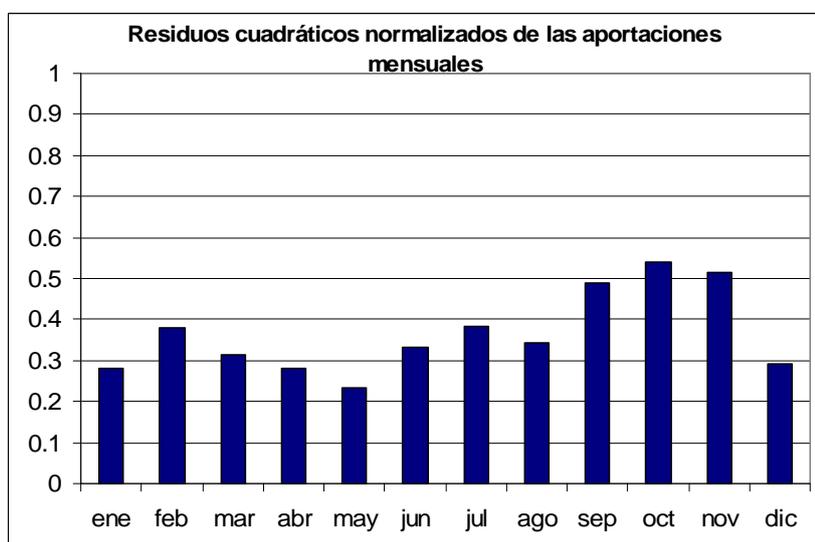


Figura 7.13. Medias de los residuos cuadráticos normalizados de las aportaciones mensuales en el periodo 1970-2002.

En los meses de diciembre a marzo el modelo subestima las aportaciones (Figura 7.12), lo que podría deberse a sobrestimar la precipitación nival. La sobrestimación de la cantidad de nieve y su posterior fusión podría explicar también la sobrestimación de las aportaciones desde abril a junio. Sin embargo, la sobrestimación de las aportaciones de julio-noviembre no se explica de esta manera.

También es posible que la modificación efectuada a los datos meteorológicos para tener en cuenta la altitud no sea lo suficientemente buena. Debe recordarse que los datos diarios de precipitación se han modificado utilizando los resultados de

la regresión entre la precipitación anual y la altitud. Este método ha permitido ajustar las aportaciones medidas y calculadas bastante bien. Sin embargo, puede ser la causa que el modelo sobrestime las aportaciones durante abril-noviembre y las subestime durante diciembre-marzo. Espinha-Marques *et al.* (2006) han estudiado la correlación entre la precipitación mensual y la altitud en la Serra da Estrela y han usado los resultados para obtener las series diarias de precipitación. Esto les ha permitido calibrar muy bien el balance hídrico. García Vera (2002) también ha realizado el estudio de la correlación entre la precipitación mensual y la altitud y ha obtenido buenos resultados en la cuenca de la Laguna de Gallocanta. Esto sugiere que para mejorar el modelo de balance en la cuenca del Gállego será necesario analizar la correlación entre la precipitación mensual y la altitud.

8. Conclusiones y recomendaciones

La aplicación de GIS-BALAN a la cuenca del río Gállego conduce a las siguientes conclusiones:

- 1) La modelización hidrológica de zonas de montaña como las pirenaicas plantea numerosos desafíos. Las fuertes variaciones espaciales de las condiciones físicas y meteorológicas hacen que la hidrología de estas zonas sea muy compleja.
- 2) La modelización semidistribuida y el empleo de los GIS permiten aprovechar información cartográfica de gran utilidad, como son los MDT, mapas de tipos y usos del suelo, geológico, etc.
- 3) El modelo de balance hidrológico construido con el código GIS-BALAN se ha calibrado satisfactoriamente. El ajuste de las aportaciones anuales es mejor que el de las mensuales.
- 4) Se ha calculado la correlación entre la precipitación media anual y la altitud mediante regresión lineal. Las series diarias de precipitación se han obtenido a partir de los coeficientes de la regresión anual y de los datos diarios de las estaciones meteorológicas. Para reducir los residuos de las aportaciones

mensuales será necesario calcular la correlación entre la precipitación mensual y la altitud.

5) Otro posible origen de los residuos de las aportaciones mensuales es la dificultad para simular los procesos nivales en la cuenca. La mejora en la modelización de la hidrología de la cuenca requiere mejorar la representación de la hidrología nival.

6) Se destaca el elevado flujo subterráneo que se obtiene del balance (33% de la precipitación y 69% de la aportación al cauce). Esto no es común en cuencas que se asientan mayoritariamente sobre materiales poco permeables. Puede deberse a que el modelo sobrestime el flujo subterráneo a expensas de subestimar el flujo hipodérmico y la escorrentía superficial. Se debe tener en cuenta que: (a) se trata de una modelización preliminar, (b) la cuenca es muy compleja (nieve, etc.), (c) es difícil calibrar la escorrentía superficial sin tener en cuenta la laminación debida a los embalses. Estas cuestiones se deberán abordar con más profundidad en el futuro.

7) Los regadíos y los bombeos de agua subterránea, que no se han tenido en cuenta en este modelo, son otras fuentes de incertidumbre. Sin embargo, se estima que no son relevantes a la escala de este trabajo.

Para mejorar el modelo de balance se recomienda:

- 1) Estudiar la correlación de la precipitación mensual y la altitud.
- 2) Mejorar la representación de la hidrología nival. Se recomienda hacer un análisis de sensibilidad detallado del balance a los parámetros nivales.
- 3) Analizar el flujo subterráneo con más detalle. Se recomienda dividir la cuenca en varias subcuencas para mejorar la representación del acuífero y considerar el tránsito de la escorrentía superficial para tener en cuenta la laminación en los embalses. Además, sería conveniente contar con datos de niveles piezométricos para calibrar la recarga al acuífero.

9. Referencias bibliográficas

- Bossard M, Feranec J, Otahel J (2000). CORINE land cover technical guide – Addendum 2000. EEA Technical Report 40.
- Bürger CM, Kolditz O, Fowler HJ, Blenkinsop S (2007). Future climate scenarios and rainfall-runoff modelling in the Upper Gallego catchment (Spain). *Environmental Pollution* 148: 842-854.
- Chow VT, Maidment DR y Mays LW (1994). *Hidrología Aplicada*. McGraw-Hill. Sta. Fe de Bogotá, Colombia.
- Domenico PA, Schwartz FW (1990). *Physical and chemical hydrogeology*. John Wiley & Sons. New York.
- Espinha-Marques J, Samper J, Pisani B, Álvares D, Vieira GT, Mora C, Carvalho JM, Chaminé H, Marques J, Sodr e Borges F (2006). Avalia o de recursos hídricos através de modela o hidrológica: aplica o do programa VISUAL BALAN v2.0 a uma bacia hidrográfica na Serra da Estrela (Centro de Portugal), *Cadernos Lab. Xeoloxico de Laxe*, Vol. 31: 43-65.
- ESRI (2002). *Arc Hydro. GIS for Water Resources*. Ed. D. Maidment. California, USA. 203 pp.
- French R (1988). *Hidráulica de Canales Abiertos*. Ed. Mc Graw Hill, México. 724 pp.
- García-Ruiz JM, Chueca J, Julián A (2004). Los movimientos en masa del alto Gállego. *Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza. Peña, Longares y Sánchez (Eds.). Zaragoza. 12 pp.
- García-Ruiz JM, White S, Martí C, Valero B, Errea MP, Gómez-Villar A (1996). La catástrofe del barranco de Ar s (Biescas, Pirineo aragon s) y su contexto espacio-temporal. *Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza*, 54 pp.
- García Vera MA (2002). *Balance en la Laguna de Gallocanta en el período 1/1970-12/2001*. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza.
- Gómez-Villar A, García-Ruiz J (1999). Organización espacial de los sedimentos en conos aluviales del Pirineo Central Español. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 94 (3-4), 5-22.
- Gómez-Villar A, García-Ruiz J (2000). Surface sediment characteristics and present dynamics in alluvial fans of the central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, vol. 34:127–144.
- MMA (Ministerio de Medio Ambiente) (1999). *Delimitación de las unidades hidrogeológicas de la cuenca del Ebro*. Oficina de Planificación Hidrológica. Confederación Hidrográfica del Ebro.
- USDA (US Department of Agriculture) (1986). *Urban Hydrology for Small Watersheds*. Nota Técnica 55 (Technical Release 55, TR-55). www.info.usda.gov/CED/ftp/CED/tr55.pdf.

APÉNDICE 5:

**USO ACOPLADO DE MODELOS DE FLUJO Y BALANCE
HÍDRICO. APLICACIÓN CONJUNTA DE CORE^{2D} Y
GIS-BALAN AL ALUVIAL DE ANDÚJAR**

Nota Aclaratoria

Este Apéndice contiene la versión preliminar de un artículo sobre la estimación de la recarga en el acuífero aluvial de Andújar. El acuífero ha sido estudiado y modelizado desde el año 1988 por el investigador principal Javier Samper y por varios investigadores más, primero en la Universidad Politécnica de Cataluña y posteriormente en la Universidad de A Coruña. Las referencias de los informes técnicos se encuentran al final de este apéndice. Para calcular la recarga del acuífero de Andújar se han utilizado todas las versiones del código BALAN, desde BALAN v8 hasta la más reciente, GIS-BALAN.

Índice de figuras del Apéndice 5

Figure 1. Schematic representation of the water balance in the soil, the unsaturated zone and the aquifer.....	A5-12
Figure 2. Iterative procedure for calculating aquifer recharge.....	A5-16
Figure 3. Study zone.	A5-18
Figure 4. Lithology bodies intercepted by the mean water table. Fluvial terraces are also indicated.....	A5-19
Figure 5. Typical cross section of the study zone.....	A5-19
Figure 6. Recharge zones in the Andújar alluvial aquifer (adapted from Samper <i>et al.</i> , 2004).	A5-23
Figure 7. Recharge time functions $R_f(t)$ for zone 3 (a) and zone 5 (b).	A5-24
Figure 8. Computed and measured heads in the calibration period. Comparison between heads computed before and after revising recharge during rainy episodes. Borehole P380.	A5-25
Figure 9. Computed and measured heads in the calibration period. Comparison between heads computed before and after revising recharge during rainy episodes. Borehole P505.	A5-26
Figure 10. Recharge time functions for zone 5.	A5-27
Figure 11. Annual recharge of zone 5, obtained in the first and second calibration.	A5-27
Figure 12. Measured and computed heads at borehole P505.	A5-30
Figure 13. Comparison between head computed with CORE and a simplified flow model for hydrograms 505 (a), 380 (b), 430 (c), 413 (d) and 611 (e).....	A5-33
Figure 14. Computed and measured piezometric heads, for calibration and simulation periods. Boreholes P380 (a), S413 (b) and S611 (c).....	A5-37
Figure 15. Residuals of mean piezometric levels in 2007.	A5-38

Índice de tablas del Apéndice 5

Table 1. Recharge parameters obtained through calibration.	A5-24
Table 2. Estimation of recharge for the exceptionally rainy episodes.....	A5-25
Table 3. Mean annual results of water balances 1 and 2 (mm).	A5-28
Table 4. Calibrated parameter values of balances 1 and 2.....	A5-29
Table 5. Calibrated transmissivity and calibrated storage coefficients of the zones of the studied boreholes.	A5-33

AQUIFER RECHARGE EVALUATION BY A COMBINATION OF WATER BALANCES AND FLOW MODELS. CONTRAST AND VALIDATION

Javier Samper¹ & Bruno Pisani²

Escuela de Caminos, Universidade da Coruña, Campus Elviña, 15192 Coruña, Spain.

¹ jsamper@udc.es

² bpisani@udc.es

1. Abstract

The joint use of water balances and flow models to estimate the time evolution of aquifer recharge has been applied to the Andújar alluvial aquifer (SE Spain). The method is based on expressing the time evolution of recharge as the product of a time function, output of the water balance, times a scale factor. Calibration of recharge is carried out in a loop, in which the water balance and the flow model work coupled, thus taking advantage of the feedback of each model. This method has led to a very good estimation of recharge in the study case. Also, calibration of the water balance was improved with respect to previous versions, because recharge time functions have been obtained for which the scale factor is 1.

The study case also showed that it was not possible to estimate recharge adequately by daily water balances during exceptionally rainy episodes. In those periods, recharge had to be estimated from water table rises.

A study was conducted to see if water table levels in Andújar could be reproduced with a simplified flow model, using the code BALAN. The resulting water heads were compared with the results of the detailed flow model constructed with CORE. The comparison in 5 boreholes suggests that a simplified flow model could be sufficient to compute piezometric heads in the aquifer.

Meteorological data and field data collected from October 2003 up to present day are being used to test the prediction capability of the model calibrated up to 2003. The contrast between simulation results and field data show that, given actual meteorological data, the model reproduces quite well the aquifer behavior. These promising results permit to increase confidence on model predictions, a necessary stage in the process of model verification/validation.

2. Introduction

In general terms recharge refers to the process by which water from the aquifer boundary enters the aquifer (Custodio, 1997a). The word recharge is also used to name the water volume that enters the aquifer in a given interval of time, and the unitary flux or recharge rate, expressed in units of volume per time (L^3T^{-1}) or units of volume per time and area ($L T^{-1}$).

There are several recharge sources, which can be classified into two main categories. The first one is natural recharge, which includes: (1) rainfall infiltration, usually the most important one; (2) runoff infiltration, important in dry zones; and (3) transfers from a neighbor aquifer. Artificial recharge is the second category; it is originated by human activities. It includes: (4) irrigation return, and (5) urban recharge. It is usually difficult to quantify the contribution of each recharge source, because all sources contribute to the soil conditions that permit recharge flows.

Recharge generated by rainfall, and in general by surface water, affects phreatic aquifers, those whose upper limit is an unsaturated zone (Custodio, 1997a). The analysis of this influence is necessary to understand the processes that take place in the aquifer. It is also important to identify and quantify the water flows that describe the water movement in the ground, from the water infiltration in the soil to the generation of recharge flows. Descriptions of these phenomena and the most common terminology can be found in Custodio (1997a), Chow *et al.* (1994) and Muñoz and Ritter (2005).

A proper management of subsurface water resources requires a reasonably accurate assessment of aquifer resources at a regional scale (Samper, 1997). This

requires the evaluation of aquifer recharge, which is also the basis to plan actions to preserve not only the quantity of groundwater resources, but also their quality.

Aquifer recharge can be evaluated by means of many methods. Reviews of different methods can be found in Gee and Hillel (1988), Allison *et al.* (1994), Grismer *et al.* (2000) and Scanlon *et al.* (2002). Grismer *et al.* (2000) focus on what they call *field methods*, for the evaluation of aquifer recharge in arid and semiarid regions. Field methods include soil-water balances, chloride mass balances and soil moisture monitoring.

Villarroya (1997) also summarizes the most important methods to evaluate aquifer recharge. His work is based on the conclusions of the Symposium: "Aquifer recharge evaluation in hydrologic planning" (Custodio *et al.*, 1997) that took place in Las Palmas de Gran Canaria, Spain. Villarroya's work (Villarroya, 1997) is an important reference in aquifer recharge evaluation for it summarizes the knowledge of many experts.

Chemical methods are very frequently used to evaluate aquifer recharge (Custodio, 1997b). Some of them are based on the mass balance of one solute. The recharge time evolution can be estimated knowing both the input and the output of solute into and from the system. This balance causes a mean solute concentration in the water. If the mean concentration in the recharge water is known, then it is possible to estimate recharge (Villarroya, 1997). The most important and the most frequently used methods of this category are those that depend on the contribution of salts that are present in the atmospheric precipitation. One of the most important salts is the chloride ion, because it is conservative and can be measured easily and precisely. Chloride mass balance is widely used by many hydrologists (Custodio, 1997b; Alcalá, 2006; Alcalá and Custodio, 2008). Environmental isotopic techniques also constitute another large and important group of tools. Some of them are based on the atmospheric perturbations introduced in the 1950 and 1960 decades and their consequences as they affected the hydrologic cycle. Others are based on chloride mass balance in a vertical profile or in the determination of the mean residence time of groundwater.

Instrumental methods or measure techniques of the soil-water balance are based on periodic control of the soil moisture content profile. They are simple to

install and maintain and relatively cheap (López, 1997). They provide acceptable results in applications made for AET estimation. But uncertainties are larger for recharge evaluation, as errors in the other components (P and AET) are accumulated. The Darcy's Law approximation technique has a great deal of associated uncertainties. When its simplifications can be accepted, the recharge can be evaluated with a degree of confidence dependent on the uncertainties of the hydraulic gradient and conductivity. Lysimeters are considered the most precise devices to evaluate recharge, especially in arid zones. They permit to quantify the amount of water that reach the phreatic surface directly, thus providing a solid base to the calibration of recharge prediction models. Another group of frequently used methods are color tracers. They can be applied to detect preferential and they are a reliable tool for aquifer recharge evaluation.

Numerical methods are another important group. Only a few of the most usual methods provide the recharge rate at a large scale (at the scale of the whole aquifer or a part of it) (Samper, 1997). The soil-water balance is an important method of this group. The amount of water that the soil permits to percolate down to the phreatic surface can be evaluated by a water balance. Recharge is computed from top to bottom with this method. Most of the limitations of the water balances are associated with the fact that formulas and empirical parameters are usually hard to calibrate. Recharge episodes are often associated to phreatic level rises, so the main recharge mechanisms and the recharge magnitude can also be inferred from piezometric oscillation. One can say that these methods estimate recharge from the bottom. The evaluation of the recharge volume produced by a single rainfall episode from phreatic level rise is a usual method, mainly because of its simplicity (Samper, 1997). However, this method could lead to important errors due to difficulties to estimate both drainable porosity and phreatic level rises and also due to an excessively simple balance in the aquifer (Rushton, 1987; Samper, 1997).

A description of the method applied to evaluate aquifer recharge in the case study, the Andújar alluvial aquifer, is presented in the following sections. The joint use of water balances and a numeric flow model is described, along with the calibration and verification/validation processes.

3. A combined method for evaluating aquifer recharge

3.1. Water balances

Recharge can be quantified in a direct manner by water balances. It is an important method especially for estimating rainfall-generated recharge. In practice, only some of the water balance components can be directly measured, such as precipitation. The rest can only be indirectly estimated by semi-empiric formulae. Such is the case of potential evapotranspiration (PET) and actual evapotranspiration (AET). Lysimeters provide a precise estimation of recharge, but give only point information (Samper, 1998).

Water balances are usually calculated in the organic soil, the layer in which evapotranspiration processes take place. In most of the water balances, recharge is derived from other components of the budget, which are known or can be estimated more accurately than recharge. These types of balances can be calculated in the organic soil, the unsaturated zone and the aquifer (see Figure 1). The balance in the soil requires knowing infiltration and AET. The balance in the aquifer is usually computed within a time interval in which a piezometric rise is observed. The volume of water stored above the initial piezometric level is assumed to be the recharge; all possible inflows or outflows must be taken into account. The most appropriate scale of time for calculating the water balance is the duration of the recharge event. Considering that mechanisms of recharge are not linear, recharge in long periods of time must be calculated by the integral of the values of each event. Given that recharge in arid and semi-arid zones is usually concentrated in a few events per year, it is recommendable to calculate water balances daily instead of monthly (Samper, 1997).

Balance methods have many advantages, such as: (1) availability of data (precipitation, piezometric levels, stream flows, ..., etc.); (2) both easiness and fastness of implementation, and low cost; (3) all water sources or sinks are taken into account; and (4) they can consider most of the types of recharge sources. Thus, water balances are in many cases the only applicable method. Balance results can – and must be as long as possible – calibrated with stream flows measured at watershed outlets and also with data of piezometric level oscillations (Samper, 1998).

Like the other methods to estimate aquifer recharge, the results of water balances must be compared to other available information, such as hydrochemical (chloride mass balances) and isotopic information, or aquifer flow simulation.

Despite having many advantages, water balance methods have several limitations, basically caused by the difficulty to estimate some of the balance components. Such is the case of both surface and subsurface runoff and AET (a very important component of the balance in the soil), usually calculated from the PET by means of semi-empiric formulae. Additionally, recharge is calculated as the difference of other components of the balance that are much larger, so the accumulation of errors in the other components may lead to potentially large errors in the estimated recharge, even larger than 100 %.

Some of the water balance limitations can be reduced if the water budget in the aquifer is computed with a numeric flow model. This approach is further developed in the following section.

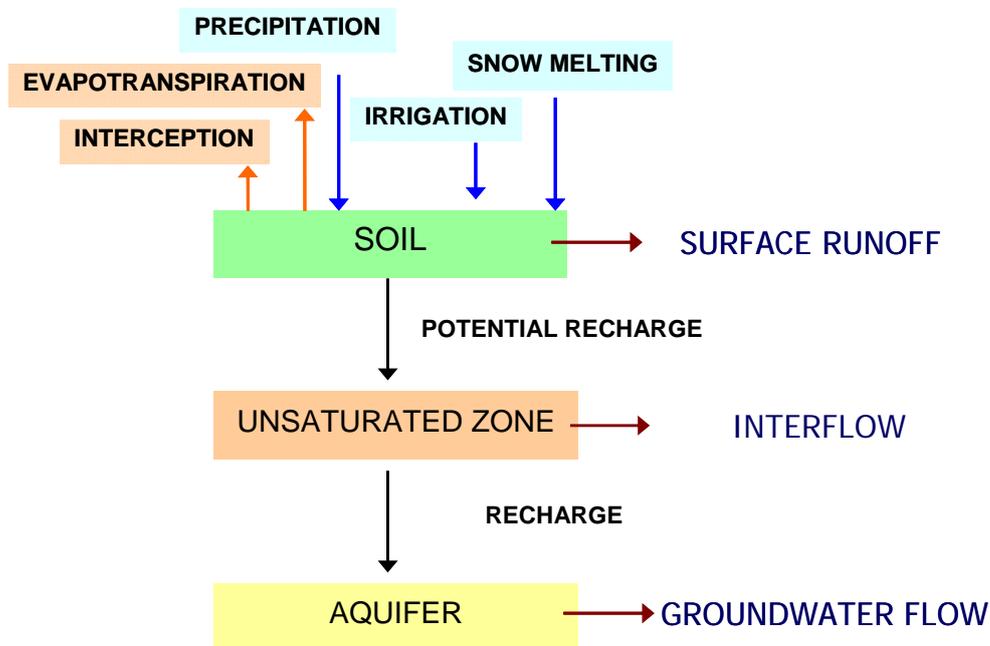


Figure 1. Schematic representation of the water balance in the soil, the unsaturated zone and the aquifer.

3.2. Numeric flow models

The construction of a reasonably valid numeric model usually requires of: (1) a detailed both geological and geophysical characterization of the aquifer, (2) sufficiently dense spatial piezometric data, with complete head hydrograms, and good information of hydrogeological parameters (transmissivity and storage coefficients), (3) an adequate hydrochemical and isotopic environmental characterization, (4) a correct representation of both the type and geometry of the aquifer and the boundary conditions, (5) the identification of recharge mechanisms and a preliminary estimation of recharge magnitude. In these conditions it is possible to deduce the recharge magnitude from the flow model calibration, considering recharge as another input parameter. In many cases it is relatively simple to estimate with high confidence the average annual recharge in a large zone through the calibration process of a flow model. Such calibration can be carried out by trial-and-error or by automatic calibration models (permitting more trials in less time). Many models that solve this inverse problem have been developed in Spanish universities (Medina and Carrera, 1996). Samper (1997) cites two examples of recharge automatic calibration in Spanish aquifers: El Cabril, Córdoba, and the endorheic zone of Monegros saline wetlands, in NE Spain (García Vera, 1994; Castañeda y García Vera, 2008).

The time evolution of recharge and its spatial distribution, however, are more difficult to estimate. Such variability can be taken into account by means of the water budget. An integrating methodology to evaluate aquifer recharge is explained in the following section; it is an approach that takes advantage of both water balances and numeric flow models.

3.3. An iterative method for evaluating recharge

The use of the results of water balances as input data to a flow model is an approach that integrates two complementary methods. The objective is to reproduce groundwater flow deduced from measured piezometric levels with the recharge calculated by the water balance; in other words, catchment-scale surface-water models are used to provide estimates of recharge to groundwater models.

The applicability of this approach has been already studied and tested by other authors (i.e., Davies-Smith *et al.*, 1988; Handman *et al.*, 1990; Schuh *et al.*, 1993). More recently, surface water and groundwater models have been integrated (Scanlon *et al.*, 2002). For example, Sophocleous and Perkins (2000) coupled the SWAT and MODFLOW codes to estimate aquifer recharge in Kansas, USA. Other physically based, fully distributed models such as Mike SHE, have also the capability of computing the soil water balance and the groundwater flow in an integrated manner (DHI, 2004).

In this paper it is shown how the integrated use of water balances and flow models led to an excellent estimation of recharge in the Guadalquivir River alluvial aquifer (Samper *et al.*, 1988, 2004).

The joint use of water balances and flow models present some interesting features, for example: (1) it takes advantage of both methods, (2) it ensures the coherence between the water balance results (that usually provide the potential recharge) and phreatic level fluctuations (that reflect the actual recharge), and (3) once the water balance and the flow model of the aquifer are calibrated, they can be used as tools for management and prediction of future evolution of the aquifer in case of change in hydrological and agronomical conditions or in the use of groundwater.

Here we explain how a water balance code -BALAN (Samper *et al.*, 2007)- and a groundwater flow code -CORE 2D (Samper *et al.*, 2003)- were used coupled to compute aquifer recharge. Many methods can be found in the scientific literature for estimating aquifer recharge generated by infiltration. But in some cases the available data only permit to estimate recharge by means of water balances or flow models. The methodology explained here can be applied to those cases.

The program BALAN computes the water balance in the soil, the unsaturated zone and the aquifer (see Figure 1). It considers rainfall and irrigation as inputs to the system and computes daily values of surface runoff, AET and recharge. Two methods can be used to compute recharge, one considering a preferential flow (direct recharge) and another considering a slower flow through macropores (delayed recharge).

Figure 2 shows the schema of the proposed methodology to compute recharge by infiltration. The methodology assumes that recharge in a given zone $R(t)$ is a time-dependent function that can be expressed as $R(t) = R f_r(t)$, where R is a scale factor or parameter and $f_r(t)$ is a time function. Assuming some initial hypotheses about infiltration mechanisms and for some initial parameter values of the water balance, it can be deduced a first estimation of the magnitude and time evolution of recharge, $R^* f_r(t)$. An estimation of parameter R^* can be done by solving the inverse problem. If the time evolution of calculated piezometric levels fits the measures, then one can conclude that the recharge mechanisms simulated by BALAN are feasible. On the opposite case, it is necessary to modify both the data and the hypotheses of the program properly. This loop continues until the fit of computed piezometric levels and the measures is acceptable. According to Samper *et al.* (1995), this methodology leads to excellent results, although it requires a hard work to analyze the results in a critical manner.

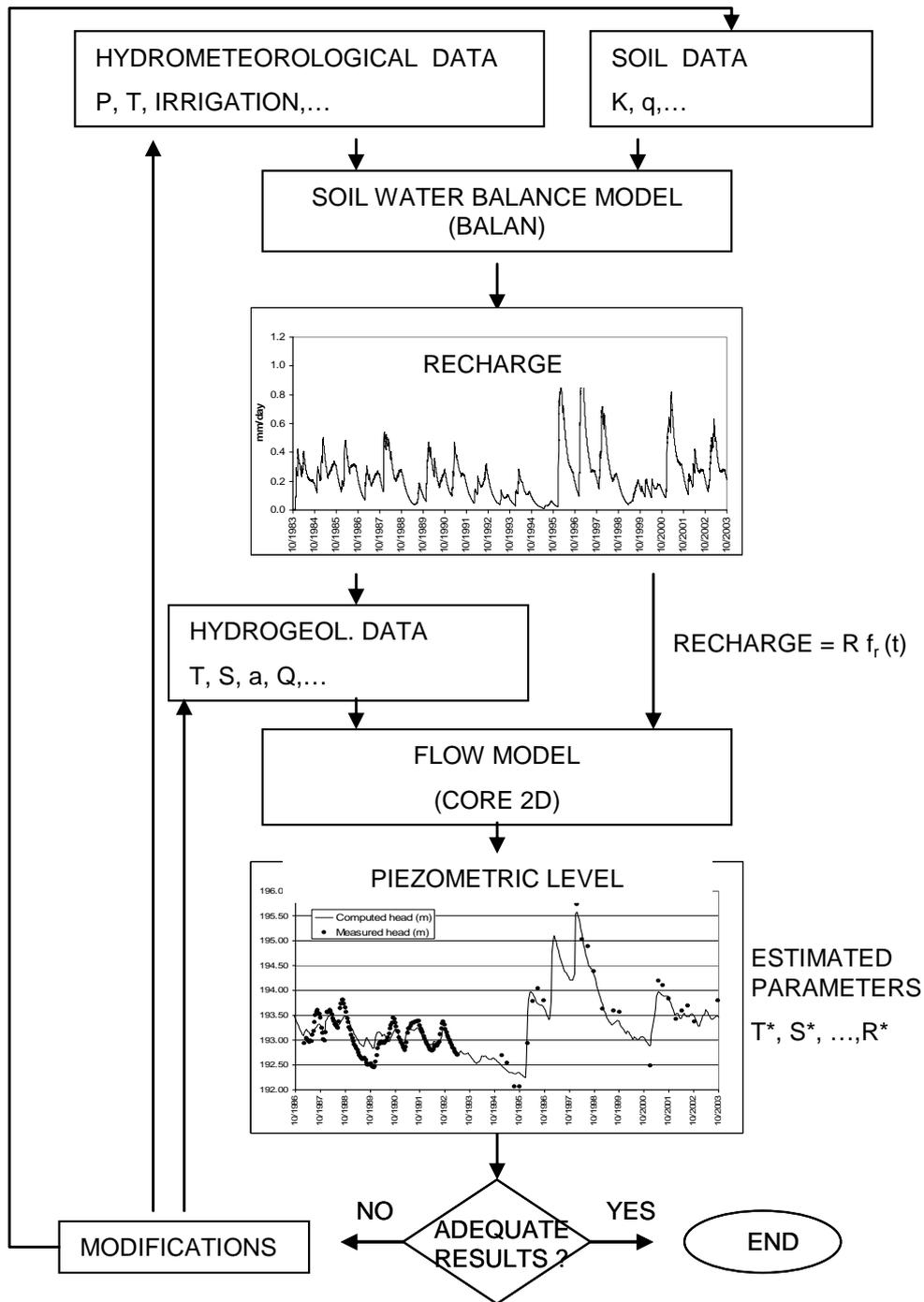


Figure 2. Iterative procedure for calculating aquifer recharge.

4. Evaluation of recharge of Andújar alluvial aquifer

4.1. Introduction

The Andújar Uranium Factory (FUA) is located in the southwestern region of Andújar (Andalucía, Spain), in the left bank of the Guadalquivir River (see Figure 3). The facilities are located on one of the alluvial terraces. They were built to process uranium minerals to obtain uranium salts. The factory operated from November 1959 to July 1981. During that period, 1.2 Mton of different materials were treated. The solid waste materials were disposed in tailings where they could drain, whereas the generated liquid was treated and poured into the Guadalquivir River. The tailings generated as a result of the activities have an approximate volume of $98 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ and occupy an area of nearly 10 Ha.

Waste materials were neutralized before they were disposed. Uranium is not mobile at high pH; thus, while the factory was working uranium mobility was very limited. However, as time went on, pyrite oxidation in the tailings generated a pH decrease that caused uranium mobility. A flow and transport model of the aquifer was constructed to assess the migration processes. The model was also intended to serve as a tool for predicting the aquifer behavior in response to different remedial actions. Here we focus on the flow model, and more specifically on the evaluation of the aquifer recharge. The time evolution of recharge was estimated with the iterative method described earlier in this paper, using a flow model and a water balance model jointly.

The modeled aquifer is located in the SW of Andújar, in the left margin of the Guadalquivir River. The geographic limits of the aquifer are: the river, to the North; the marls outcropping, to the South; Andújar City, to the East (approximately coinciding with a vertex of the meander); a perpendicular line to the river from the cross of N-3 Road and the road to Marmolejo, to the West. The eastern limit coincides with a meander narrowing, along which small groundwater inflow occurs. The western limit coincides with a flow line that is perpendicular to the river, as can be deduced from the piezometric map.



Figure 3. Study zone.

The main materials are Quaternary alluvial deposits (gravel, sand and silt) that are sub-horizontally disposed over the Miocene marls. These marls constitute almost an impermeable boundary. There are five levels of fluvial terraces at a regional scale, but only two of them are in the study zone (terraces 4 and 5, see Figure 4 and Figure 5). The aquifer of the study is located in these two terraces. The contact of Quaternary materials and Miocene marls is about 6 m to 10 m deep, and its depth increases from E to W. Terrace 4 occupies almost totally the FUA surroundings, so it is the most studied. Alluvial deposits have the typical arrangement of meandering rivers with silt and clay on the top, sand in the middle and gravel at the bottom. The aquifer rests over the lower layer of gravel. The phreatic level is close to the base of the unit, where the gravels are better selected and cleaner, therefore hydraulic conductivity is larger. Both layers have a flat morphology that extends all along the study zone. The change of thickness is strongly related to the sedimentary processes that originated the terraces. The bottom of the aquifer shows several valleys that can be associated to paleochannels. Their geometry was derived from surface geophysical data, well logs, water quality data and piezometric levels. These channels represent preferential flow paths because along them both the largest saturated thickness and the largest permeability are found. For the most part, this assumption was confirmed by 13 pumping tests. Hydraulic conductivity values are between $5 \cdot 10^2$ and $3 \cdot 10^3$ m/day. The largest values can be found in a paleochannel located at the southern part of the FUA. Paleochannels are separated by elevations of the marls layer that can act as limits of groundwater watersheds.

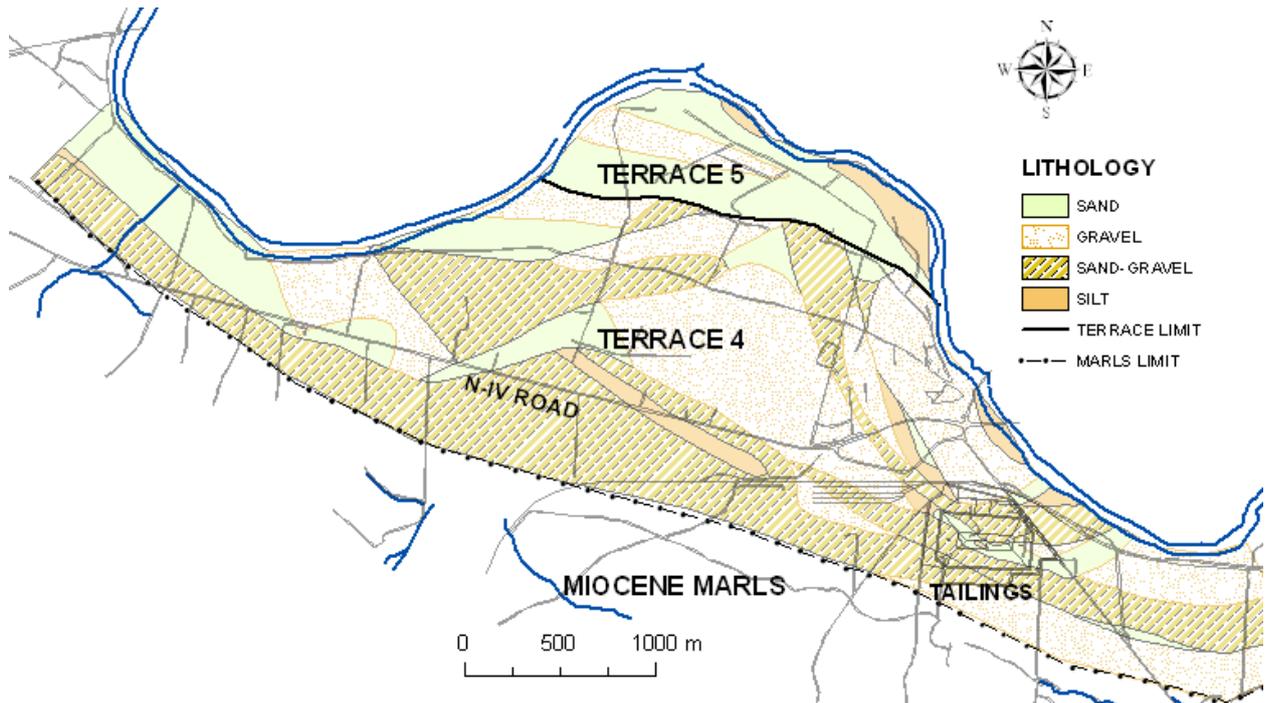


Figure 4. Lithology bodies intercepted by the mean water table. Fluvial terraces are also indicated.

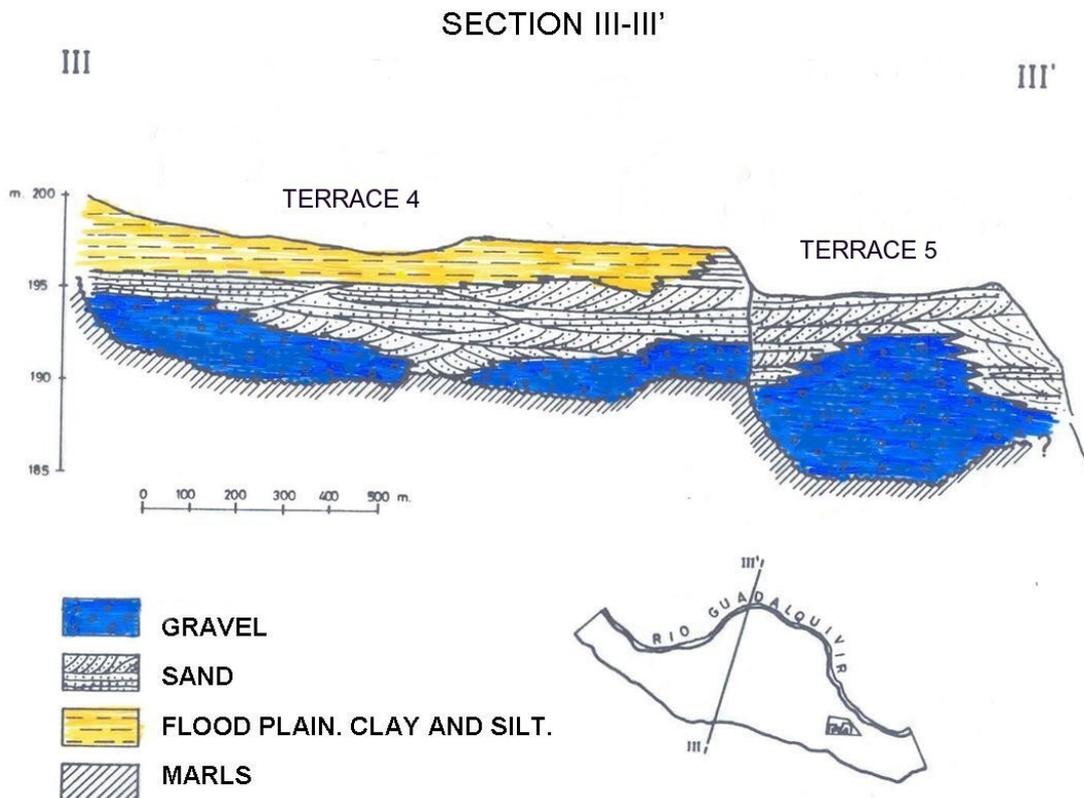


Figure 5. Typical cross section of the study zone.

The general trend of the flow is SE to NW, but there are some local modifications due to the presence of paleochannels and verges. The presence of a "step" in the contact of terraces 4 and 5 is also another factor of local importance. This step must be considered in order to simulate head losses observed in the contact of the terraces.

Water quality and piezometric data indicates that the aquifer is primarily recharged from irrigation return flow and rain infiltration. Leakage from below (the contact with the marls outcropping) and mountain front recharge are negligible. Therefore, groundwater can be treated as two-dimensional. While the aquifer is phreatic, the fact that the most permeable materials are at the bottom of the aquifer suggest that transmissivity variations in response to water level changes should be small. Therefore, transmissivity can be safely treated as constant in time.

The spatial distribution of sediments is relatively homogeneous on a regional scale. However, the coarsest materials can be found in irregular deposits that locally modify the infiltration velocity. Thus, these deposits can have local influence over the time response of the piezometric level to recharge. According to observations on several hydrographs one can deduce that total recharge is originated by two mechanisms: (1) a preferential flow through fissures, more permeable materials and macropores; and (2) a diffuse percolation of the water stored in the soil. Preferential flow fundamentally occurs when the soil is waterlogged, during irrigation or as a consequence of heavy rain. Aquifer discharge essentially consists of the outflow to the river, that can be free or submerged. Downstream of the Nuevo Puente de Andújar (Andújar's New Bridge), the Guadalquivir River is hydraulically connected with the aquifer. Upstream of this point the aquifer discharges to the river as natural springs. Discharges produced by pumpings are practically negligible if compared to natural discharges.

4.2. Available data

A large amount of data has been introduced into the flow and transport model of the Andújar aquifer from the first version (Samper *et al.*, 1988) to the last update (Samper *et al.*, 2008). To make a summary, one can classify the data into the following categories: (1) hydrometeorologic data, (2) irrigation volumes, (3) pumping volumes, (4) levels of Marmolejo Lake, (5) chemical data and piezometric levels, and (6) use of soil.

Hydrometeorologic data includes daily precipitation and mean daily temperature from 1983 to present day. Data about irrigation is incomplete. Annual volumes of irrigation are available, but the monthly distribution had to be deduced (or estimated) from official records of water distribution in a zone larger than the modeled one. The records of annual volumes cover the period from 1983 to 2003.

The volumes of water pumped from the aquifer are recorded from 1989 to 1994; however, there are great uncertainties about that data, mainly related to the uncertainties of the information given by the owners of the wells.

The Marmolejo Lake is used to generate electricity. Its water level determines the water level in the river upstream of the lake. Lake levels are recorded from 1989 to 1993, and from 1999 to present day.

Piezometric and chemical data are available for 132 wells and 81 boreholes, covering the period from 1977 to 2007. The present Control Net includes 14 wells and 7 boreholes where samples are taken and measures recorded every 3 months.

The use of soil and the types of crops are known from aerial photographs, official records and field work. However, there have been important changes in the use of soil in the last four years (since the last major model update, in 2004) that need to be considered in the model. Those changes will be taken into consideration in the next update of the model, scheduled for March 2009.

4.3. Delineation of recharge zones

The primary sources of aquifer recharge are irrigation return flow and rain infiltration, accounting for nearly 95% of the groundwater flow; the other 5% enters the aquifer from the eastern boundary. Surface recharge has a strong influence over groundwater flow (Samper *et al.*, 1988). Therefore, the main mechanisms of the surface recharge have to be carefully analyzed in order to model the hydrodynamics of the aquifer correctly.

Identification of different recharge zones was carried out by the analysis of hydrograms. The hydrograms that showed the same pattern were grouped together. It was found that the groups reflected quite clearly the differences in the use of soil.

An extensive analysis of the 49 available hydrographs was made in order to characterize the dynamics of the aquifer. In general terms, the aquifer responses to recharge episodes vary from point to point, but they can be grouped in 7 different types (see Figure 6). These groups were used to delineate zones with different recharge patterns. This analysis also shed light on the spatial distribution of transmissivity values in the aquifer.

As a result of the analysis, 9 different recharge zones were delineated; a water balance was computed for each one of them. There is a urban zone near the tailings, 6 cropped zones, the zone of the train station and another zone that surrounds the tailings, inside the FUA perimeter. The hydrographs of the urban zone show a pattern that is different than in irrigated zones. It was also found that recharge in the urban zone is much smaller than in irrigated areas, and it is driven by different mechanisms. For those reasons, a simplified water balance was calculated in the urban zone.

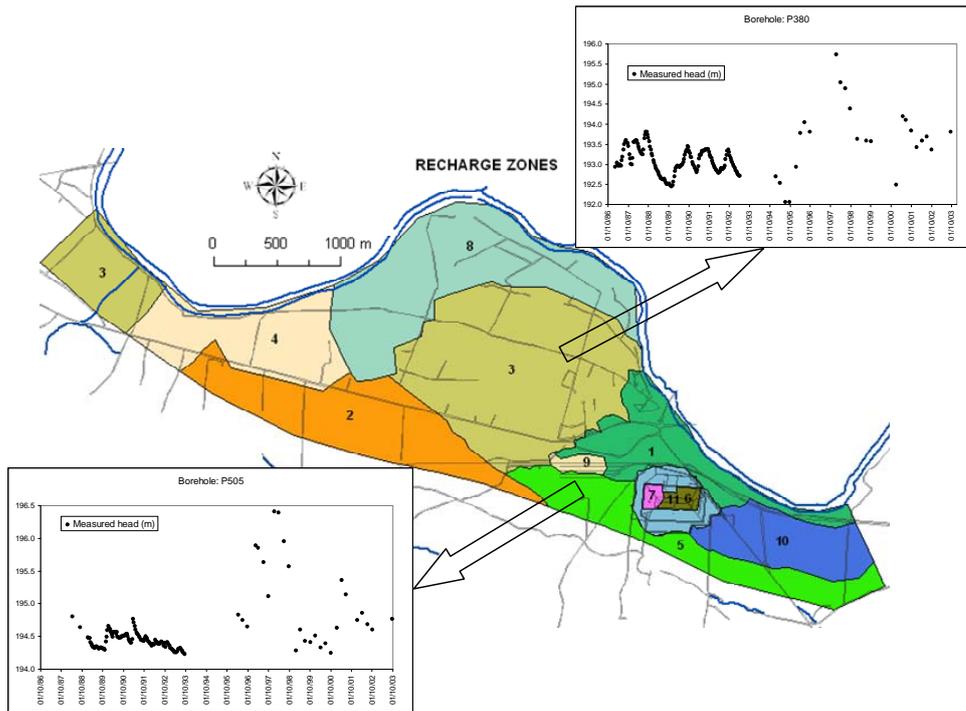


Figure 6. Recharge zones in the Andújar alluvial aquifer (adapted from Samper *et al.*, 2004).

4.4. Results of recharge calibration

The calibration of recharge is part of the whole process of model calibration, including parameters of both the water balance and the flow model. In the case study the model was calibrated with data from 10/1983 to 09/2003. Although some automatic tools were used, calibration was carried out mainly manually.

One recharge time function $R_i(t)$ was obtained for each recharge zone i as the product of parameter R_i times the time function $f_{r,i}(t)$. It must be noted that the time function $f_r(t)$, an output of the water balance, is proportional to aquifer recharge R $f_r(t)$. Parameter R was also obtained through calibration with the objective that the flow model reproduced observed phreatic oscillations.

Figure 7 shows the recharge time functions R $f_r(t)$ for two irrigated zones (3 and 5 respectively). Although that recharge in zone 3 is larger than recharge in zone 5, as much as three times, it decreases to zero many times. Calibrated values of parameter R can be seen on Table 1. Note that values of R are smaller than 0.5.

Recharge in the urban zone, near the tailings, is approximately 65 mm/year. A variable recharge rate was found in irrigated zones, depending on the type of soil, the lithology of the unsaturated zone, and irrigation rates. The mean annual recharge in these zones is in the range 36-369 mm/year.

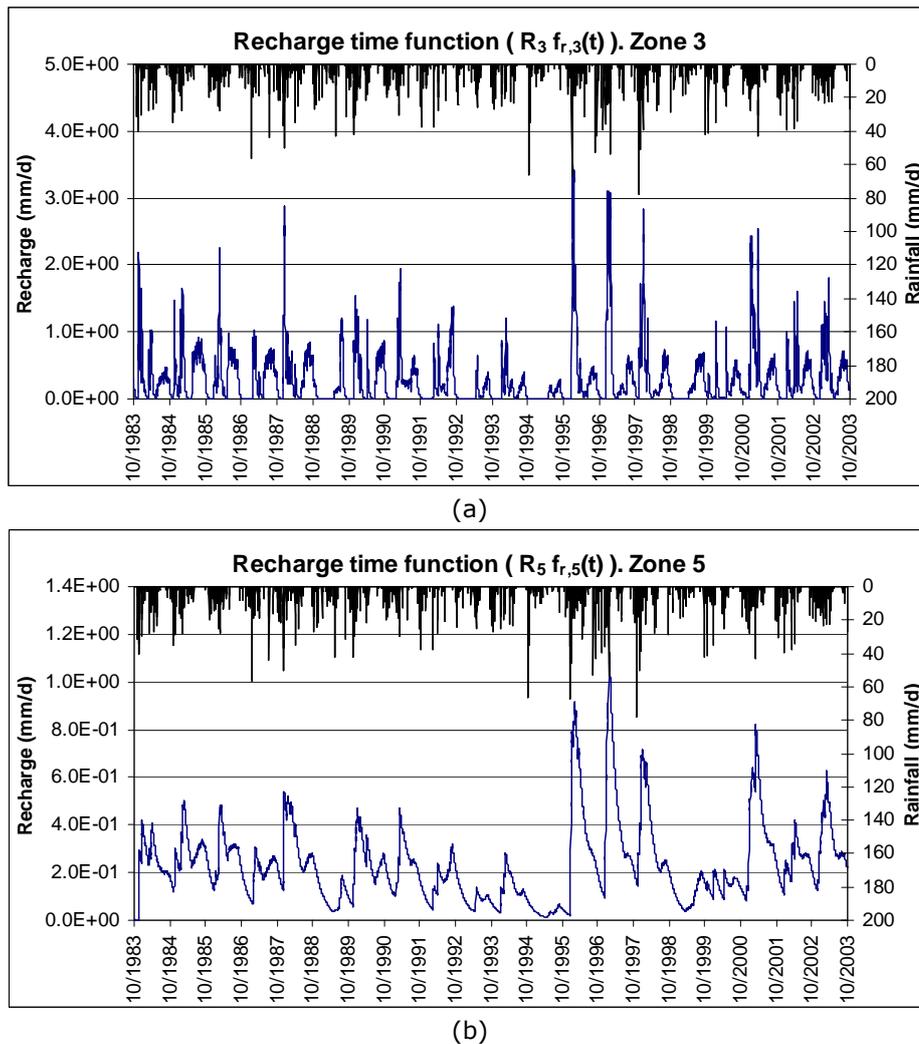


Figure 7. Recharge time functions $R_{f_r}(t)$ for zone 3 (a) and zone 5 (b).

Table 1. Recharge parameters obtained through calibration.

Recharge zone	2	3	4	5	8	10	11
Recharge parameter (R)	0.42	0.32	0.98	0.34	0.39	0.34	0.22

Four exceptionally rainy episodes occurred between November 1995 and March 2001 (Figure 7 and Table 2). Those episodes caused: (1) Large amount of surface runoff, (2) Large infiltration, and (3) Large aquifer recharge. Due to these exceptional conditions, it was not possible to adequately calculate recharge only with the water balance model. Consequently, recharge during these periods had to be derived from the rise of piezometric level. Estimated recharge values for the rainy episodes can be seen on Table 2.

Figures 8 and 9 show computed and measured heads in two boreholes located in different recharge zones. As can be seen, the fit of computed heads and measured heads is quite acceptable, even for the rainy episodes of 1996-2001. The comparison between computed heads - before and after revising recharge during the rainy episodes - can also be seen on Figures 8 and 9.

Table 2. Estimation of recharge for the exceptionally rainy episodes.

Period	Precipitation (mm)	Piezometric rise ΔH (m)	Total recharge (mm)	Additional recharge (mm) (*)
Dec 1995-Jan 1996	470	1.41	155	93
Dec 1996-Jan 1997	466	1.45	160	74
Nov 1997-Dec 1997	411	1.53	168	84
Dec 2000-Mar 2001	472	1.1	121	24

(*) Additional recharge is the fraction of recharge not obtained from the daily water balance model.

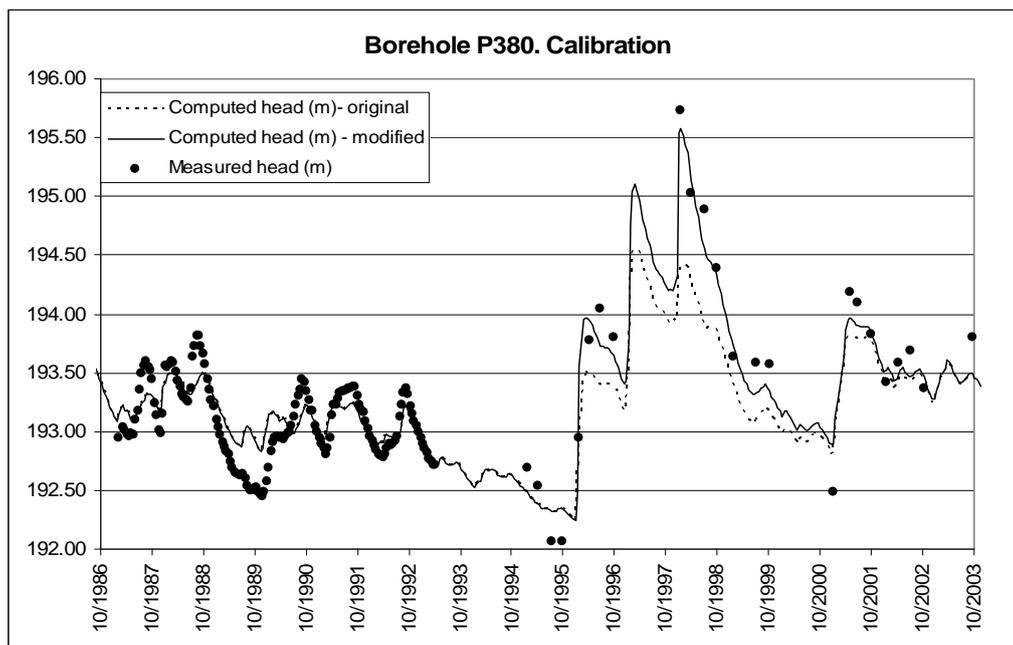


Figure 8. Computed and measured heads in the calibration period. Comparison between heads computed before and after revising recharge during rainy episodes. Borehole P380.

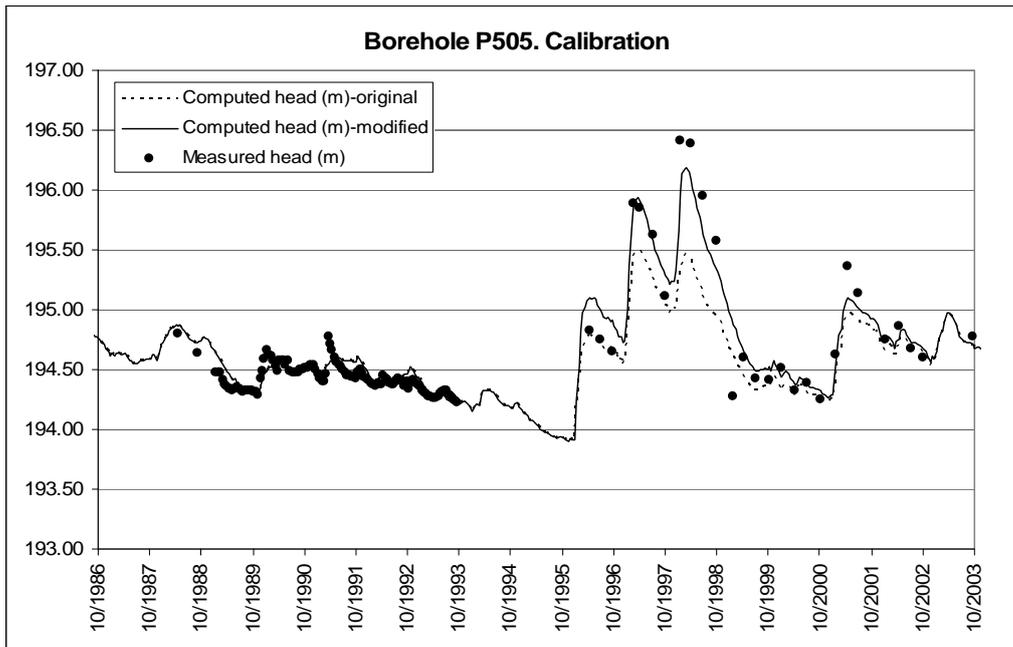


Figure 9. Computed and measured heads in the calibration period. Comparison between heads computed before and after revising recharge during rainy episodes. Borehole P505.

An extensive sensitivity analysis of responses of piezometric levels to changes of water balance parameters was made. The analysis included parameters related to irrigation (crop periods, mean frequency of irrigation, and variations of irrigation seasons), infiltration capacity and available water capacity. An important question that arose from the sensitivity analysis was if it was possible to obtain the time evolution of recharge $R f_r(t)$, but with scale parameter R equal to 1. This condition means that time function $f_r(t)$, output of the water balance, is directly the recharge time function $R f_r(t)$. A second calibration of the water balance was performed to deep into this question. Preconditions for this calibration were preserving mean annual recharge values obtained in the first calibration (which proved to be coherent with phreatic oscillations), and making the recharge coefficients R equal to 1.

The new calibration of the water balance showed that it was possible to find another set of functions $f_r^2(t)$, with very similar shape to the previous ones $f_r^1(t)$, and related to them through the scale factors R^1 . This means that similar recharge time functions $R f_r(t)$ can be found, for different sets of the water balance parameters, and for a different distribution of the components of the water budget.

Figure 10 shows the comparison of $R_f(t)$ for zone 5, for the first and the second calibration. It can be seen that the functions are similar, but not identical. The annual recharge volumes for both cases are shown in Figure 11. It must be noted that the regression slope is not equal to 1, as one would expect. The reason for this fact is that only the mean annual recharge of the period was preserved. The results for other zones are similar to the results of zone 5.

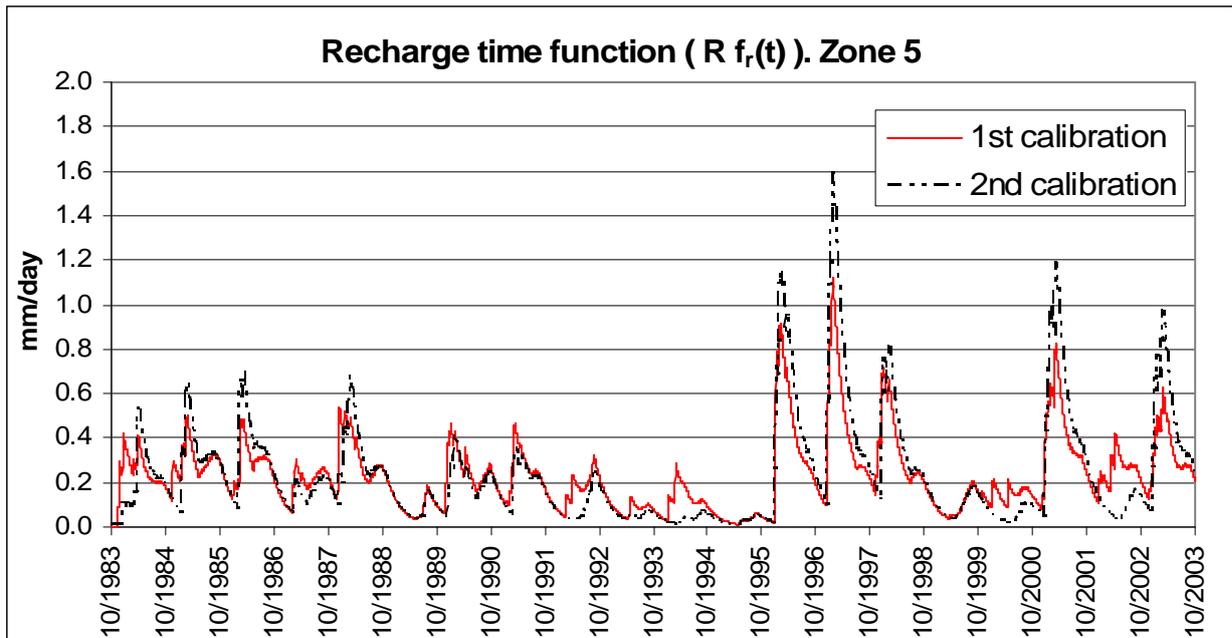


Figure 10. Recharge time functions for zone 5.

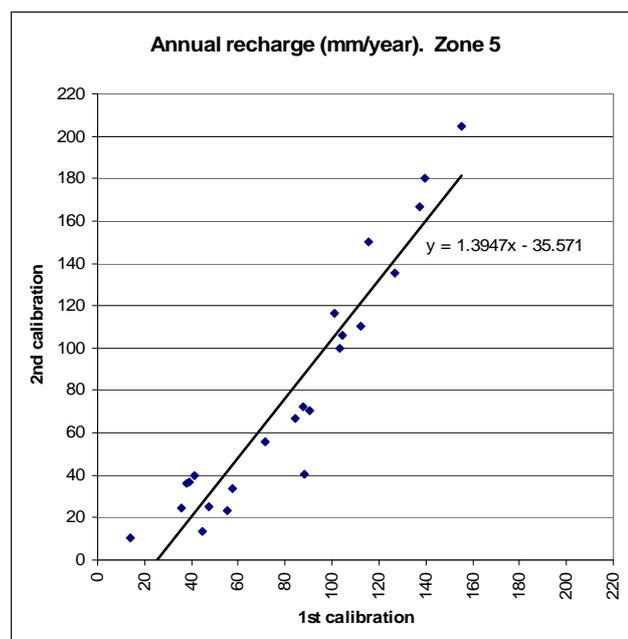


Figure 11. Annual recharge of zone 5, obtained in the first and second calibration.

Table 3 shows the comparison of the mean annual results of the water balance for the two calibrations. Note that on Table 3 the item “aquifer recharge” refers to $f_r(t)$, the output of the water balance. In the second water balance (B2) $f_r(t)$ is equal to $R f_r(t)$. The sets of parameters obtained from both calibrations are shown on Table 4.

As can be seen on Table 3, the distribution of the water balance components is very different for the two calibrations. Canopy interception was not considered in the first water balance. In addition, the results of the second water balance show higher values of AET. The second important difference between the balances is the preferential flow. A much higher preferential flow was obtained in the first calibration (near 3 times that of the second). This is due to different parameter values to calculate infiltration originated by irrigation. The third cause for the different results is considering different soil infiltration capacity. As a consequence, different values of surface runoff, delayed potential recharge and recharge ($f_r(t)$) are obtained.

Table 3. Mean annual results of water balances 1 and 2 (mm).

	Bal.	Recharge zone						
		2	3	4	5	8	10	11
Precipitation		505	505	705	505	505	505	505
Irrigation		397	402	402	403	402	403	0
PET		1442	1442	1442	1442	1442	1442	1442
AET	B1	642	570	750	650	629	650	331
	B2	665	643	754	670	668	670	338
Interception	B1	0	0	0	0	0	0	0
	B2	0	40	0	37	0	37	37
Preferential flow	B1	106	161	44	81	100	81	0
	B2	40	52	44	25	40	25	0
Delayed pot. recharge	B1	139	161	167	162	162	162	160
	B2	62	54	163	54	63	54	36
Surface runoff	B1	15	15	145	15	15	15	15
	B2	135	118	144	122	135	122	95
Aquifer recharge (*)	B1	245	322	211	242	263	242	159
	B2	102	106	207	79	103	79	36

(*) “aquifer recharge” refers to $f_r(t)$, the output of the water balance. Only for B2, $f_r(t)$ is equal to $R f_r(t)$.

Table 4. Calibrated parameter values of balances 1 and 2.

Parameter	Bal.	Recharge zone								
		2	3	4	5	8	9	10	11	
Plant	B1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	B2	-	Grass	-	Grass	-	-	-	Grass	Meadow
Plant height (m)	B1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	B2	-	0.2	-	0.2	-	-	-	0.2	0.2
Interception (Horton's method)	B1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	B2	-	0.040	-	0.033	-	-	-	0.033	0.057
Storage capacity (mm)	B1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	B2	-	2	-	2	-	-	-	2	3
Available water (mm)	B1	100	100	175	100	100	10	100	100	100
	B2	100	100	175	100	100	10	100	100	175
Vertical permeability (mm d ⁻¹)	B1	6	86.4	86.4	86.4	86.4	86.4	86.4	86.4	86.4
	B2	6	86.4	86.4	86.4	86.4	86.4	86.4	86.4	86.4
PET			Blanney-Criddle				Thornthwaite		Blanney-Criddle	
AET (modified Penman-Grindley)	CRPG (mm) (*)	B1	100	60	60	60	60	10	60	60
		B2	100	100	100	100	100	0	100	136
CEPG (*)	B1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	B2	1	1	1	1	1	1	0.1	1	1
Preferential flow	CKRD (*)	B1	0.25	0.4	0.11	0.2	0.25	0.8	0.2	0.2
		B2	0.1	0.13	0.11	0.063	0.1	0.8	0.063	0
FRD (*)	B1	-	-	-	-	-	-	0.6	-	-
	B2	-	-	-	-	-	-	0.65	-	-
Surface runoff (Horton's Law)	Minimum infiltration capacity (mm d ⁻¹)	B1	34	34	45	34	34	34	34	34
		B2	10	10	45	10	10	45	10	12
Maximum infiltration capacity (mm d ⁻¹)	B1	34.77	34.7	65.7	34.7	34.7	34.7	34.7	34.7	34.7
	B2	15	15	65.7	15	15	65	65	15	15
Unsaturated zone	Percolation recession coefficient (d-1)	B1	0.02	0.1	0.1	0.01	0.1	1	0.01	0.01
		B2	0.02	0.1	0.1	0.01	0.1	1	0.01	0.01

(*) See Samper *et al.* (1999).

The presented results show that similar recharge time functions ($R_f(t)$) can be found for different sets of parameters. These similar recharge time functions lead to practically identical computed piezometric heads. This happens for every recharge zone. Figure 12 illustrates this result for a borehole located in an irrigated area, zone 5. One important conclusion is that there is more than one distribution of the water balance components that lead to an adequate estimation of $R_f(t)$. However, the results of the second balance are more consistent, for the recharge time functions obtained from the water budget are directly used as input to the flow model.

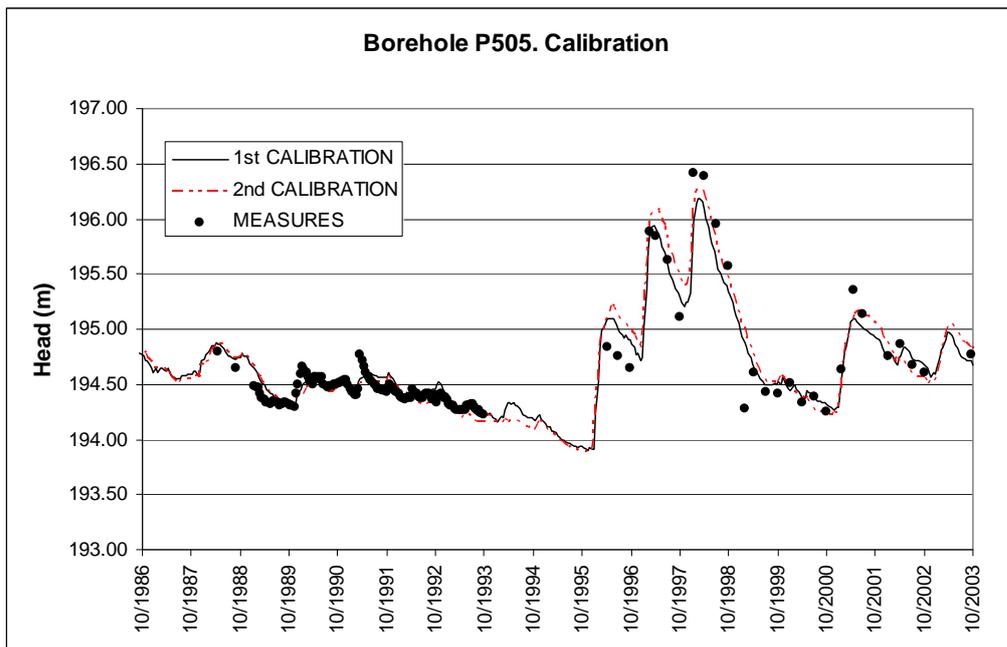
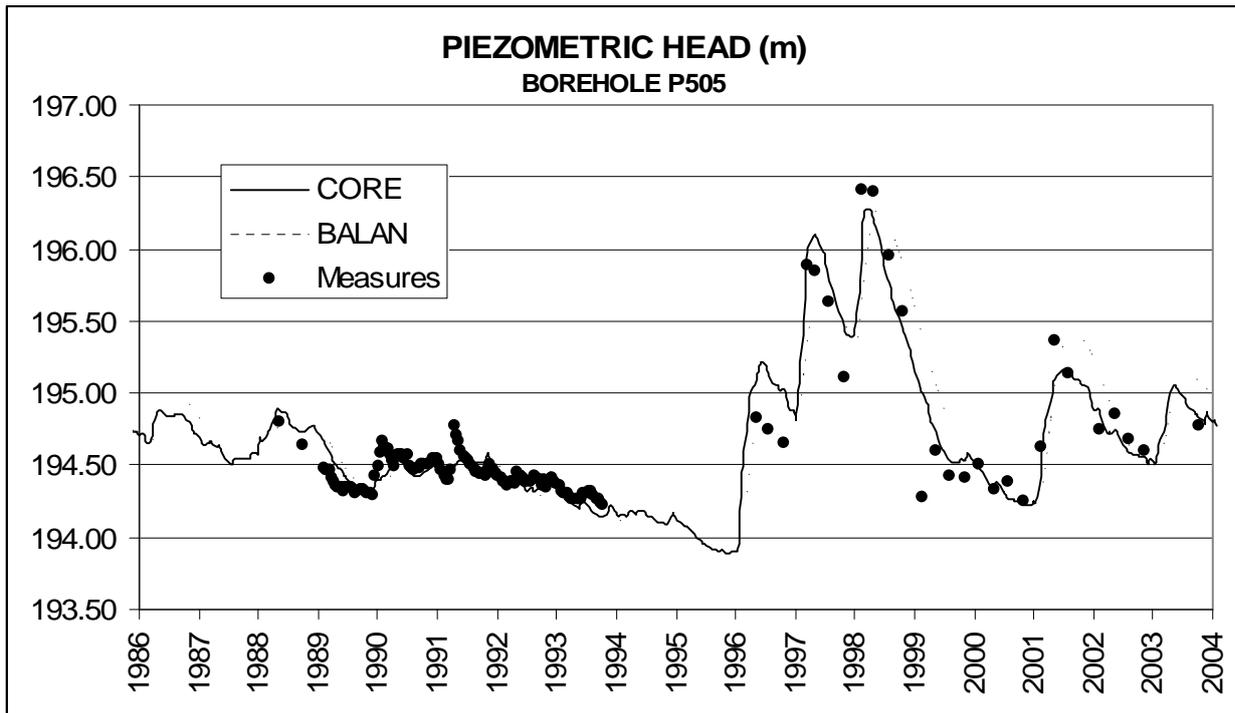


Figure 12. Measured and computed heads at borehole P505.

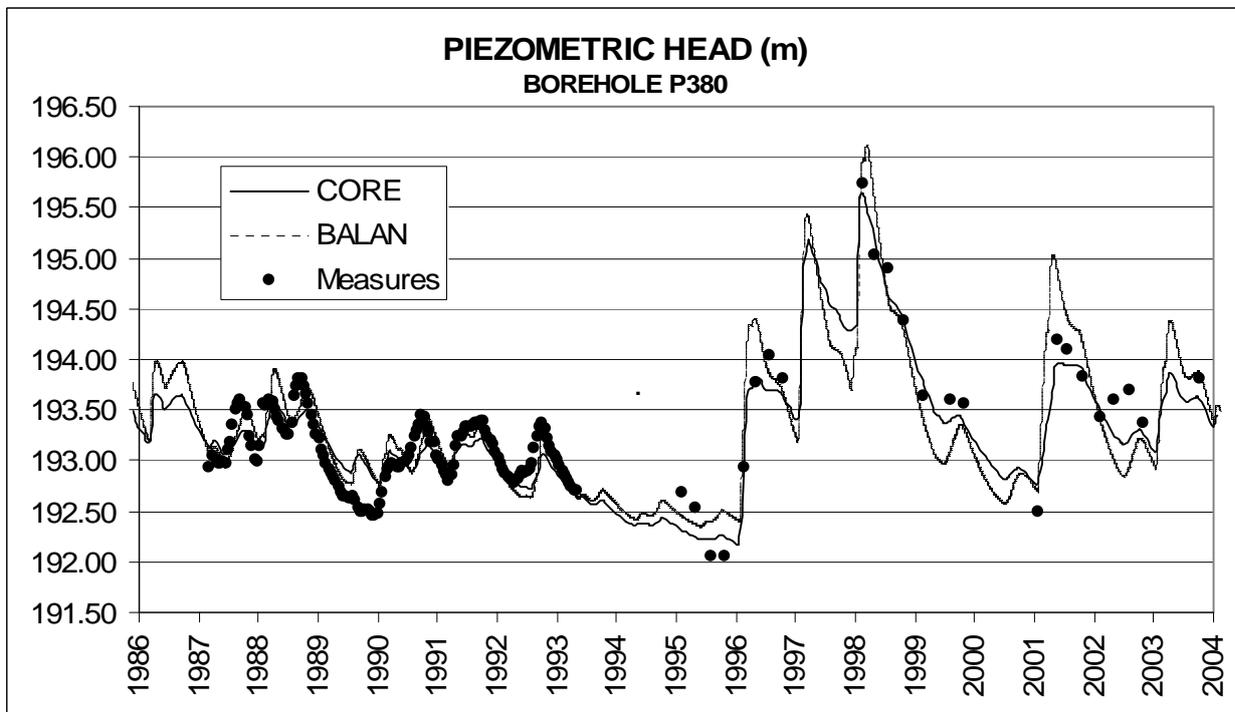
4.5. Heads computed with BALAN

A study was conducted to see if water table levels could be reproduced with a simplified flow model. BALAN computes piezometric levels using a 1D finite difference model. Aquifer parameters were calibrated for each of a series of 5 boreholes. The resulting water heads were compared with the results of the detailed flow model constructed with CORE (see Figure 13). In general terms, both models produce similar results and a good fit to measured data. On Table 5 it can be seen that calibrated storage coefficients are similar in both models, except for borehole 380. Transmissivity cannot be compared without a further analysis.

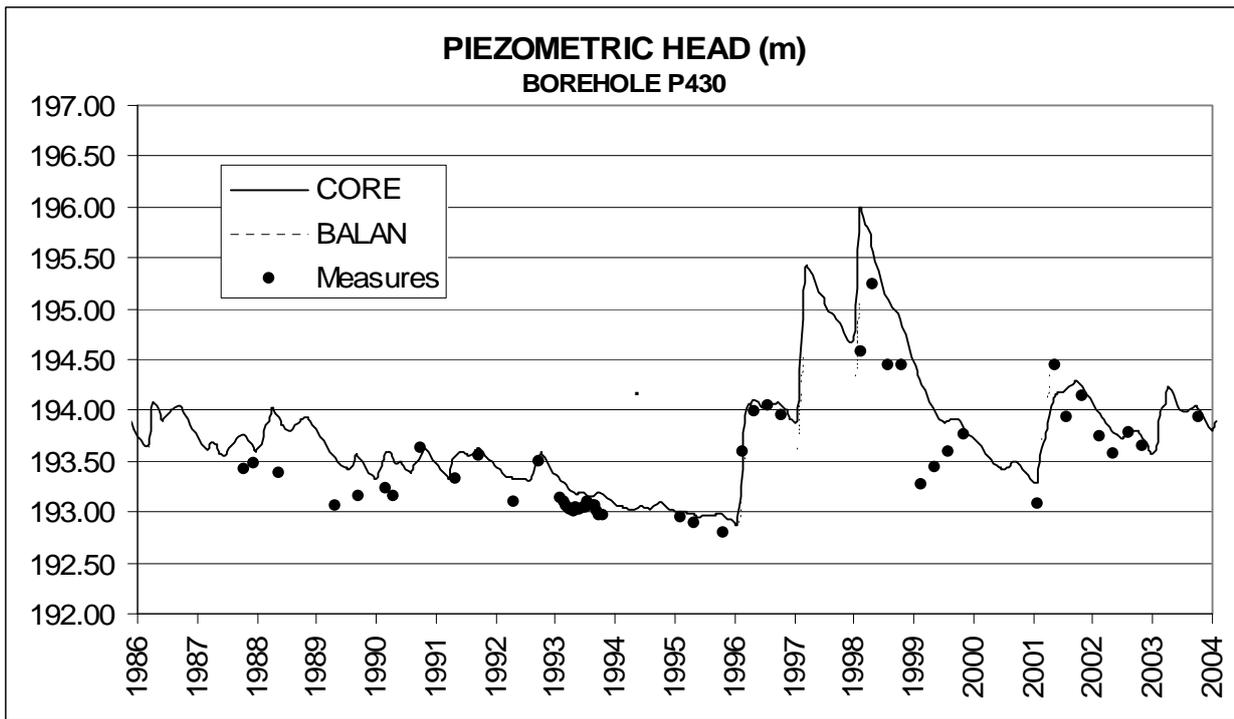
The results of the comparison show that a simplified flow model could be sufficient to compute piezometric heads in the aquifer. Of course, the detailed flow model would still be necessary to work coupled with the uranium transport model.



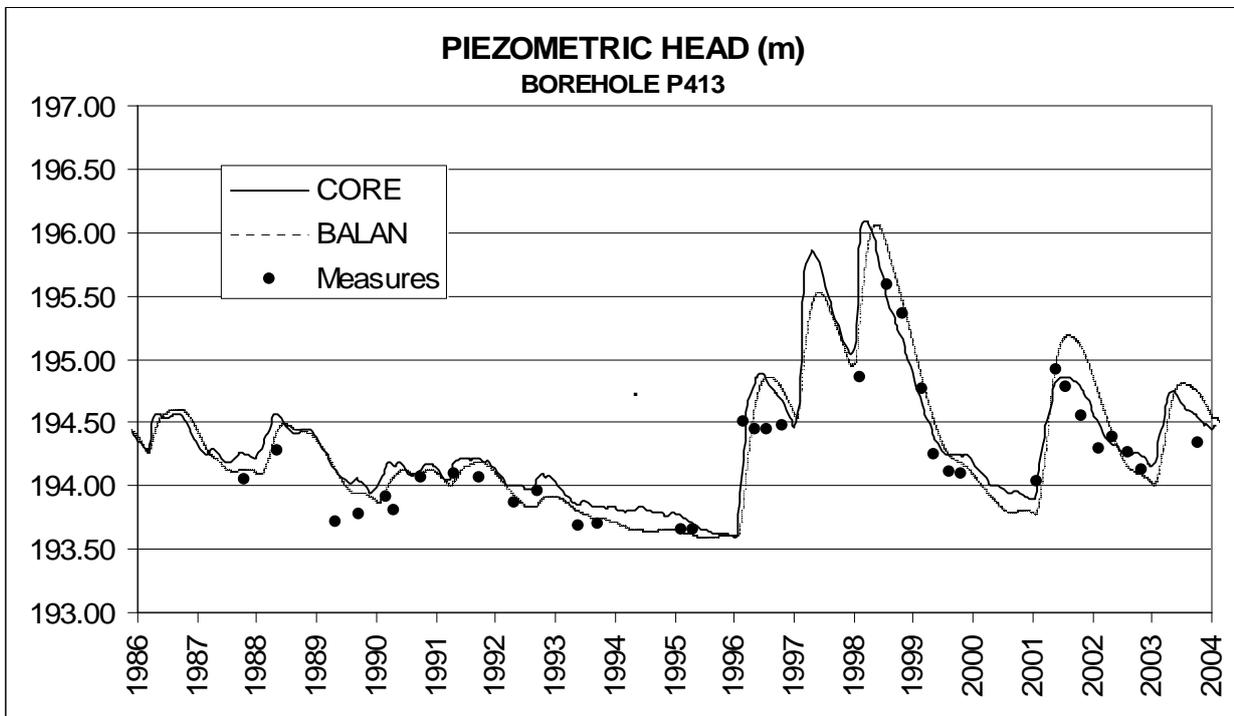
(a)



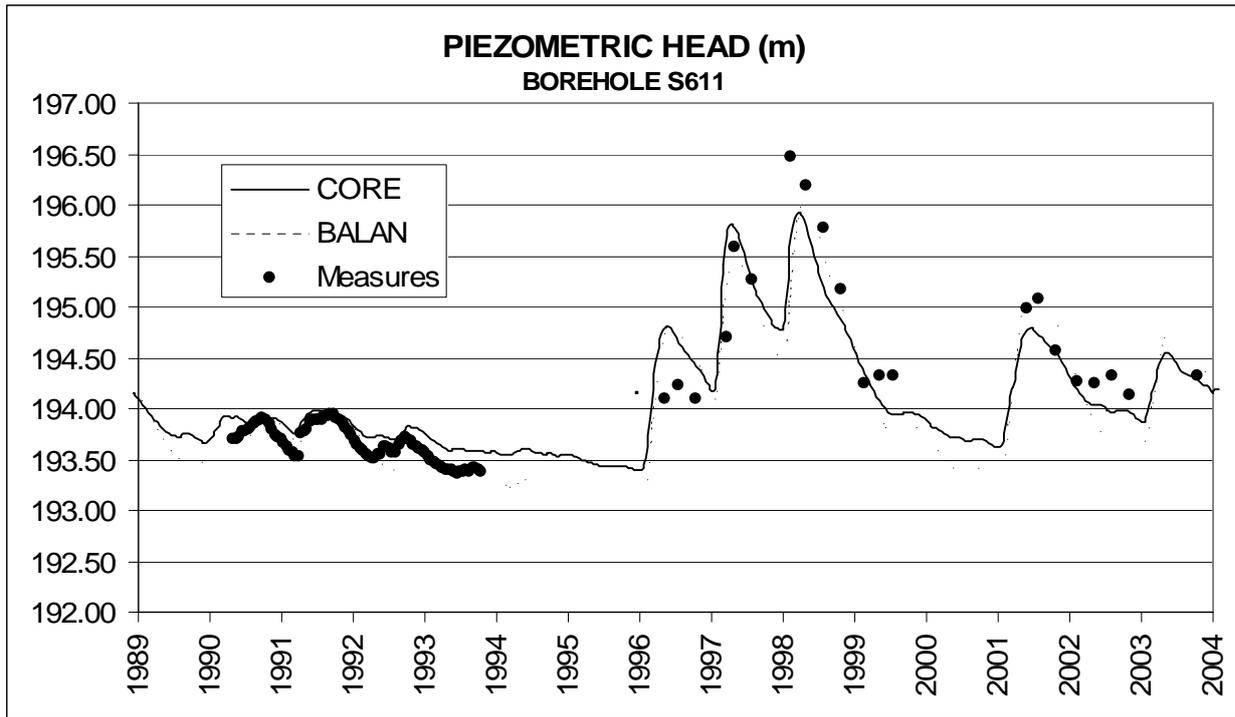
(b)



(c)



(d)



(e)

Figure 13. Comparison between head computed with CORE and a simplified flow model for hydrograms 505 (a), 380 (b), 430 (c), 413 (d) and 611 (e).

Table 5. Calibrated transmissivity and calibrated storage coefficients of the zones of the studied boreholes.

		BOREHOLE Nº				
		380	413	430	505	611
BALAN	T (m ² /d)	50	55	50	55	55
	S	0.07	0.08	0.14	0.102	0.08
CORE	T (m ² /d)	880	24	7	887	869
	S	0.30	0.05	0.20	0.10	0.10

5. Model validation

5.1. General aspects

The terms verification, confirmation and validation are usually used by different authors to mean different things. Samper and Carrera (1995) and Oreskes *et al.* (1994) note that there seems to be a confusion on what is meant by those terms. The discussion is not extinguished yet, for new insights on these subjects can be found in more recent works (Hassan, 2003; Anderson and Bates, 2001).

The term verification usually refers to the process of ensuring that a mathematical model or its computer code behaves as intended (Hassan, 2003). This means that the mathematical representation of the conceptual model is appropriate and that the equations are correctly encoded and solved (Maloszewski and Zuber, 1992).

Samper and Carrera (1995) speak of verification only for the case of the code. According to them, verification is the process of ensuring that the code solves correctly the equations it is supposed to solve. With this strict view, Samper and Carrera (1995) state that verification is a code-dependent concept.

The ASTM guide (ASTM, 1993) also distinguishes between *code verification* and *application verification* (or site-specific model verification). The guide refers to code verification as the process of software testing, comparison with analytical solutions, and comparison with other similar codes to demonstrate that the code represents its underlying mathematical foundation (Hassan, 2003). On the other hand, the guide (ASTM, 1993) refers to application verification as the process whereby a model, its computer code, boundary and initial conditions are tested by simulating independent data from different hydrologic conditions to establish the predictive capability of the model (Johnson and Weimer, 1996).

Using “verified” codes is a necessary condition for the construction of an adequate model, but it is not sufficient (Samper and Carrera, 1995). Even when mathematical equations are correctly encoded and solved, it does not ensure that the actual phenomena are correctly reproduced or described.

Validation is a much more difficult process. It usually refers to the process of evaluating the ability of a model to reproduce the processes occurring in the real system. According to Hassan (2003), "the term verification should refer to the demonstration of the ability of a generic model (and maybe an analysis model) to solve the governing equations, whereas validation should represent the process of post-prediction testing and evaluation of a site-specific model for the purpose of supporting the decision making that relies on modeling results". Thus, confidence on post-prediction capability for supporting decisions is tightly associated to a validation process.

According to IAEA (1982) and Borgorinski *et al.* (1988), a conceptual model and the computer code derived from it are validated when it is confirmed that the conceptual model and the derived code can provide a good representation of the actual processes occurring in the real system. An updated validation definition provided by the IAEA (IAEA, 1988) synthesizes the requirements for validation: "a model cannot be considered validated until sufficient testing has been performed to ensure an acceptable level of predictive accuracy. (Note that the acceptable level of accuracy is judgmental and will vary depending on the specific problem or question to be addressed by the model)."

Comparisons of calculations with field observations are carried out during a validation process. However, comparison with real data is also made during calibration. If one has sufficient data to split between calibration and "verification", it is common to call the process of using the calibrated model to reproduce the "verification" data set a model verification process (Hassan, 2003). This process should not be confused with a validation process for it is part of the development stage of the model. In fact, this step should be and is used to adjust or change the model conceptualization if the calibrated model fails to reproduce the verification data set. Model validation process comes after the completion of this verification stage, and so does the process of building confidence on model predictions.

5.2. Andújar

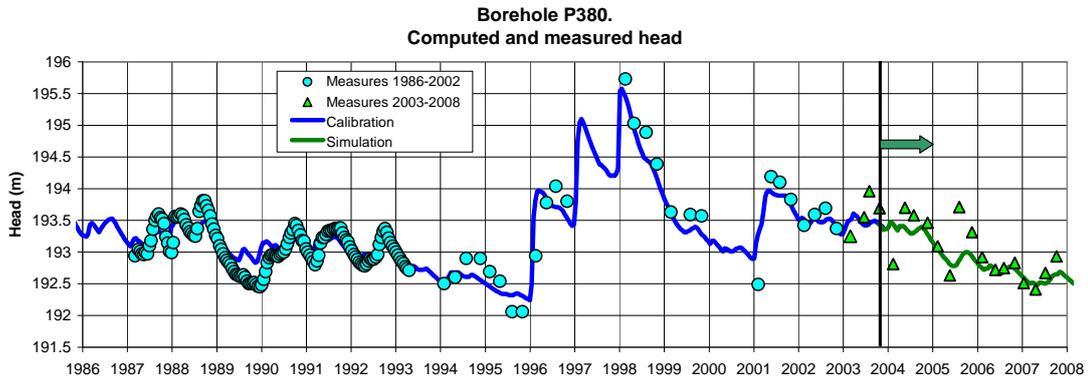
The simulation period starts in October 2003 and extends to present day. Field data has been collected every three months since 1994, and it is planned that these campaigns continue. Simulation is carried out for the calibrated parameters and with the recorded meteorological data. This procedure permits to test model predictions through the comparison with field data and without the uncertainty of meteorological conditions.

The evaluation of the prediction capability of the model was carried out by contrasting the model results with field data in the simulation period. In that sense, one can say that it is a site-specific model verification (or application verification). If one considers that the term verification can only refer to codes, then the contrast is the first step of the process for model validation.

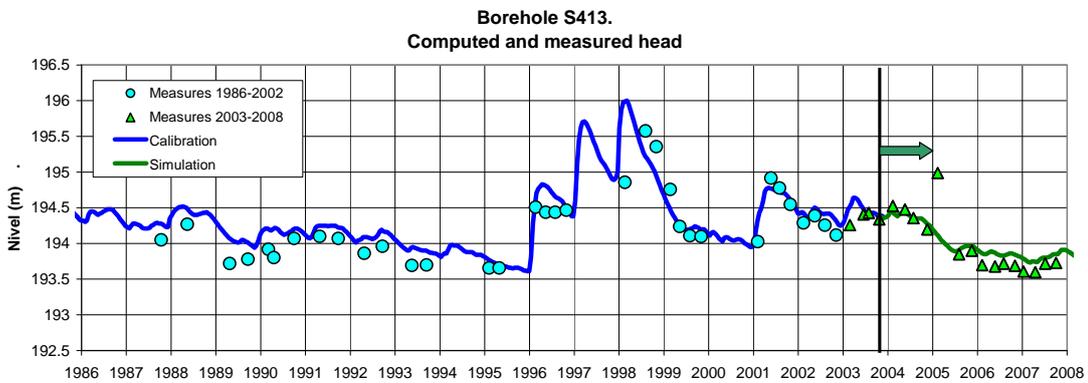
Figure 14 shows computed and measured heads in three boreholes located in different recharge zones. As can be seen in Figure 14, the fit of computed heads and measured heads is quite acceptable, although there are some sharp oscillations that are not well reproduced by the model (especially for boreholes P380 and P505). These sharp variations of the water table in some boreholes can have different causes. One possibility is that they reflect point stresses, such as pumpings. Another possibility, not less likely, is that some measures be not correct. A sensitivity analysis was made to study the effect of pumpings in boreholes that show an anomalous hydrograph, but no specific conclusion could be derived.

The residuals of mean piezometric heads in 2007 were computed to see if there is a spatial trend. As can be seen in Figure 15, the residuals do not seem to have any special pattern.

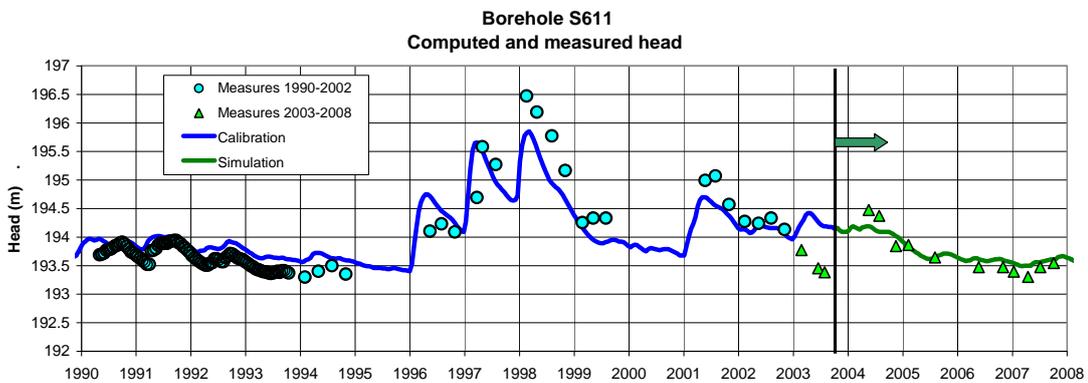
As time goes by and new field data are available, there are more possibilities for testing the model predictions in different hydrological conditions. At present moment and with the obtained results, we are moderately confident on the prediction capabilities of the model.



(a)



(b)



(c)

Figure 14. Computed and measured piezometric heads, for calibration and simulation periods. Boreholes P380 (a), S413 (b) and S611 (c).

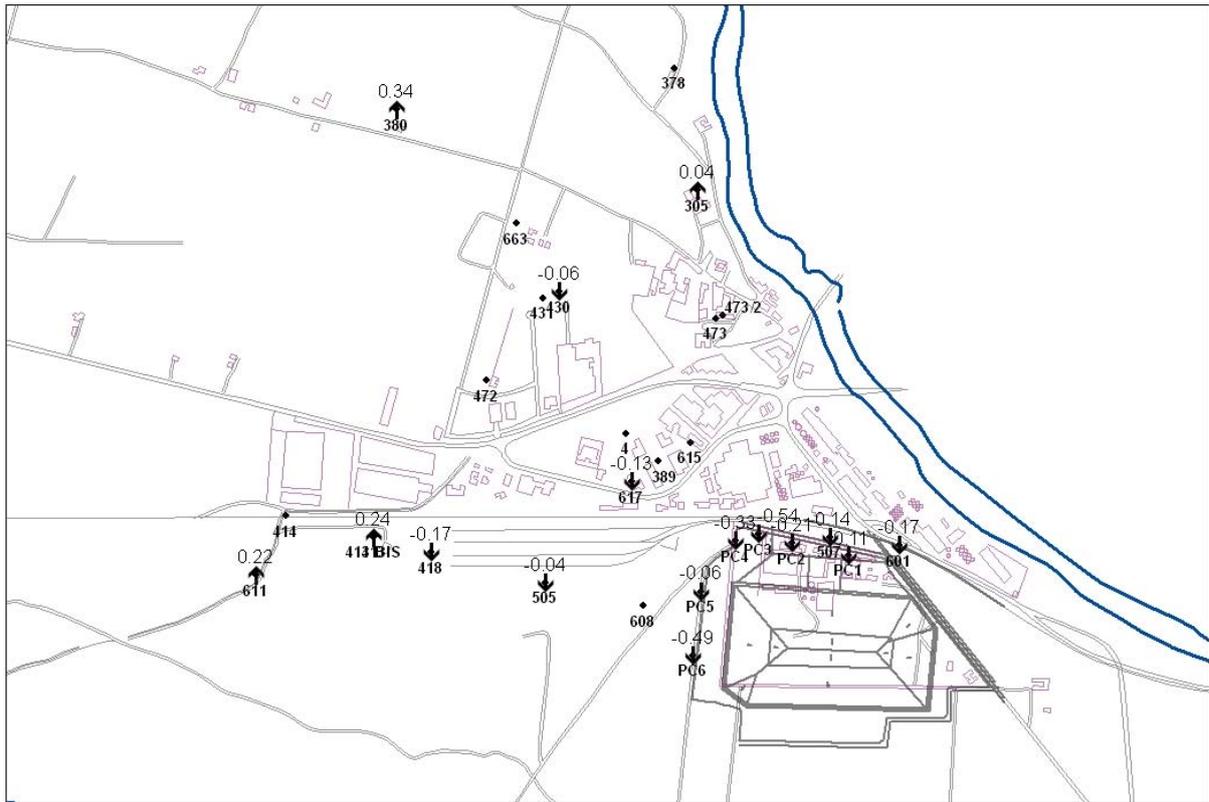


Figure 15. Residuals of mean piezometric levels in 2007.

6. Conclusions

A robust method for evaluating the aquifer recharge has been presented. The joint use of water balances and flow models takes advantage of both methods, while reducing their limitations.

Water balances incorporate geographical data, physical data, information about the use of soil, and in general information that cannot be used directly in a flow model, such as daily hydrometeorological data. The methodology presented in this work also permits to consider different types of recharge sources, such as rainfall and irrigation, and treat them separately. Another advantage of this methodology is that it leads to a very good estimation of the time evolution of recharge, independently that more than one calibration of the water balance can be obtained.

The joint use of water balances and a flow model permits to overcome the lack of data of the water budget components that are frequently larger than recharge. Thus, accumulation of errors in recharge is minimized. The time evolution of recharge and its spatial distribution are usually difficult to estimate only with a flow model. This joint method permits to overcome this limitation.

The study case was presented to show the main features of a method (water balance + flow model) for evaluating aquifer recharge and its applicability to a real case. It was shown how the water balance model was not sufficient for estimating recharge during exceptionally rainy episodes. Recharge had to be estimated from piezometric rises during those episodes.

Two different calibrations of the water balance show that it is possible to obtain similar recharge time functions for different sets of parameters. Some consequences can be derived from this fact: (1) calibration is not unique for the available data; this means that there is more than one set of the water balance parameters and also more than one distribution of the balance components that lead to an adequate estimation of recharge; (2) despite (1), it is possible to estimate recharge time functions with a moderately high degree of confidence, even though lacking of direct measures.

A study was conducted to see if water table levels could be reproduced with a simplified flow model. BALAN was used to solve the flow equation using 1D finite differences. Aquifer parameters were calibrated for each of a series of 5 boreholes. The resulting water heads were compared with the results of the detailed flow model constructed with CORE. In general terms, both models produce similar results and a good fit to measured data. The results of the comparison show that a simplified flow model could be sufficient to compute piezometric heads in the aquifer. Of course, the detailed flow model would still be necessary to work coupled with the uranium transport model.

Verification of the model (in the sense of the site-specific application) is yet to be concluded. As new data are available and changes in the model site continue to occur, the model evolves. However, our confidence on the prediction capabilities of the model is increasing and this evolution is somewhere in the transition between verification and validation.

Acknowledgments

This work has been funded by Research Projects from the Spanish Science and Technology Commission (Project REN2003-8882) and Education Department of the Galician Government (Project XUGA1180A94) as well as several R+D projects funded by Empresa Nacional de Residuos Radiactivos (ENRESA). A large part of BALAN improvements were made within a joint project of Ebre Water Authority (Confederación Hidrográfica del Ebro) and Universidad de La Coruña (code 2000-PH17-I). We also thank those who contributed to code improvements.

7. References

- Alcalá FJ (2006). Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico. PhD Thesis. Technical University of Catalonia. Barcelona. 2 Vols. 1-719 (in Spanish). <http://www.tesisenxarxa.net/TDX-0607106-104930/>.
- Alcalá FJ, Custodio E (2008). Atmospheric chloride deposition in continental Spain. *Hydrol. Process.* Published online in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/hyp.6965.
- Allison GB, Gee GW, Tyler SW (1994). Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semi-arid regions. *Soil Science Society of America Journal* (58): 6-14.
- Anderson MG, Bates PD (2001). *Model Validation: Perspectives in Hydrological Science*. John Wiley & Sons, Ltd. New York.
- ASTM (1993). Standard guide for comparing ground-water flow model simulations to sitespecific information. Designation: D 5490-93 (Reapproved 2002), ASTM International, W. Conshohocken, PA.
- Borgorinski P, Blates B, Larue J, Martens KH (1988). The role of transport code verification and validation studies in licensing nuclear waste repositories in the FR of Germany. *Radiochimica Acta* 44-45, 367-372.
- Castañeda C, García-Vera MA (2008). Water balance in the playa-lakes of an arid environment, Monegros, NE Spain. *Hydrogeol. J.* 16: 87-102.
- Chow VT, Maidment DR, Mays LW (1994). *Hidrología Aplicada* (in Spanish). McGraw-Hill (Eds.). Santa Fe de Bogotá, Colombia.
- Custodio E (1997a). Recarga a los acuíferos: Aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre (in Spanish). In: AIH-GE Symposium, Las Palmas de Gran Canaria, Spain. Instituto Tecnológico Geominero de España (Ed.). Madrid. 19-39.

- Custodio E (1997b). Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos (in Spanish). In: AIH-GE Symposium, Las Palmas de Gran Canaria, Spain. Instituto Tecnológico Geominero de España (Ed.). Madrid. 83-109.
- Custodio E, Llamas MR, Samper J (1997). La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica (in Spanish). In: AIH-GE Symposium, Las Palmas de Gran Canaria, Spain. Instituto Tecnológico Geominero de España (Ed.). Madrid. 455 pp.
- Davies-Smith A, Bolke EL, Collins CA (1988) Geohydrology and digital simulation of the ground-water flow system in the Umatilla Plateau and Horse Heaven Hills area, Oregon and Washington. US Geol Surv Water-Resour Invest Rep 87-4268:72.
- DHI (Danish Hydraulic Institute) (2004). Manual del usuario y referencia técnica del modelo MIKE SHE versión 2003b. DHI Water & Environment. Hørsholm, Dinamarca. 383 pp.
- García-Vera MA (1994). Hidrogeología de zonas endorreicas en climas semiáridos: Aplicación a Los Monegros (Zaragoza) (in Spanish). PhD Thesis. University of Catalonia. Barcelona.
- Gee GW, Hillel D (1988). Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods Hydrol. Processes 2: 256-266.
- Grismer M, Bachman S, Powers T (2000). A comparison of groundwater recharge estimation methods in a semi-arid, coastal avocado and citrus orchard (Ventura County, California). Hydrol. Processes 14: 2527-2543.
- Handman EH, Londquist CJ, Maurer DK (1990). Ground-water resources of Honey Lake Valley, Lassen County, California, and Washoe County, Nevada. US Geol Surv Water-Resour Invest Rep 90-4050, 112 pp.
- Hassan A (2003). A Validation Process for the Groundwater Flow and Transport Model of the Faultless Nuclear Test at Central Nevada Test Area. National Nuclear Security Administration. U.S. Department of Energy. Publ. Nº 45197. Las Vegas, Nevada.
- IAEA (1982). Radioactive waste management glossary. International Atomic Energy Agency. IAEA-TECDOC-264. Vienna.
- IAEA (1988). Radioactive waste management glossary, 2nd edition. IAEA-TECDOC-447, Vienna.
- Johnson JA, Weimer DJ (1996). Verification of a ground water flow model application using recovery data and infiltration tests. In Subsurface Fluid-Flow (Ground-Water and Vadose Zone) Modeling, ASTM STP 1288, eds. J.D. Ritchey and J.D. Rumbaugh, American Society for Testing and Materials, 348-359.
- López JJ (1997). Medida de la recarga por la lluvia: métodos instrumentales en parcelas y de trazadores (in Spanish). In: AIH-GE Symposium, Las Palmas de Gran Canaria, Spain. Instituto Tecnológico Geominero de España (Ed.). Madrid. 111-139.

- Maloszewski P, Zuber A (1992). On the calibration and validation of mathematical models for the interpretation of tracer experiments in groundwater. *Advances in Water Resources* 15, 47-62.
- Medina A, Carrera J (1996). Coupled estimation of flow and solute transport parameters. *Water Resour. Res.* 32 (10): 3063-3076.
- Muñoz R, Ritter A (2005). *Hidrología Agroforestal* (in Spanish). Mundi-Prensa (Eds). Madrid. 348 pp.
- Oreskes N, Shrader-Frechette K, Belits K (1994). Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences. *Science* 264, 641-646.
- Rushton KR (1987). Numerical and conceptual models for recharge estimation in arid and semi-arid zones. In: *Estimation of natural groundwater recharge, NATO ASI Series C, Vol 222. I. Simmers (ed)*, 223-238.
- Samper J (1997). Evaluación de la recarga a partir de modelos numéricos de flujo en acuíferos (in Spanish). In: *AIH-GE Symposium, Las Palmas de Gran Canaria, Spain. Instituto Tecnológico Geominero de España (Ed.)*. Madrid. 153-180.
- Samper J (1998). Evaluación de la recarga por la lluvia mediante balances de agua: Utilización, Calibración e Incertidumbres. *Boletín Geológico y Minero*, vol. 109-4. Pp. 31-54.
- Samper J, Carrera J (1995). Numerical modelling of remedial actions for a uranium mill tailings in Spain: from model construction to prediction uncertainties. In: *Groundwater Quality: Remediation and Protection (Proc. Of the Prague Conference, May 2005)*. IAHS Publ nº 25, 1995.
- Samper J, Yang C, Montenegro L (2003). User's manual of CORE2D version 4: A code for groundwater flow and reactive solute transport. Universidad de A Coruña, A Coruña, Spain.
- Samper J, Pisani B, Naves A (2008). Seguimiento y vigilancia del funcionamiento hidrogeoquímico de las aguas subterráneas en el emplazamiento restaurado de la FUA: Actualización del análisis integrado de datos y contraste del modelo FUA04 con datos del periodo 2003-2007 (in Spanish). Technical report for ENRESA. University of La Coruña, Spain. 163 pp.
- Samper J, Soriano G, García Vera MA, Vives L (1995). Modelación hidrogeológica de acuíferos aluviales a escala local: 1. Modelo conceptual (in Spanish). In: *VI Simposio de Hidrogeología. 23-27 October, 1995. Seville.*
- Samper J, Huguet LI, Ares J, García Vera MA (1999). Manual del usuario del programa VISUAL BALAN v1.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga (in Spanish). ENRESA (05/99). Madrid. 134 pp.
- Samper J, Yang C, Pisani B, Montenegro L, Zheng L, Molinero J (2004). Update of the Andújar flow and transport model (in Spanish). Technical report for ENRESA. University of La Coruña, Spain.

- Samper J, Pisani B, Alvares D, Espinha Marques J, García Vera MA, Losada JA (2007). Distributed and semi-distributed hydrological models for groundwater recharge evaluation: Application of GIS-BALAN to three different basins in Spain and Portugal. En: XXXV Congreso de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos: Groundwater and Ecosystems. Lisboa, 17-21 de septiembre de 2007.
- Samper J, Carrera J, Gens A, Custodio E, Manzano M, Medina A, Glorioso L, Galarza G, Ramírez JA, Maldonado MA, Lorenzo C (1988). Modelación del transporte de solutos en el entorno de la FUA. Technical Report for ENRESA. University of Catalonia. Barcelona.
- Scanlon BR, Healy RW, Cook PG (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J* 10:18–39.
- Schuh WM, Klinkebiel DL, and Gardner JC. (1993). Use of an integrated transient flow and water budget procedure to predict and partition components of local recharge. *J. of Hydrol.* 148: 1-4, 27-60.
- Sophocleous M, Perkins SP (2000). Methodology and application of combined watershed and groundwater models in Kansas. *J Hydrol* 236:185–201.
- Villarroya (1997). Procesos de recarga a los acuíferos y métodos de evaluación (in Spanish). In: AIH-GE Symposium, Las Palmas de Gran Canaria, Spain. Instituto Tecnológico Geominero de España (Ed.). Madrid. 247-249.

APÉNDICE 6:

**BALANCE HIDROMETEOROLÓGICO EN LA ZONA DE
LOS TÚNELES DE PAJARES**

Índice de figuras del Apéndice 6

Figura 1.1. Mapa de situación de los túneles de Pajares (tomado de Míguez, 2005 y Google Earth).	A6-6
Figura 1.2. Configuración de los túneles de base (tomada de Míguez, 2005).	A6-7
Figura 2.1. MDT de la cuenca del río Bernesga, estaciones meteorológicas y de aforos.	A6-8
Figura 4.1. Precipitación utilizada en el modelo: (a) Anual; (b) Mensual; (c) Media mensual.	A6-12
Figura 4.2. Desviación de la precipitación acumulada respecto a la media.	A6-13
Figura 4.3. Aportaciones mensuales medias observadas en la subcuenca modelizada. Datos del periodo 10/1998-09/2007.	A6-13
Figura 5.1. Aportaciones mensuales calculadas y observadas entre octubre de 1998 y septiembre de 2007. El ajuste es muy bueno con la excepción del año 2000-2001.	A6-16
Figura 6.1. Componentes del balance hídrico (salidas netas) expresadas en % de la precipitación anual.	A6-17
Figura 6.2. Valores anuales P, ETP, ETR e intercepción.	A6-19
Figura 6.3. Valores anuales de P, recarga en tránsito y recarga al acuífero.	A6-19
Figura 6.4. Valores anuales de P, escorrentía superficial, flujo hipodérmico y flujo subterráneo.	A6-19
Figura 6.5. Valores anuales de P y la suma del flujo hipodérmico más el subterráneo (arriba) y diagrama de dispersión de los valores anuales de la recarga subterránea y el flujo hipodérmico en función de la precipitación anual (abajo).	A6-20
Figura 6.6. Valores anuales de P y las aportaciones medidas y calculadas.	A6-20
Figura 6.7. Resultados medios mensuales del balance (en mm) (P=precipitación; ETR+INT = evapotranspiración real + intercepción; RT=recarga potencial o en tránsito).	A6-21
Figura 6.8. Resultados mensuales del balance entre 1989 y 2007: P, ETP y ETR.	A6-22
Figura 6.9. Resultados mensuales del balance entre 1989 y 2007: P, recarga potencial en tránsito y recarga al acuífero.	A6-22
Figura 6.10. Resultados mensuales del balance entre 1989 y 2007: P, escorrentía superficial, flujo hipodérmico y flujo subterráneo.	A6-23
Figura 6.11. Resultados mensuales del balance entre 1989 y 2007: P, ETP y ETR.	A6-23
Figura 6.12. Hidrograma de niveles calculado con GIS-BALAN para el conjunto de los 18 años (arriba) y detalle en los últimos 3 años (abajo).	A6-24

Índice de tablas del Apéndice 6

Tabla 5.1. Estaciones con datos diarios de precipitación y temperatura. Se indica el comienzo y fin del periodo con datos.	A6-10
Tabla 5.2. Estaciones de aforos en la zona de estudio.	A6-13
Tabla 6.1. Parámetros obtenidos en la calibración del balance hídrico.	A6-15
Tabla 7.1. Resultados anuales del balance hídrico (años hidrológicos; valores en mm).	A6-18

1. Introducción

La construcción de la línea ferroviaria de alta velocidad (AVE) Madrid-Oviedo recibió un impulso fundamental de la ley 47/1997 del año 1997, que asigna una máxima prioridad a la Variante ferroviaria de Pajares. La ley sentó las bases para la realización de los estudios necesarios para el proyecto constructivo y la ejecución de la obra (Míguez, 2005). En la Figura 1.1 se puede apreciar la situación de la zona de emplazamiento de la obra.

El trazado de la Variante ferroviaria de Pajares discurre entre los municipios de La Robla y Pola de Lena (en Castilla-Léon y Asturias respectivamente). El objetivo principal es eliminar la actual rampa ferroviaria de Pajares, que constituye un punto singular (véase la Figura 1.1). La variante ferroviaria contempla la construcción de una serie de túneles de base que constituyen un entramado de obras subterráneas, con dos tubos principales que configuran el trazado de la Alta Velocidad a Asturias (véase la Figura 1.2).

Para dar respuesta a las necesidades del ADIF relacionadas con el impacto de los túneles de Pajares sobre la hidrología del entorno, se ha realizado un modelo de balance hidrometeorológico en la zona de estudio. El balance hídrico es uno de los métodos más usados para la cuantificación de las distintas componentes que caracterizan al movimiento del agua en el terreno. El balance, aplicado a una escala temporal y espacial apropiada, y contrastado con medidas directas y con otros métodos, aporta información de mucha utilidad para proyectar y gestionar infraestructuras. Los métodos de balance tienen una serie de ventajas tales como: 1) la disponibilidad de datos (pluviometría, niveles piezométricos, caudales, ..., etc.), 2) la facilidad, rapidez de aplicación y reducido coste de ejecución, 3) el hecho de que tienen en cuenta todas las fuentes o sumideros de agua y 4) su aplicabilidad a todo tipo de fuentes de recarga (véase Samper, 1998, y Samper *et al.*, 2007). Por ello, los métodos de balance son en muchos casos los únicos que pueden ser viables. Tienen sin embargo, algunas limitaciones causadas fundamentalmente por las dificultades existentes en la estimación de algunas componentes del balance, tales como la escorrentía superficial y subsuperficial, la ETP y la ETR (una de las componentes más importantes del balance en el suelo), que se calcula generalmente a partir de la ETP mediante fórmulas semiempíricas. En el presente estudio se añade además una topografía compleja y la dificultad

para la cuantificación de la precipitación nival, dada la escasez de datos relativos a la capa de nieve (por ejemplo, su evolución temporal y desarrollo espacial).

TIFSA (2008) presenta el cálculo del balance hidrológico mensual. Dicho balance proporciona valores de la evapotranspiración real y de la escorrentía total, sin distinguir en los diferentes tipos de escorrentía (superficial, subsuperficial y subterránea). En este apéndice se presenta un modelo hidrológico que tiene mayor resolución temporal, ya que es diario, considera la precipitación y escorrentía nival y permite calcular los valores diarios de cada una de las componentes de la escorrentía. Se describe el proceso de construcción del modelo, su calibración y sus principales resultados.

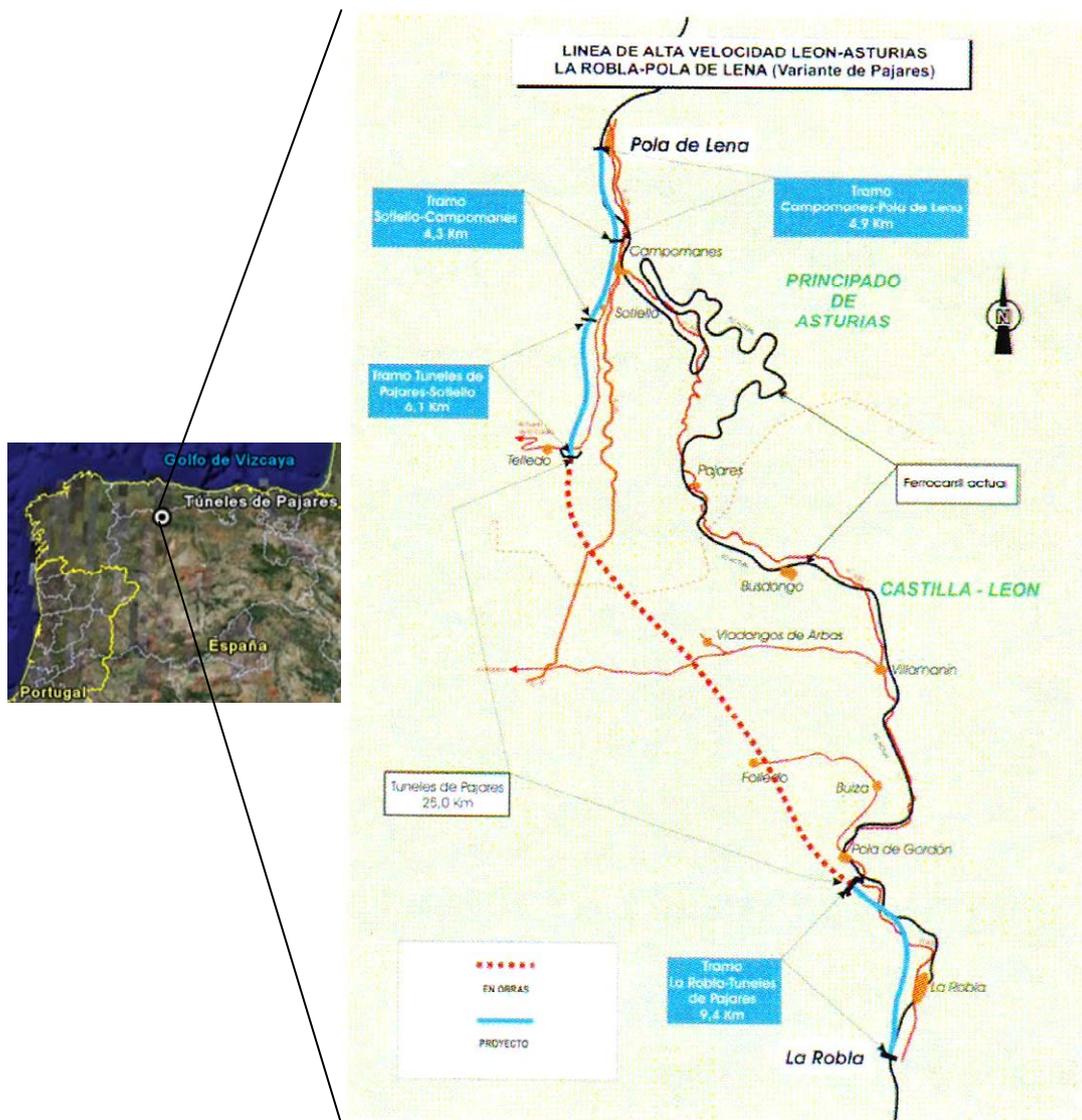


Figura 1.1. Mapa de situación de los túneles de Pajares (tomado de Míguez, 2005 y Google Earth).

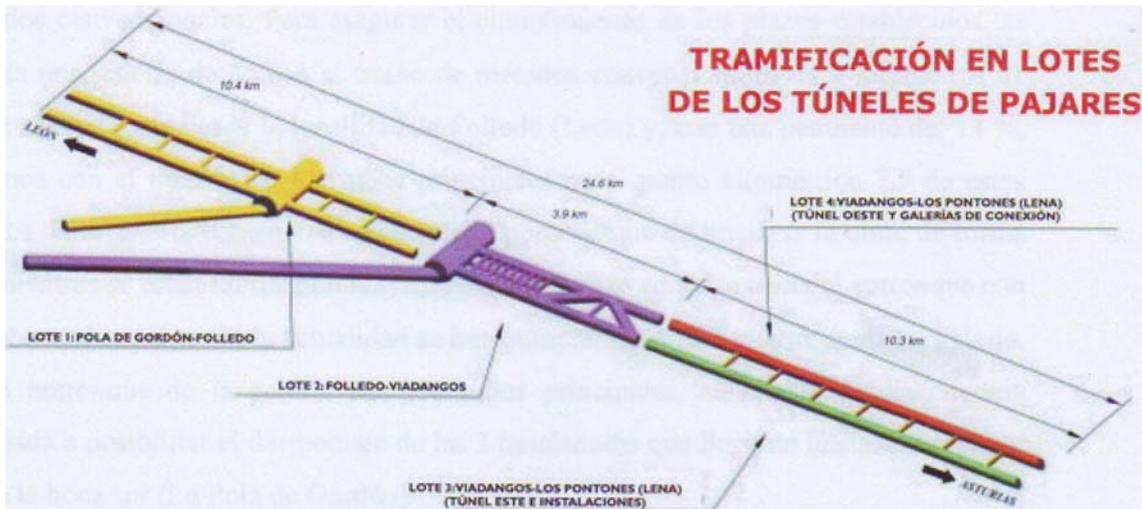


Figura 1.2. Configuración de los túneles de base (tomada de Míguez, 2005).

2. Geografía y clima

La zona del estudio está comprendida en la cuenca del río Bernesga aguas arriba de la estación de aforos de La Robla (véase la Figura 2.1). Tiene una topografía montañosa, con una altitud máxima de 2170 m s.n.m. y una mínima de 950 m s.n.m. en la estación de La Robla. La superficie de la cuenca vertiente a esa estación es de 340 km². El balance hidrometeorológico se calculó en la porción de la cuenca del río Bernesga situada aguas arriba de La Robla y aguas abajo de Villamanín (Figura 2.1). Esta subcuenca tiene una superficie de 208 km² y una altitud media de 1332 m s.n.m. La máxima altitud es 1929 m s.n.m. y la mínima 950 m s.n.m. La pendiente media del terreno es 1.7 %.

La zona de estudio incluye la reserva del Alto Bernesga, declarada como tal en julio del año 2005. Comprende dos municipios, La Pola de Gordón y Villamanín y tiene una extensión de 33.5 ha. Incluye una zona núcleo de 8.6 ha con cinco áreas de gran valor (Casomera, Chagos, Aralla-Cabornera, Valle río Casares y Bernesga), una zona tampón o de amortiguación, de 14.8 ha de superficie y una zona de transición, de aproximadamente 10 ha (Ayto. La Pola de Gordón, 2008).

El clima de la zona en estudio es de tipo mediterráneo de montaña, con influencia continental, matizado en algunos sectores por la influencia atlántica. Las

principales características son la elevada amplitud térmica y la presencia de inviernos muy fríos y largos, con frecuentes heladas durante todo el año. La primavera y el otoño son cortos, así también como los veranos con sus moderadas temperaturas. Las precipitaciones son abundantes, con una media anual mayor a 1300 mm, a menudo en forma de nieve. Estas precipitaciones, en ambos casos, se concentran principalmente en los meses de otoño, invierno y primavera.

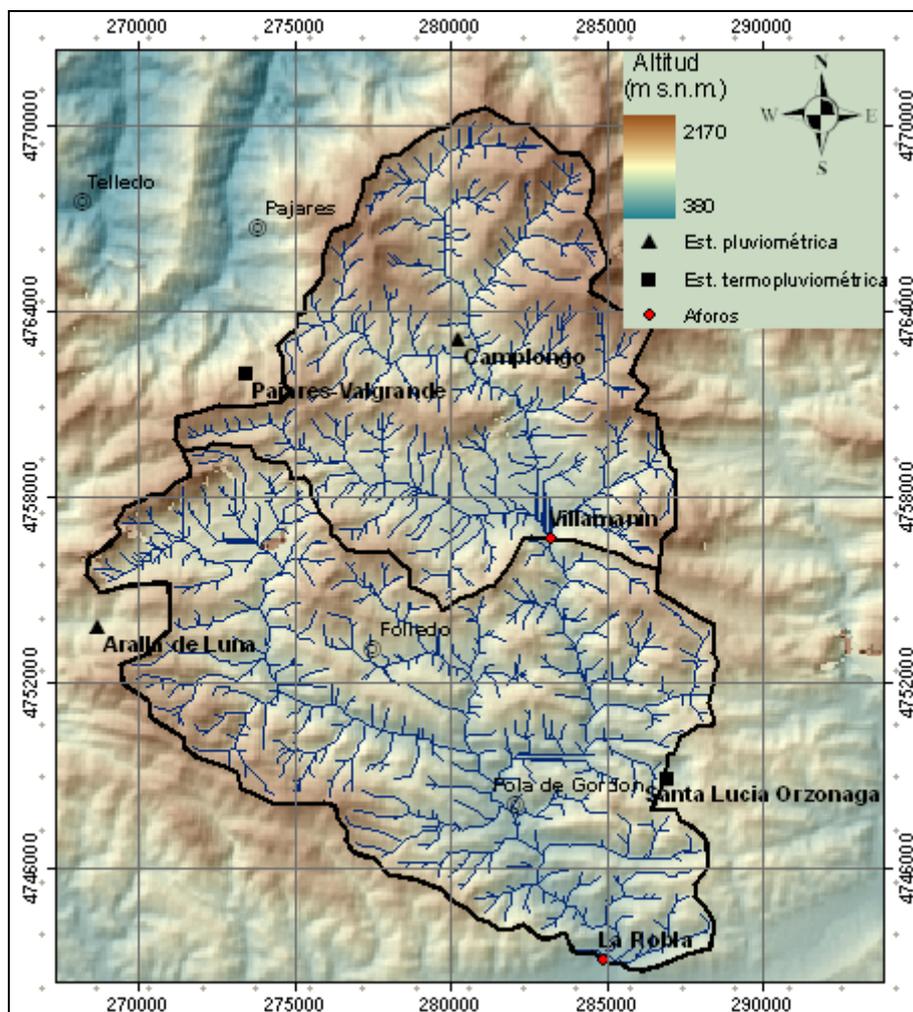


Figura 2.1. MDT de la cuenca del río Bernesga, estaciones meteorológicas y de aforos.

3. Geología

La zona de estudio está ubicada en la Cordillera Cantábrica, que tiene una compleja estructura geológica, producto de los procesos de reactivación por compresión de fallas y zonas de desgarre de naturaleza hercínica. Esta compresión fue inducida por el levantamiento de las cadenas montañosas de los Pirineos y Béticas durante la orogenia Alpina (Míguez, 2005).

Los periodos geológicos principales son el Carbonífero y el Devónico. Se observan calizas arrecifales y areniscas del Devónico Inferior y Medio, en dos formaciones, Formación Huergas y Formación Santa Lucía. También se encuentran importantes yacimientos paleontológicos del Devónico inferior, medio y superior en los que se pueden encontrar fósiles marinos que habitaban los mares de esa época, como esponjas, trilobites, corales, etc. (Ayto. La Pola de Gordón, 2008).

En la zona de los túneles de Pajares se encuentran materiales paleolíticos que constituyen una secuencia muy completa. Debido a la compleja dinámica orogénica, esos materiales presentan deformaciones muy importantes, por lo que su calidad geomecánica es baja. Míguez (2005) clasifica a las unidades estructurales que aparecen en la zona según la deformación sufrida. Con este criterio identifica los siguientes grupos: (a) Región de pliegues y mantos, en la que aparecen cabalgamientos y pliegues asociados, y en la que hay escaso metamorfismo, y (b) Cuenca carbonífera central, en la que se emplazan las unidades Somiedo-Correcilla y Sobia-Bodón. Estas dos unidades atraviesan el corredor de los túneles en la zona del grupo (a). A lo largo de la longitud de los túneles existen una serie de puntos singulares que son de especial interés estructural e hidrogeológico: 1) Grandes fallas, con zonas arenizadas y karstificadas y formaciones cuarcíticas (que podrían estar hidráulicamente conectadas a cauces superficiales); 2) Cabalgamientos, que pueden presentarse como acumulación de láminas en forma de anticlinal, formaciones calizas con tendencia a horizontalizarse, o zonas con intensa fracturación y karstificación; y 3) Zonas pizarrosas, como la Formación San Emiliano, de escasas propiedades geomecánicas.

4. Datos de entrada

Los datos de precipitación y temperatura disponibles para este estudio son los de las estaciones de la Tabla 4.1, que muestra además la altitud de cada estación y los periodos de registro. En la Figura 2.1 se muestra la localización geográfica de las estaciones, que pertenecen a la red del INM.

El balance hidrometeorológico se ha calculado en la porción de la cuenca del río Bernesga, aguas abajo de Villamanín y aguas arriba de La Robla. En este primer modelo sólo se ha considerado una subcuenca, suponiendo que las propiedades de la cuenca son uniformes. Es decir, se ha optado por un modelo hidrológico agregado. Se han usado valores medios de precipitación y temperatura diarias en la totalidad de la cuenca. Se han elegido las dos estaciones más representativas y completas, una de precipitación y otra de temperatura, y se han rellenado los datos faltantes con los de las estaciones más cercanas y de condiciones similares.

El balance se ha calculado en el periodo octubre 1989 – setiembre 2007. La serie diaria de precipitación utilizada se construyó a partir de los datos de la estación de Camplongo. Las estaciones de Aralla de Luna y Pajares-Valgrande están fuera de la cuenca del Bernesga.

Tabla 4.1. Estaciones con datos diarios de precipitación y temperatura. Se indica el comienzo y fin del periodo con datos.

ESTACIÓN	ALTITUD (m s.n.m.)	REGISTRO PRECIPITACIÓN DIARIA	REGISTRO TEMPERATURA DIARIA
PAJARES-VALGRANDE	1 480	01/01/2000-actualidad	01/01/2000-actualidad
CAMPLONGO	1 213	01/10/1989-actualidad	
SANTA LUCÍA ORZONAGA	1 167	01/10/1989- 31/10/2005	01/10/1989- 31/10/2005
SANTA LUCÍA ORZONAGA (AUTOMÁTICA)	1 161	11/05/2005-actualidad	19/01/2006-actualidad
ARALLA DE LUNA	1 280	01/10/1989- actualidad	

La estación Santa Lucía-Orzonaga tiene registros hasta 2005, cuando empezó a registrar la estación automática. Se eligió la estación de Camplongo ya que tiene una altitud más próxima a la media de la cuenca que las de Santa Lucía de Gordón. Además tiene datos en todo el periodo, salvo en algunos meses (11/1989, 11/1991, 3/1992, 5/1993, 12/1993, 2/1996, 1/2001). En esos meses la serie se completó con los datos diarios de la estación de Santa Lucía Orzonaga.

La Figura 4.1 muestra las series anuales y mensuales de precipitación, así como las medias mensuales del periodo 1989-2007. La precipitación media anual del periodo es de 1312 mm, con una máxima de 1736 mm en 2000-01 y una mínima de 1016 mm en 1991-92. Por lo tanto, no se aprecian diferencias notables respecto a la precipitación media anual. Del análisis de las precipitaciones mensuales se concluye que los meses más lluviosos son los de octubre hasta enero. Por el contrario, los más secos son los meses de junio a septiembre.

En la Figura 4.2 se puede apreciar la desviación de la precipitación acumulada respecto a la media en el periodo 1989-2007. Se observa que hay secuencias de años más húmedos que la media y años algo más secos que le media. Estas secuencias de años secos y húmedos se alternan cada 2-3 años. De esta forma, aunque los años 2004-05 y 2005-06 fueron más secos que la media, el año 2006-07 fue más húmedo.

La serie de temperatura diaria se construyó a partir de las estaciones de Santa Lucía Orzonaga que tienen registros desde octubre de 1989 hasta la actualidad. Las lagunas en los datos se completaron con datos de la estación Pajares-Valgrande.

Los datos de aforos de caudal utilizados para la calibración del modelo provienen de las estaciones de La Robla, La Robla-Central Térmica, y Villamanín pertenecientes a la red de la Confederación Hidrográfica del Duero. El periodo de registro más extenso es el de la estación La Robla, que tiene medidas desde el año 1942. En la Tabla 4.2 se indican los periodos de registro así como la superficie de aporte a cada estación. La localización de las estaciones se puede apreciar en la Figura 2.1.

La Figura 4.3 muestra las aportaciones medias mensuales observadas en la cuenca modelizada. Se puede apreciar que las mayores aportaciones ocurren en los meses de diciembre y marzo, y en general, desde octubre a mayo. La disminución

de las aportaciones en enero y febrero, respecto a diciembre, se debe a que en estos meses las precipitaciones son inferiores y frecuentemente ocurren en forma de nieve. El incremento en las aportaciones del mes de marzo se debe sin duda a la fusión de hielo en la capa nival.

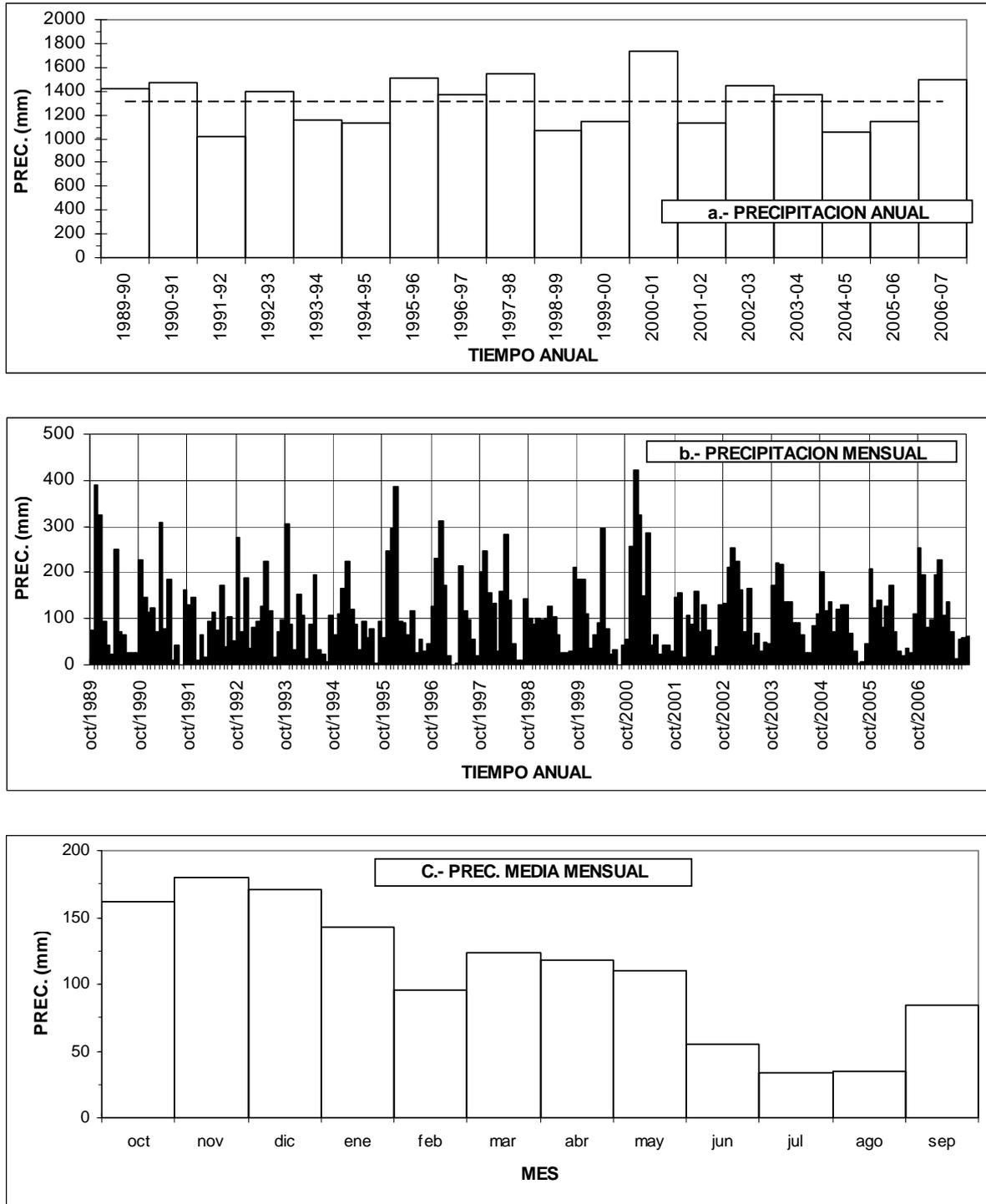


Figura 4.1. Precipitación utilizada en el modelo: (a) Anual; (b) Mensual; (c) Media mensual.

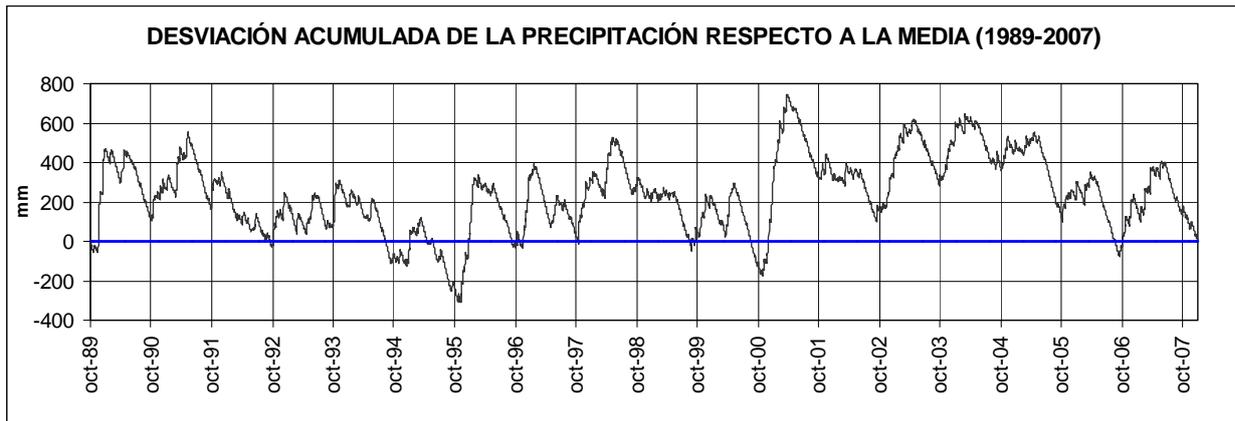


Figura 4.2. Desviación de la precipitación acumulada respecto a la media.

Tabla 4.2. Estaciones de aforos en la zona de estudio.

ESTACIÓN	REGISTRO DIARIO	SUP. DE APORTE (km ²)
VILLAMANÍN	01/10/1998-actualidad	132
LA ROBLA	01/10/1942-actualidad	340
LA ROBLA (CENTRAL TÉRMICA)	01/10/1989-30/09/1996	343

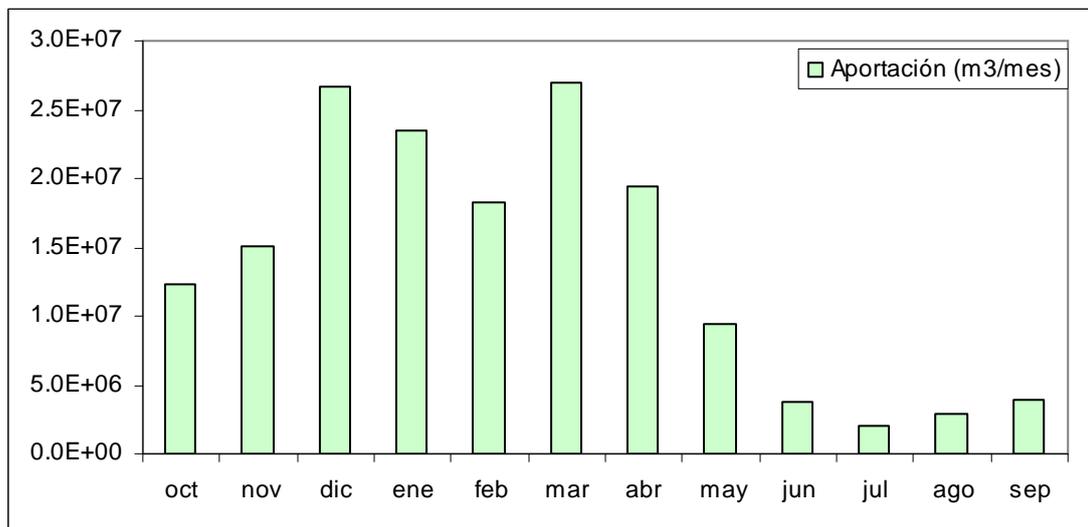


Figura 4.3. Aportaciones mensuales medias observadas en la subcuenca modelizada. Datos del periodo 10/1998-09/2007.

5. Calibración del balance

El balance hídrico se ha calculado en la porción de la cuenca del río Bernesga aguas abajo de Villamanín y aguas arriba de La Robla. Dado el carácter preliminar de este trabajo, en esta subcuenca se ha considerado una sola zona, en la cual los parámetros y datos de entrada son constantes en el espacio. Las aportaciones diarias observadas, generadas en la subcuenca, se han obtenido de la diferencia entre los registros de La Robla y Villamanín.

Los valores iniciales de los parámetros del balance se han tomado de la base de datos del código GIS-BALAN. En esta base de datos hay valores de referencia que dependen del tipo y uso del suelo, y de la pendiente media del terreno. Para esta asignación inicial se supuso un suelo del tipo C, según la clasificación del Servicio de Conservación de Recursos Naturales de EEUU (SCS, 1975), anteriormente conocido como SCS. Este tipo de suelos son poco profundos y poco permeables. Se supuso además que el suelo está ocupado principalmente por pastizales supraforestales templado-oceánicos, pirenaicos y orocantábricos, categoría perteneciente a la clasificación del CORINE Land Cover (Bossard *et al.*, 2000). La pendiente media del terreno se consideró mayor que 1%, de acuerdo con los datos del modelo digital de alturas de la zona.

Los parámetros del modelo de balance se calibraron posteriormente comparando las aportaciones calculadas con las correspondientes a la diferencia entre los aforos de las estaciones de La Robla y Villamanín medidos entre octubre de 1998 y 2007. La calibración se ha hecho en forma manual, ajustando las aportaciones calculadas a las observadas. En primer término, se buscó el ajuste en las aportaciones anuales, posteriormente en las mensuales, y por último en las diarias.

Los parámetros obtenidos del proceso de calibración se muestran en la Tabla 5.1. El ajuste entre las aportaciones mensuales observadas y calculadas se muestra en la Figura 5.1. El ajuste es bueno en general, si bien hay discrepancias notables durante el periodo comprendido entre noviembre de 2000 y abril de 2001. Estas diferencias podrían deberse a errores en los datos de alguna de las estaciones de aforos o extracciones o derivaciones de agua en la cuenca situada entre ambas estaciones de aforo. Hay que recordar que en la cuenca estudiada se encuentra el

embalse del río Casares del que no se ha podido disponer de información para tenerlo en cuenta en los cálculos.

Tabla 5.1. Parámetros obtenidos en la calibración del balance hídrico.

Proceso	Parámetro	Valor
	Planta	Veza y pastos
Intercepción (método de Horton)	Altura de la planta (m)	0.4
	Coefficiente de intercepción	0.17
	Capacidad de almacenamiento (mm)	0.68
Nieve	Temperatura umbral de precipitación nival (°C)	2.0
	Velocidad media del viento (km/h)	15
	Temperatura base de fusión de la nieve (°C)	3.0
	Factor mínimo de fusión (mm/d)	1.5
	Factor máximo de fusión (mm/d)	4.0
	Coefficiente negativo de fusión	0.6
	Parámetro de temperatura antecedente	0.3
	Capacidad de retención de agua líquida en la nieve (%)	0.1
	Capacidad mínima de infiltración en la nieve (mm/d)	5.0
	Capacidad máxima de infiltración en la nieve (mm/d)	15
Suelo	Reserva útil (mm)	75
	Permeabilidad vertical (mm d ⁻¹)	8.64
ETP (Fórmula de Thornthwaite)		
ETR (Penman-Grindley modificado)	CRPG (mm)	50
	CEPG	0.5
Recarga en tránsito diferida (método convencional)		
Esorrentía superficial (método de Horton)	Capacidad mínima de infiltración. (mm d ⁻¹)	20
	Capacidad máxima de infiltración. (mm d ⁻¹)	20
Zona no saturada (balance explícito)	Coefficiente de agotamiento de flujo hipodérmico (d ⁻¹)	0.139
	Coefficiente de agotamiento de la percolación (d ⁻¹)	0.01
Flujo subterráneo (modelos pluricelulares englobados)	Número de celdas virtuales	5
	Longitud transversal del acuífero, margen derecha (m)	1 000
	Longitud transversal del acuífero, margen izquierda (m)	1 000
	Coefficiente de almacenamiento	0.01
	Transmisividad (m ² /d)	50

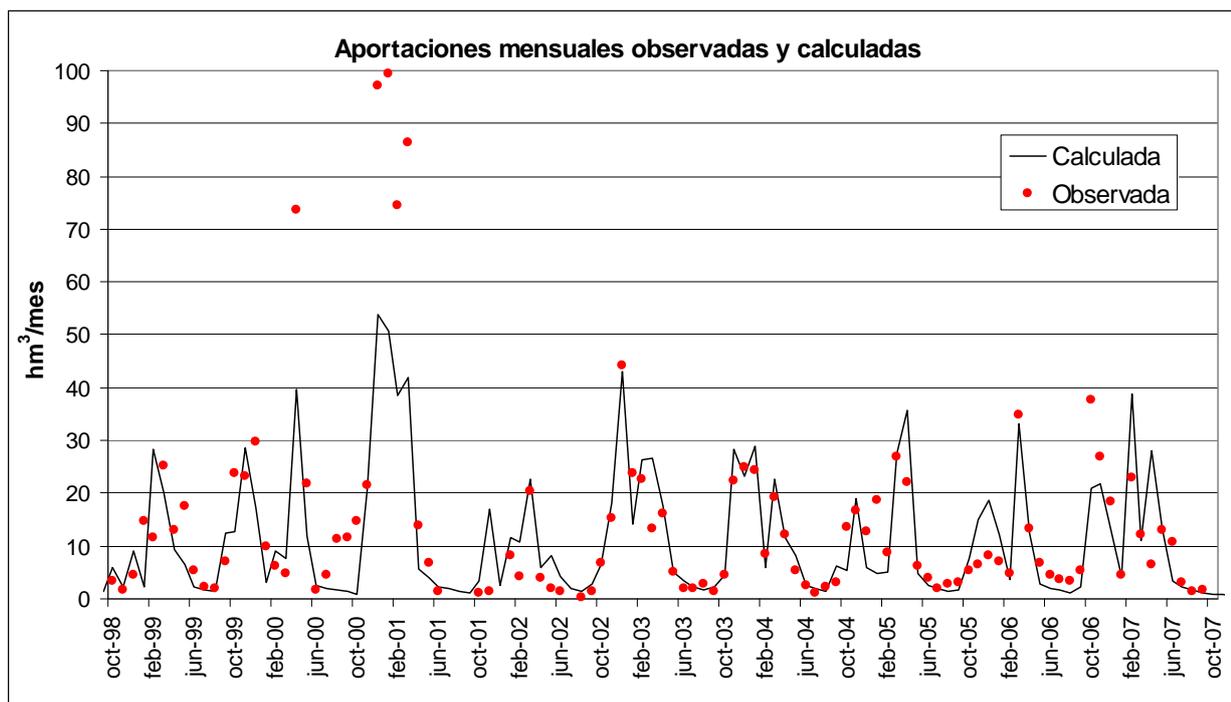


Figura 5.1. Aportaciones mensuales calculadas y observadas entre octubre de 1998 y septiembre de 2007. El ajuste es muy bueno con la excepción del año 2000-2001.

6. Resultados del balance

En la Figura 6.1 se observa la distribución de los componentes del balance expresados en % de la precipitación anual. Del total de la precipitación media anual, 1312 mm, un 49% corresponde a la ETR y a la intercepción vegetal, y el restante 51% a los excedentes (aportación al cauce). En la Tabla 6.1 se presentan los resultados anuales del balance hídrico y los valores medios anuales, correspondientes al periodo 1989-2007.

La aportación media anual al cauce es de 672 mm, de los cuales un 20% corresponde a la escorrentía superficial, un 59% al flujo hipodérmico y un 21% al flujo subterráneo. La precipitación nival media anual es 281 mm. La recarga potencial (o en tránsito) es de 539 mm. La mayoría de esta recarga descarga en forma de flujo subsuperficial o hipodérmico (396 mm) y el resto es recarga a acuíferos (144 mm).

Las Figuras 6.2 a 6.6 muestran los resultados anuales de cada componente del balance hídrico entre 1989 y 2007. La Figura 6.6 muestra además la comparación entre las aportaciones anuales observadas y calculadas.

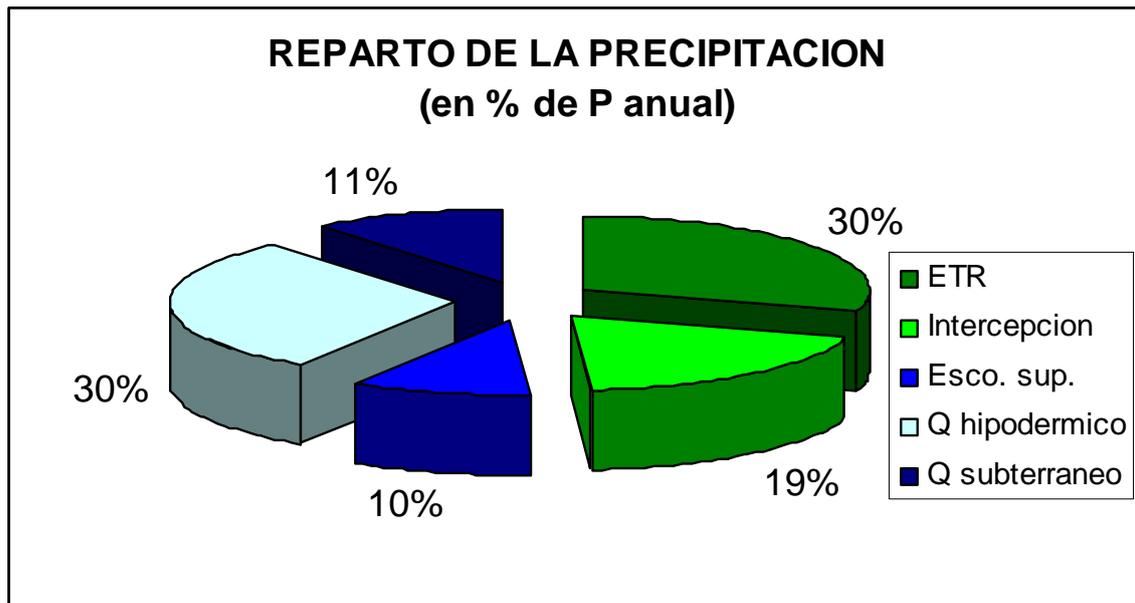


Figura 6.1. Componentes del balance hídrico (salidas netas) expresadas en % de la precipitación anual.

Tabla 6.1. Resultados anuales del balance hídrico (años hidrológicos; valores en mm).

Año	Pre. tot.	Pre. nival	ETP	ETR	Intercep- ción	Recarga en tránsito	Recarga al acuífero	Esco- rrentía sup.	Esco- rrentía nival	Esco- rrentía sup. total	Qhip	Qsub	Aporta- ción cal- culada	Aporta- ción me- dida
1989-90	1415	200	655	399	282	585	133	165	16	180	452	119	751	
1990-91	1468	350	587	313	283	535	136	129	184	313	399	135	847	
1991-92	1016	295	540	463	202	299	116	37	32	69	183	118	371	
1992-93	1397	238	586	469	266	544	152	46	57	103	392	150	645	
1993-94	1155	215	567	335	224	499	144	53	36	89	355	149	593	
1994-95	1133	269	621	457	223	395	110	6	78	85	285	118	488	
1995-96	1510	505	598	375	288	754	162	66	61	127	593	154	874	
1996-97	1366	320	605	454	264	464	123	76	128	204	341	129	674	
1997-98	1550	261	605	383	296	653	169	148	20	168	483	166	817	
1998-99	1075	337	602	380	211	396	124	60	27	88	273	131	491	523
1999-00	1141	96	646	309	218	615	153	22	26	48	461	153	663	1069
2000-01	1736	289	609	354	328	754	155	123	191	314	599	159	1072	1997
2001-02	1134	174	599	424	227	382	135	56	8	63	248	135	446	212
2002-03	1448	310	599	399	279	628	174	72	100	172	454	175	801	749
2003-04	1377	317	609	439	265	611	158	45	39	84	453	162	699	629
2004-05	1060	368	620	314	209	513	137	25	14	39	376	140	555	661
2005-06	1140	231	647	339	228	462	132	36	42	78	330	136	544	501
2006-07	1493	282	606	445	291	605	158	68	98	166	447	155	768	764
MEDIA	1312	281	606	392	255	539	143	68	64	133	396	144	672	789

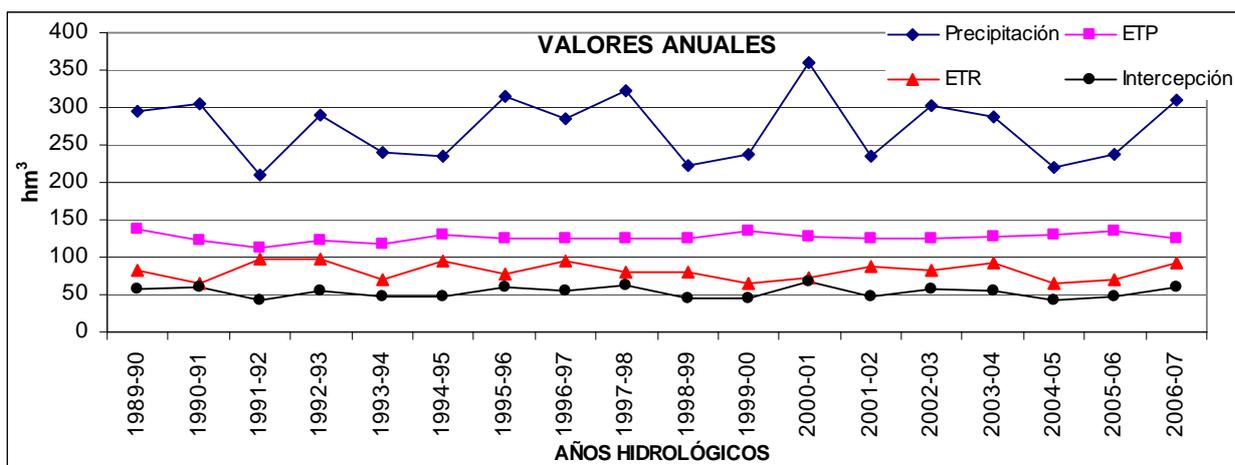


Figura 6.2. Valores anuales P, ETP, ETR e intercepción.

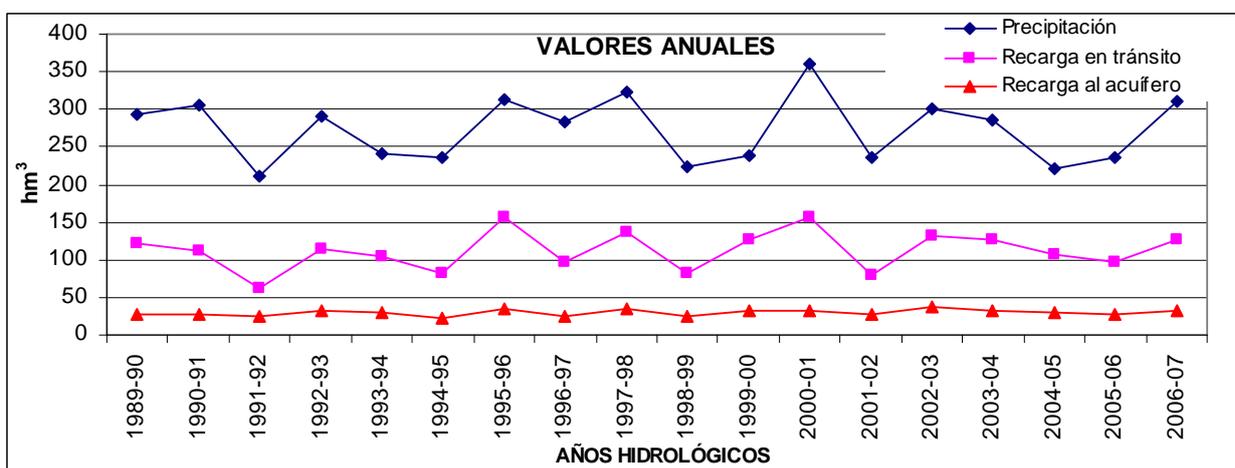


Figura 6.3. Valores anuales de P, recarga en tránsito y recarga al acuífero.

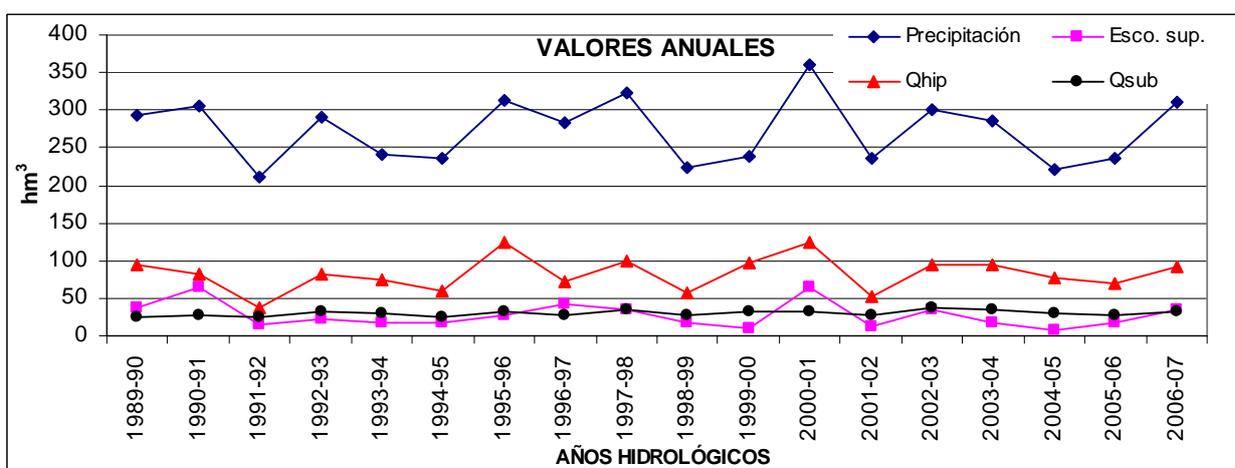


Figura 6.4. Valores anuales de P, escorrentía superficial, flujo hipodérmico y flujo subterráneo.

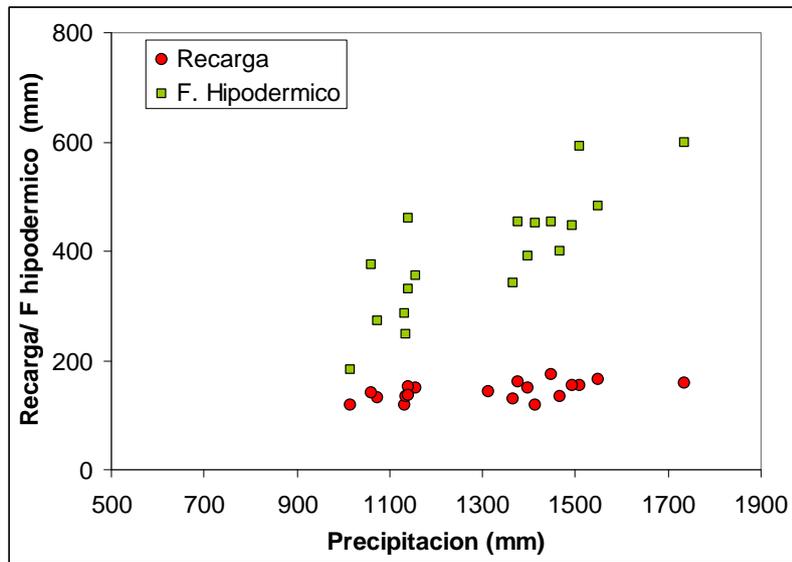
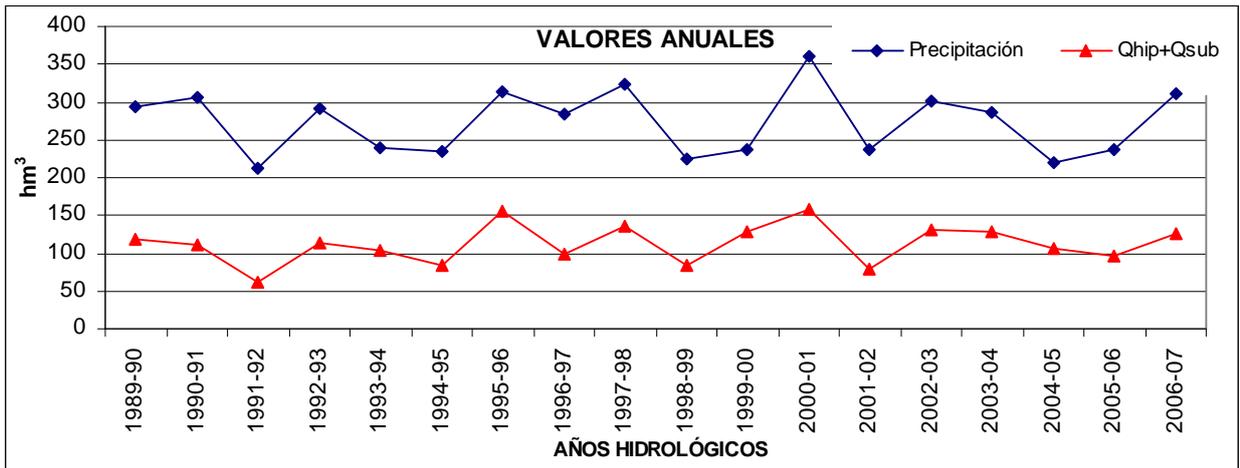


Figura 6.5. Valores anuales de P y la suma del flujo hipodérmico más el subterráneo (arriba) y diagrama de dispersión de los valores anuales de la recarga subterránea y el flujo hipodérmico en función de la precipitación anual (abajo).

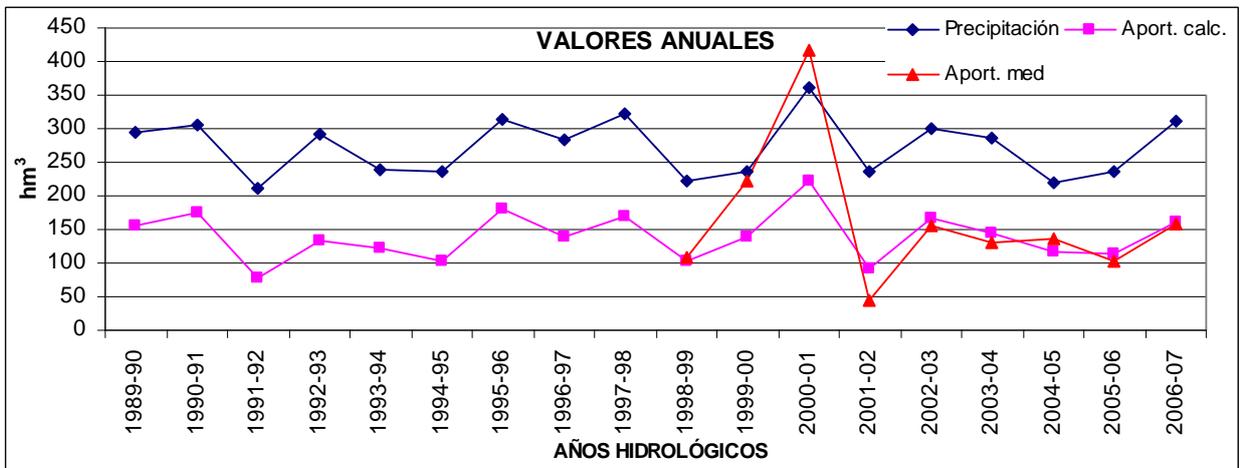


Figura 6.6. Valores anuales de P y las aportaciones medidas y calculadas.

La Figura 6.7 muestra los resultados medios mensuales del balance hídrico. La ETR y la interceptación vegetal (INT) se representan juntos porque, aunque GIS-BALAN los calcula separadamente, pueden considerarse componentes del mismo proceso físico. La diferencia entre la precipitación y la suma ETR+ INT constituye los excedentes. Por otro lado, la recarga en tránsito, flujo de entrada a la zona no saturada, es el agua que puede contribuir al flujo hipodérmico y subterráneo, y que puede aflorar en una obra de túnel.

Los resultados de la Figura 6.7 son muy similares a los presentados por TIFSA (2008), que señala que los excedentes anuales representan un 53% de la precipitación anual. En el presente trabajo se ha obtenido un excedente que es el 51%, coherente con lo anterior.

En las Figs. 6.8 a 6.11 se pueden apreciar los resultados mensuales del balance hídrico entre 1989 y 2007. En la Figura 6.11 se muestra además el contraste entre las aportaciones mensuales observadas y calculadas.

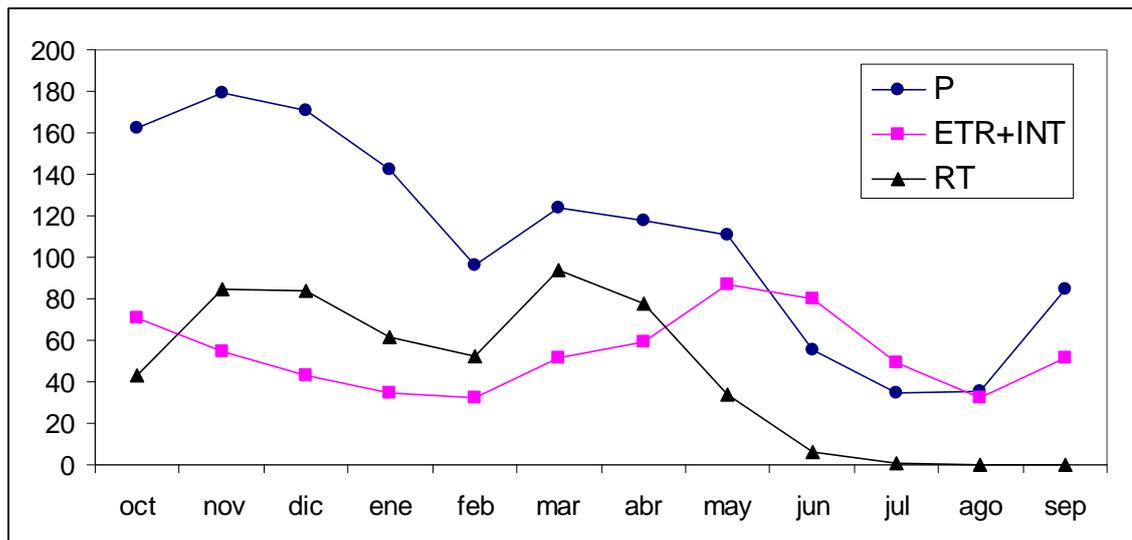


Figura 6.7. Resultados medios mensuales del balance (en mm) (P=precipitación; ETR+INT = evapotranspiración real + interceptación; RT=recarga potencial o en tránsito).

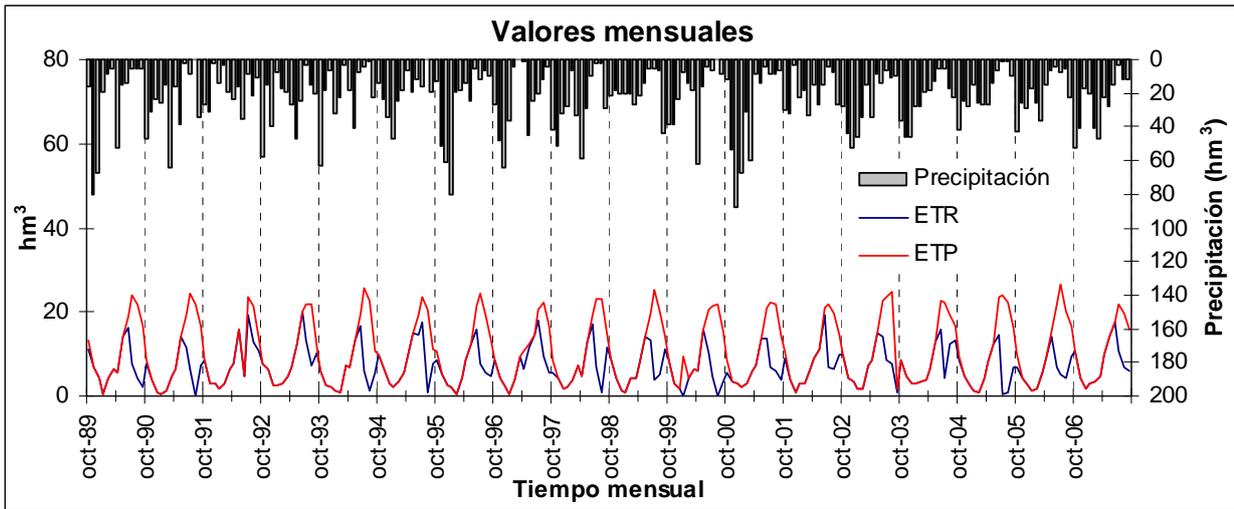


Figura 6.8. Resultados mensuales del balance entre 1989 y 2007: P, ETP y ETR.

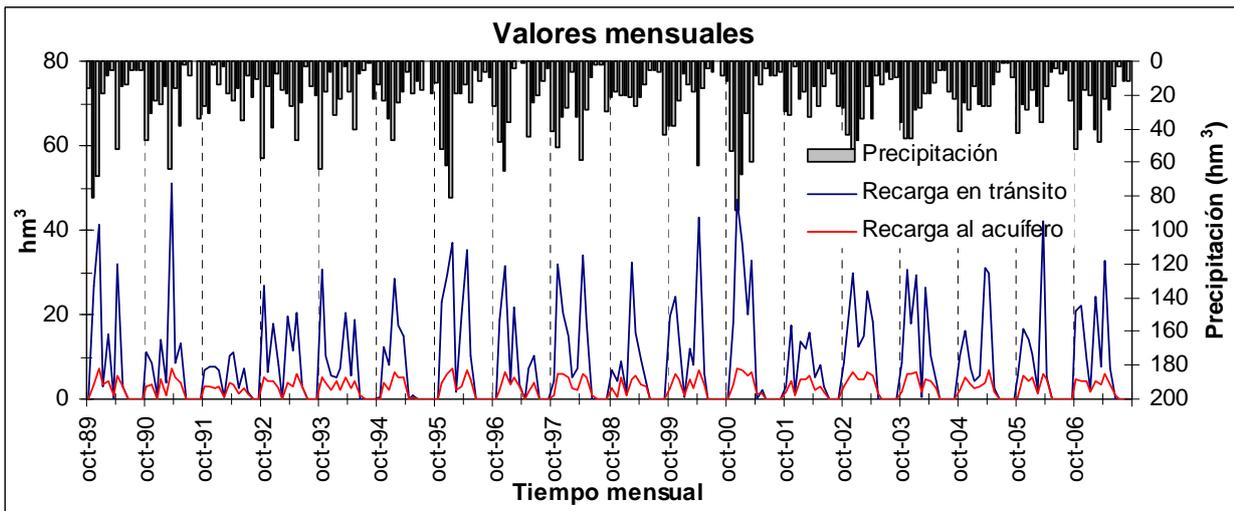


Figura 6.9. Resultados mensuales del balance entre 1989 y 2007: P, recarga potencial en tránsito y recarga al acuífero.

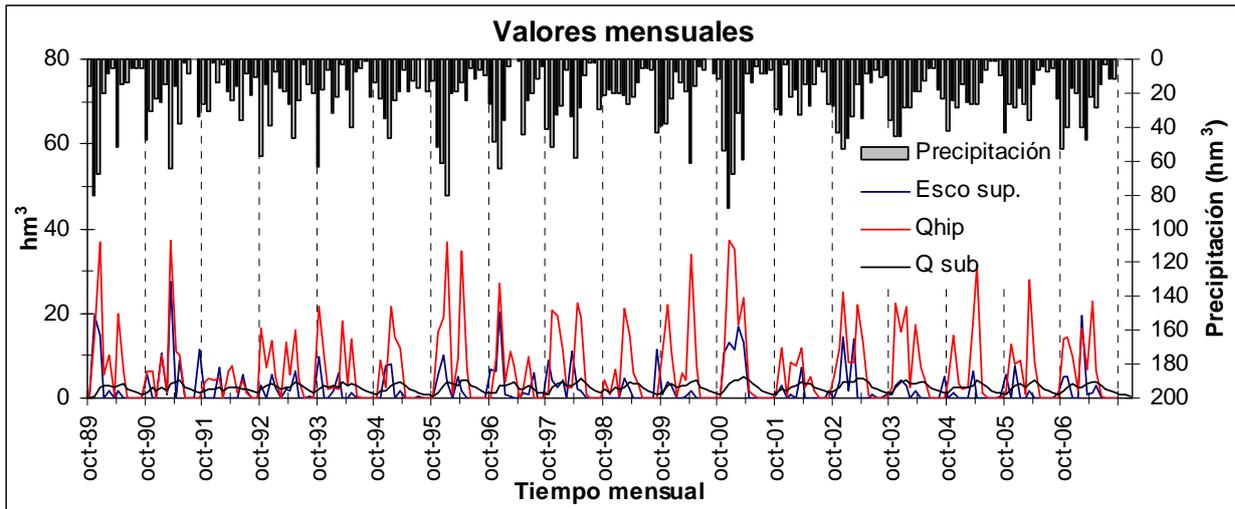


Figura 6.10. Resultados mensuales del balance entre 1989 y 2007: P, escoorrentía superficial, flujo hipodérmico y flujo subterráneo.

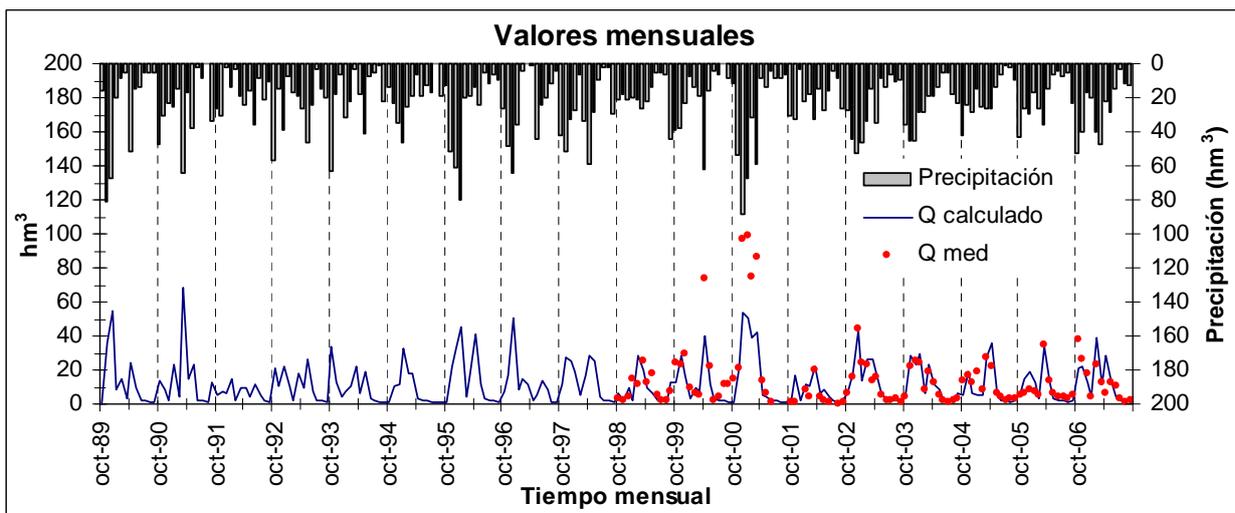


Figura 6.11. Resultados mensuales del balance entre 1989 y 2007: P, ETP y ETR.

No se dispone de datos de oscilaciones freáticas en condiciones naturales. La Figura 6.12 muestra los hidrogramas de niveles piezométricos calculados con GIS-BALAN en un punto situado a una distancia de 250 m del cauce principal para el conjunto de los 18 años. También se presenta un detalle para los últimos 3 años. Se puede observar que para el coeficiente de almacenamiento, S , supuesto de 0.01, los niveles piezométricos presentan oscilaciones anuales en respuesta a la recarga del agua de lluvia. La amplitud de las oscilaciones es del orden de 2 a 3 m para $S = 0.01$.

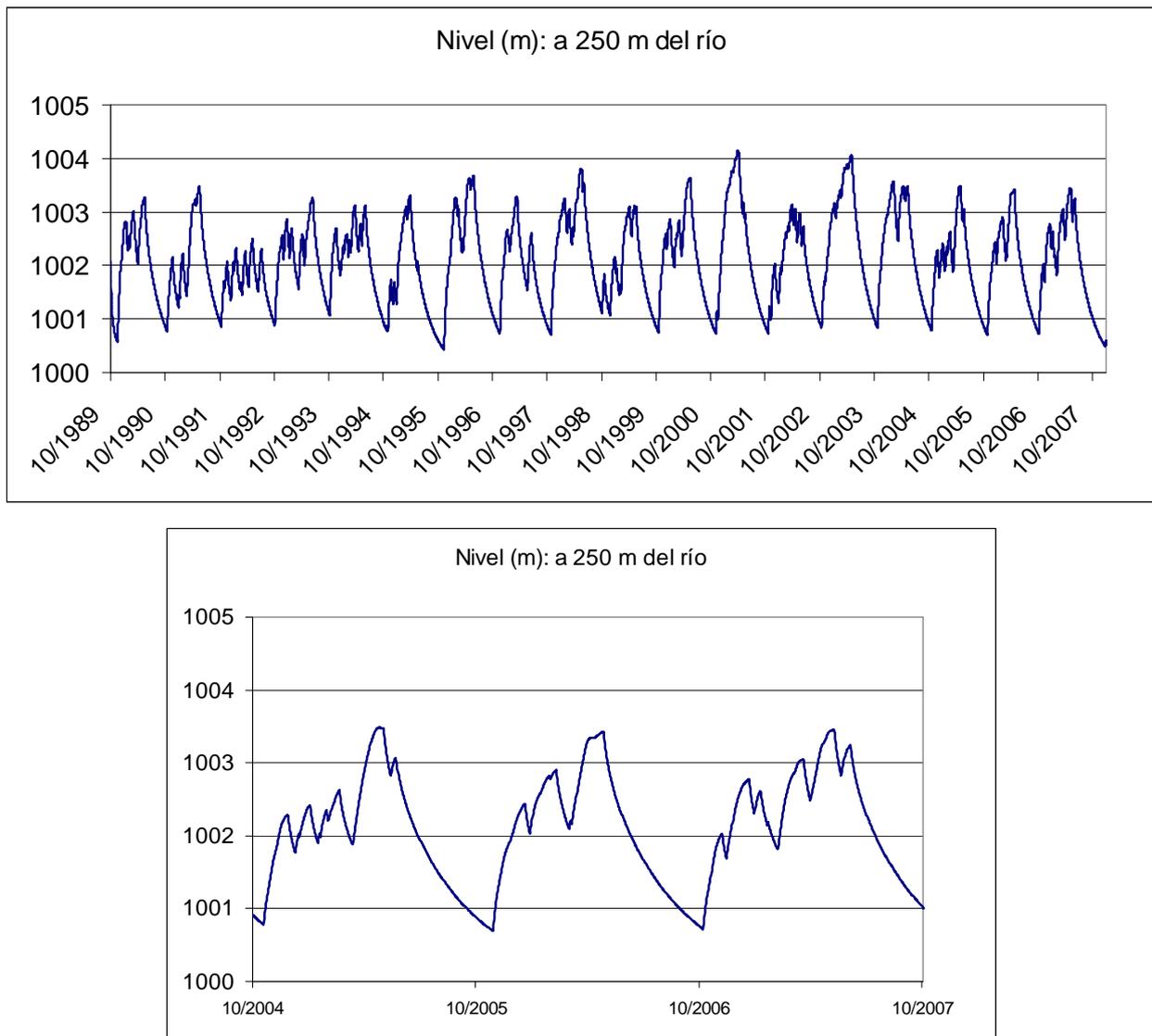


Figura 6.12. Hidrograma de niveles calculado con GIS-BALAN para el conjunto de los 18 años (arriba) y detalle en los últimos 3 años (abajo).

7. Conclusiones

Se han presentado las principales características del modelo de balance hidrometeorológico de la subcuenca del río Bernesga en la que se localizan los Túneles de Pajares. La cuantificación de los componentes del balance hídrico es fundamental dada la importancia que tiene la construcción de la línea ferroviaria de Alta Velocidad entre Castilla-León y Asturias.

La calibración del balance ha conducido a un ajuste bastante bueno entre las aportaciones calculadas y las observadas entre 1998 y 2007. Sin embargo, el ajuste en el periodo nov/2000-abr/2001 no es bueno, aunque debe tenerse en cuenta que los caudales observados son anormalmente altos. Por lo tanto, los datos de este periodo deberán ser analizados con más detalle para determinar sus posibles causas.

El modelo de balance hídrico realizado podría mejorarse mediante una discretización espacial más detallada. Esto permitiría cuantificar las componentes del balance en zonas más pequeñas, que sean de particular interés para la obra. Si bien esta mayor discretización espacial podría no necesariamente garantizar un mejor ajuste entre las aportaciones calculadas y las observadas (Reed *et al.*, 2004; Smith *et al.*, 2004a, 2004b). Los valores de recarga aquí obtenidos representan valores medios del conjunto de la zona. Con la mejora en la discretización espacial se podrán evaluar los recursos subterráneos de cada una de las formaciones geológicas.

8. Recomendaciones

El modelo de balance hidrometeorológico se puede mejorar teniendo en cuenta las variaciones espaciales en la geología de forma que se puedan evaluar los recursos hídricos para los diferentes tipos de formaciones geológicas. Será necesario considerar además:

- Zonas homogéneas de parámetros dentro de la cuenca para tener en cuenta la variación en: 1) Altitud (las zonas más altas reciben mayor cantidad de nieve), 2) Pendientes, 3) Cobertura vegetal.

- El efecto del embalse de Casares, cuyo efecto regulador así como las posibles derivaciones y vertidos no han podido ser tenidos en cuenta hasta el momento por no haber podido disponer de la información necesaria.
- La variación con la altitud de las variables meteorológicas (fundamentalmente precipitación y temperatura).

Las mejoras en el modelo de balance hidrometeorológico permitirán: 1) Obtener una mejor representación del comportamiento hidrológico del sistema y 2) Tener una mejor estimación de los recursos hídricos del subsuelo. De esta forma se podrá cuantificar la importancia relativa de la disminución de caudales subterráneos causada por los túneles.

9. Referencias

Ayto. La Pola de Gordón (2008). <http://www.ayto-lapoladegordon.es/biosfera.htm>.

Bossard M, Feranec J, Otahel J (2000). CORINE land cover technical guide – Addendum 2000. EEA Technical Report 40.

Míguez R (2005). Los Túneles de Pajares. Informe elaborado para ADIF. 31 pp.

Reed S, Koren V, Smith M, Zhang Z, Moreda F, Seo D *et al.* (2004). Overall distributed intercomparison project results. *Journal of Hydrology* (298) Pp. 27-60. Ed. Elsevier.

Samper, J. (1998). Evaluación de la recarga por la lluvia mediante balances de agua: Utilización, Calibración e Incertidumbres. *Boletín Geológico y Minero*, vol. 109-4. Pp. 31-54.

Samper J, García-Vera MA, Pisani B, Alvares D, Espinha Marques J, Varela A, Losada JA (2007). Using Hydrological models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: GIS-VISUAL-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estrela) (El uso de modelos hidrológicos y sistemas de información geográfica para la evaluación de los recursos hídricos: GIS-VISUAL-BALAN y su aplicación a cuencas atlánticas en España (Valiñas) y Portugal (Serra da Estrela)). En: *Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability*, IAHS Publ. 310 (Red Book). Pp. 259-266.

SCS (Soil Conservation Service) (1975). Urban hydrology for small watersheds, Technical release No 55, U.S. Depart. Of Agriculture, enero de 1975 (revisado en Junio de 1986).

Smith MB, Georgakakos KP, Liang X (2004a). The distributed model intercomparison project (DMIP). Journal of Hydrology (298) Pp. 1-3. Ed. Elsevier.

Smith MB, Seo D, Koren V, Reed S, Zhang Z, Duan Q, Moreda F, Cong S (2004b). The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. Journal of Hydrology (298). Pp. 4-26.

TIFSA (2008). Estudio hidrogeológico del entorno de los túneles de Pajares. Informe preliminar de evaluación de la información existente v4. Informe elaborado para ADIF. 98 pp.

APÉNDICE 7:

**APLICACIÓN DE GIS-BALAN A LA CUENCA DEL RIO
VALIÑAS**

Índice de figuras del Apéndice 7

Figura 1.1. Cuenca del río Valiñas.....	A7-6
Figura 2.1. Niveles piezométricos observados y calculados en el periodo de calibración (1992/93-1997/98).....	A7-8
Figura 2.2. Aportaciones medidas y calculadas en el periodo de calibración (1992/93-1997/98)....	A7-9
Figura 3.1. Precipitación en la cuenca del Valiñas: (a) Anual; (b) Mensual; (c) Media mensual....	A7-11
Figura 3.2. Desviación acumulada de la precipitación respecto a la media.....	A7-12
Figura 3.3. Resultados medios anuales del balance entre 1992/93 y 2005/06.....	A7-12
Figura 3.4. Componentes del balance hídrico (salidas netas) expresadas en % de la precipitación anual.....	A7-13
Figura 3.5. Niveles piezométricos medidos y calculados (1992/93-2005/06).	A7-13
Figura 3.6. Aportaciones calculadas y observados (1992/93-2005/06)	A7-13
Figura 3.7. Valores anuales P, ETP, ETR e interceptión.	A7-15
Figura 3.8. Valores anuales de P, recarga en tránsito y recarga al acuífero.	A7-15
Figura 3.9. Valores anuales de P, escorrentía superficial, flujo hipodérmico y flujo subterráneo...	A7-15
Figura 3.10. Valores anuales de P y aportaciones calculadas.....	A7-16
Figura 4.1. ETR y aportación al cauce para distintos espesores de suelo. Valores medios anuales.A7-18	
Figura 4.2. ETR en función de la humedad del suelo según el método de Penman-Grindley.	A7-19
Figura 4.3. Recarga en tránsito, ETR y recarga al acuífero para distintos espesores del suelo. Valores medios anuales.	A7-20
Figura 4.4. Aportación al cauce, caudal hipodérmico, caudal subterráneo y escorrentía superficial para distintos espesores del suelo. Valores medios anuales.....	A7-20
Figura 5.1. Recarga al acuífero antes y después de la modificación del código.	A7-22
Figura 5.2. Recarga diaria antes y después de la modificación del código y de la recalibración de K_v	A7-23
Figura 5.3. Recarga mensual antes y después de la modificación del código y la recalibración de K_v	A7-23
Figura 5.4. Niveles en el acuífero antes y después de la modificación del código y la recalibración de K_v	A7-24

Índice de tablas del Apéndice 7

Tabla 2.1. Resultados medios anuales del balance entre 1992/93 y 1997/98.	A7-7
Tabla 2.2. Parámetros obtenidos en la calibración del balance hídrico.	A7-8
Tabla 3.1. Resultados anuales del balance hídrico (mm).	A7-14
Tabla 3.2. Resultados medios mensuales del balance hídrico entre 1992/93 y 2005/06 (mm).	A7-17

1. Introducción

La cuenca del río Valiñas, afluente del río Mero, está situada en las proximidades de la ciudad de La Coruña. Se trata de una pequeña cuenca de 34 km² de superficie. Limita con los montes de la Zapateira al Norte, el Coto de Bregua al Oeste, el coto de Santa Leocadia al Suroeste y los Montes de Xalo al Sur, en donde se alcanza la altitud máxima (527 m s.n.m.). La altitud en el punto de desagüe de la cuenca es de 15 m s.n.m. (véase la Figura 1.1).

El curso principal tiene una longitud de 12 km, casi todo sobre rocas de naturaleza granítica, que cubren un 85% de la superficie. Estas rocas presentan un regolito de alteración superficial con espesores que pueden oscilar entre 5 y 20 m (Samper *et al.*, 1997; Soriano y Samper, 2000). La mayoría de los sondeos y pozos se encuentran en esta zona alterada. En el otro 15% de la cuenca, hacia el Noreste, se encuentran esquistos de la serie de Órdenes. La cuenca se encuentra próxima a la Autovía N VI, de cuyo proyecto de construcción se han utilizado muchos datos de sondeos geotécnicos.

En la cuenca del Valiñas se han contabilizado un total de 74 puntos de agua, de los cuales 18 son fuentes y manantiales públicos, 14 son pozos perforados, 37 son pozos excavados y 5 son sondeos realizados con fines de investigación (Soriano y Samper, 2000). Además de medidas de niveles se tienen aforos de caudal en manantiales y en el cierre de la cuenca. Desde octubre de 1997 se han registrado niveles en cuatro pozos excavados y caudales en cinco fuentes, y se ha puesto en funcionamiento un transductor de presión para medir niveles de forma continua en un pozo excavado. Hasta setiembre de 1998 el registro tenía una periodicidad quincenal. Los datos disponibles de aforos en el cierre de la cuenca abarcan un periodo más amplio, desde finales de 1995 hasta setiembre de 1998. Hay datos de niveles y aforos posteriores a esa fecha, aunque no han sido procesados, por lo que no se han utilizado en este trabajo.

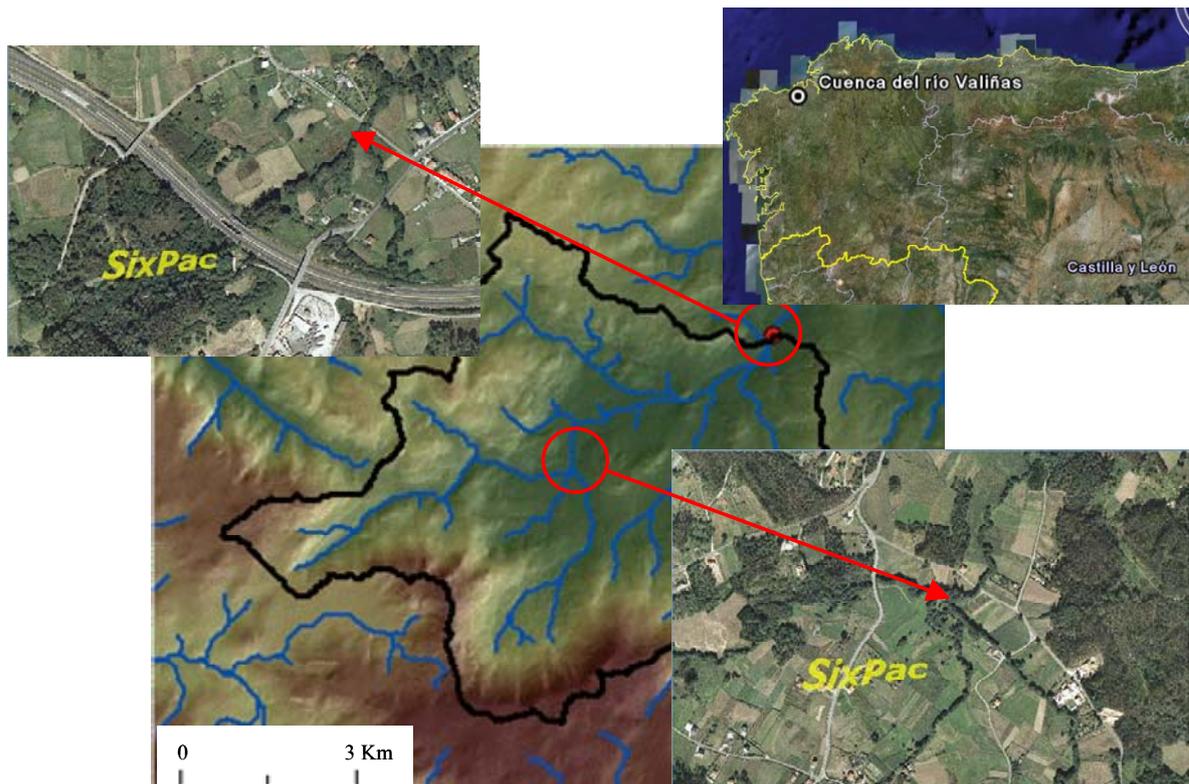


Figura 1.1. Cuenca del río Valiñas.

2. Balance hidrológico 1992-1998. Calibración

Para la realización del balance hidrológico entre los años hidrológicos 92/93 y 97/98 se utilizaron las versiones BALAN v8 (Samper, 1998) y VISUAL BALAN v1.0 (Samper *et al.*, 1999). Se partió de una estimación inicial de los parámetros basada en las características de la cuenca del Valiñas. Posteriormente, empleando la opción de estimación automática de parámetros, se procedió en dos fases. Primeramente se calibraron los parámetros del modelo utilizando sólo los datos de caudales medidos en la estación de aforos. Los parámetros que se calibraron incluyen la capacidad de campo, el espesor de suelo, la conductividad hidráulica vertical y los coeficientes del método de Penman-Grindley para el cálculo de la ETR. En todos los casos se utilizó el método de Penman-FAO para el cálculo de la ETP. Posteriormente, la calibración se realizó utilizando conjuntamente los datos de caudales y niveles medidos en un pozo somero. El ajuste finalmente obtenido es excelente, tanto para niveles freáticos como caudales (Samper *et al.*, 2000).

La Tabla 2.1 muestra los resultados medios anuales del balance entre 1992/93 y 1998/99. Del total de 1136 mm de precipitación, un 48% (541 mm) corresponden a la ETR e intercepción vegetal y el restante 52% (595 mm) a los excedentes. En la Tabla 2.2 se indican los métodos que se utilizaron en el balance y los valores finales de los parámetros calibrados.

En la Figura 2.1 y en la Figura 2.2 se muestra el ajuste de niveles y caudales en el periodo de calibración. Como puede observarse, el ajuste es muy bueno.

Tabla 2.1. Resultados medios anuales del balance entre 1992/93 y 1997/98.

	hm ³	mm
Precipitación	38.624	1136
Intercepción	5.780	170
Escorrentía superficial	0.238	7
ETP	30.498	897
ETR	12.614	371
Recarga en tránsito	19.822	583
Flujo hipodérmico	16.388	482
Recarga al acuífero	3.604	106
Descarga subterránea	3.162	93
Aportación total	19.788	582

Tabla 2.2. Parámetros obtenidos en la calibración del balance hídrico.

Proceso	Parámetro	Valor	
Intercepción (método de Horton)	Planta	Bosque pinares	
	Coefficiente de intercepción	0.6	
	Capacidad de almacenamiento (mm)	0.6	
Suelo	Reserva útil (mm)	220	
	Permeabilidad vertical (mm d ⁻¹)	164.1	
ETP (Fórmula de Penman)			
ETR (Penman-Grindley)	CRPG (mm)	100	
	CEPG	0.26	
Recarga en tránsito diferida (método convencional)			
Escorrentía superficial (método de número de curva)	Número de curva	50	
Zona no saturada (balance explícito)	Coefficiente de agotamiento de flujo hipodérmico (d ⁻¹)	0.5215	
	Coefficiente de agotamiento de la percolación (d ⁻¹)	0.24	
		Número de celdas	2
Flujo subterráneo (diferencias finitas 1-D)	Longitud transversal del acuífero (m)	2000	
	Coefficiente de almacenamiento	0.011	
	Transmisividad (m ² /d)	18.5	

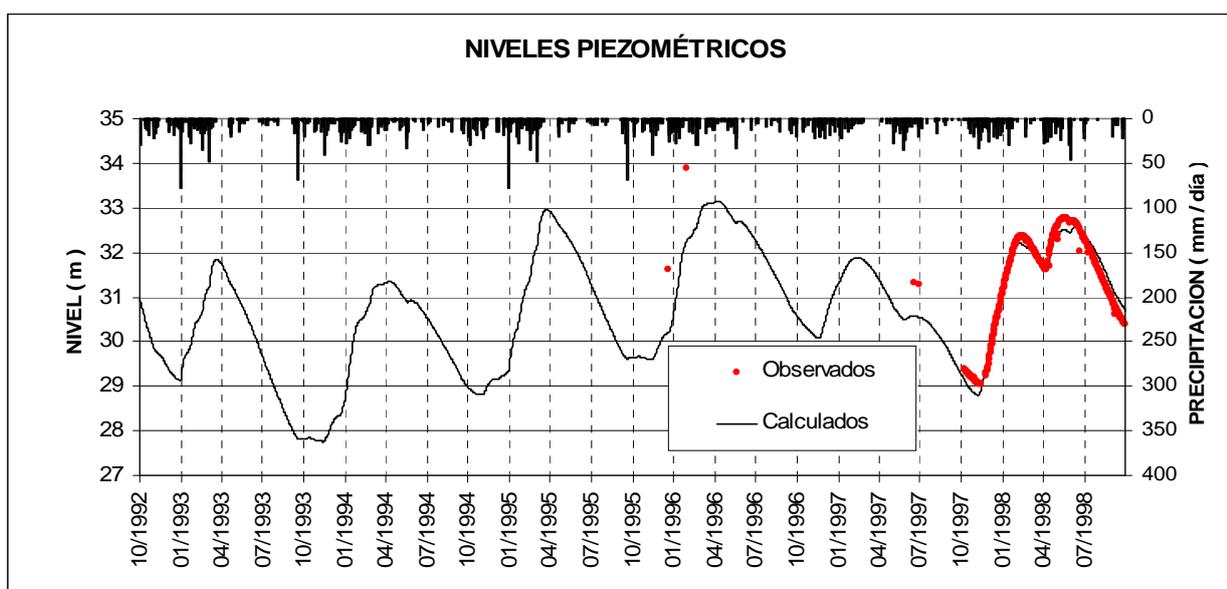


Figura 2.1. Niveles piezométricos observados y calculados en el periodo de calibración (1992/93-1997/98).

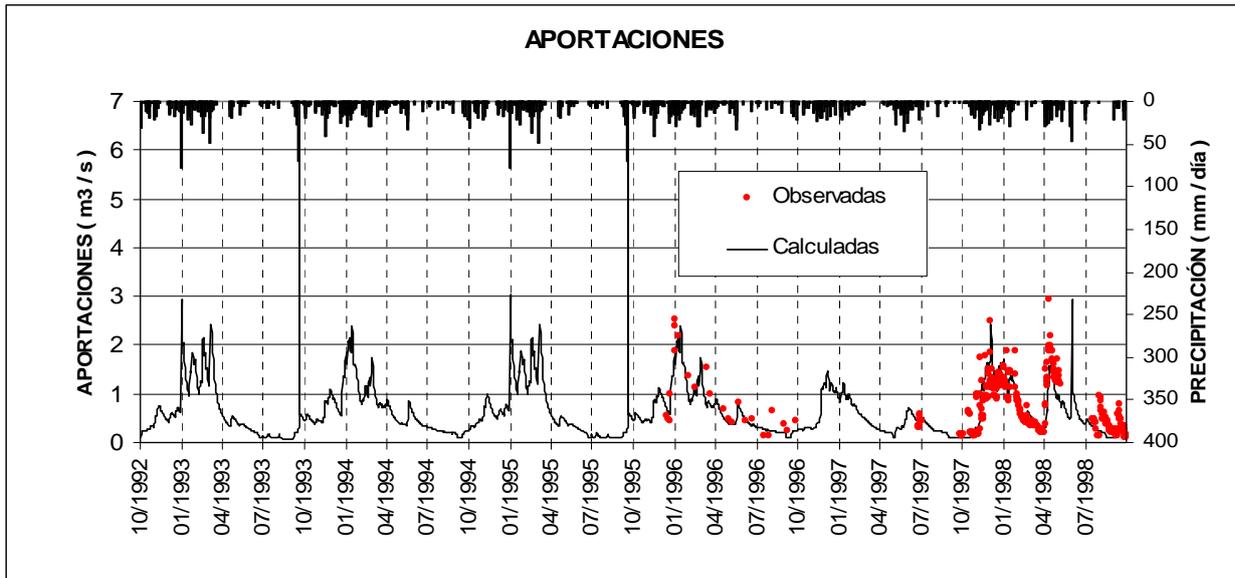


Figura 2.2. Aportaciones medidas y calculadas en el periodo de calibración (1992/93-1997/98).

3. Balance hidrológico 1992-2006. Simulación

En el año 2007 se actualizó el balance hídrico, extendiendo el periodo de cálculo hasta setiembre de 2006. Para ello se utilizaron los datos meteorológicos de la estación de Alvedro (A Coruña), que incluyen datos diarios de precipitación, temperatura, horas de insolación, humedad relativa y velocidad media del viento. No se cambiaron los valores de los parámetros calibrados entre 1992/93 y 1998/99. Por lo tanto, el periodo entre 1998/99 y 2005/06 es de simulación.

El balance actualizado se calculó con VISUAL BALAN V2 y GIS-BALAN, a fin de contrastar los resultados y verificar el código más reciente, GIS-BALAN. Como resultado de esta tarea se han encontrado y corregido varios errores en el código de GIS-BALAN. Finalmente, los resultados de ambos códigos son idénticos.

En la Figura 3.1 se muestra la precipitación anual, mensual y media mensual del periodo 1992/93-2005/06. Es destacable la elevada pluviosidad del año hidrológico 2000/01, en el que se registraron 1755 mm, frente a una media de

1115 mm/año. Se destaca el periodo seco comprendido entre octubre de 2003 y setiembre de 2006.

En la Figura 3.2 se muestra la desviación de la precipitación acumulada respecto a la media. Los altos valores acumulados posteriores a 2000/01 se deben a la alta pluviosidad de ese año. Este gráfico debe estudiarse conjuntamente con el de la Figura 3.1.

El balance muestra que de los 1115 mm de precipitación media anual, el 49% corresponde a la evapotranspiración e intercepción vegetal y el otro 51% a los excedentes (véase la Figura 3.3 y la Figura 3.4). La aportación media anual al cauce es de 569 mm. El flujo hipodérmico es el componente mayoritario ya que representa el 82% (465 mm) del total, mientras que el flujo subterráneo sólo aporta el 17% (144 mm). La escorrentía superficial estimada es prácticamente despreciable (1% de las aportaciones).

La Figura 3.5 muestra el contraste entre niveles observados y calculados entre 1992/93 y 2005/06. La Figura 3.6 muestra el contraste entre aportaciones observadas y calculadas para el mismo periodo. En el periodo de simulación se destaca el notable aumento en los niveles piezométricos del año 2001, que se refleja también en las aportaciones.

La Tabla 3.1 muestra los resultados anuales del balance. Los parámetros utilizados en el balance son los que se muestran en la Tabla 2.2.

Desde la Figura 3.7 a la Figura 3.10 se muestran los resultados anuales de cada componente del balance hídrico entre 1992/93 y 2005/06. En la Tabla 3.2 pueden apreciarse los resultados medios mensuales.

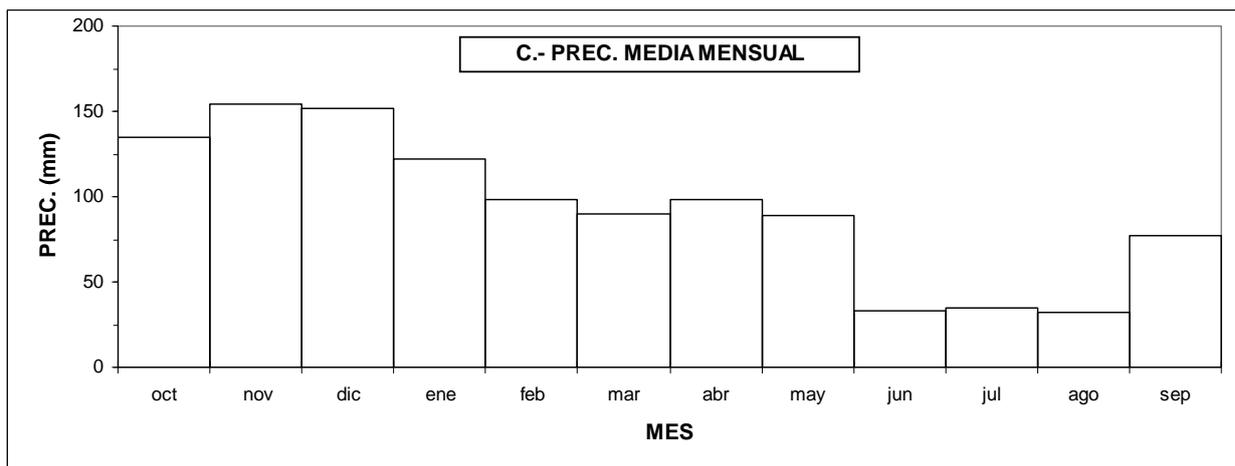
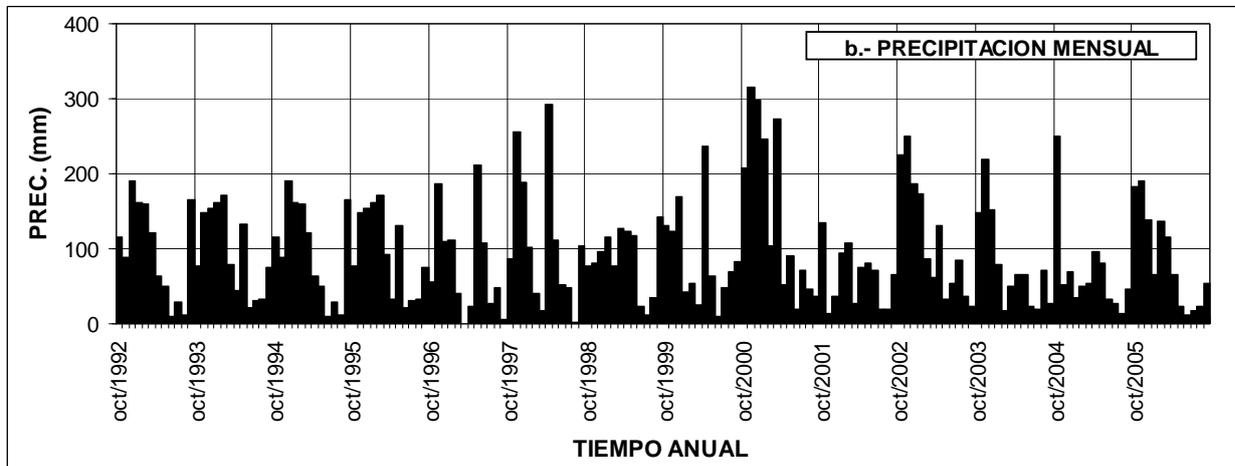
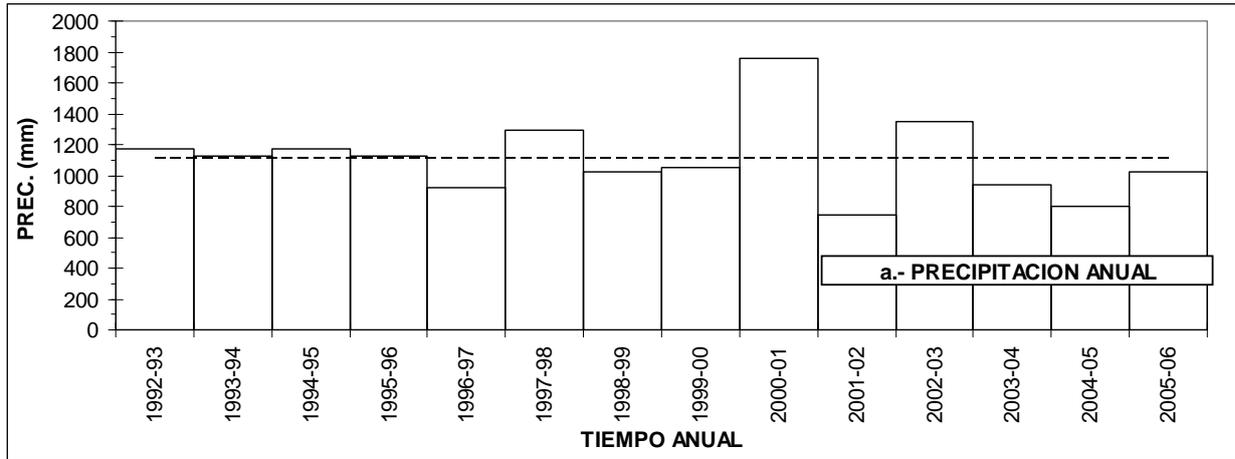


Figura 3.1. Precipitación en la cuenca del Valiñas: (a) Anual; (b) Mensual; (c) Media mensual.

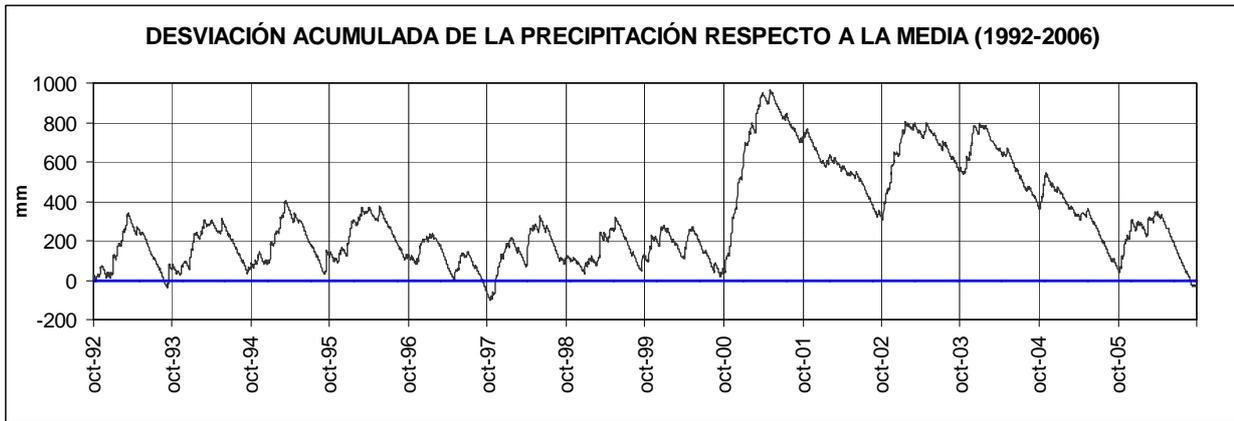


Figura 3.2. Desviación acumulada de la precipitación respecto a la media.

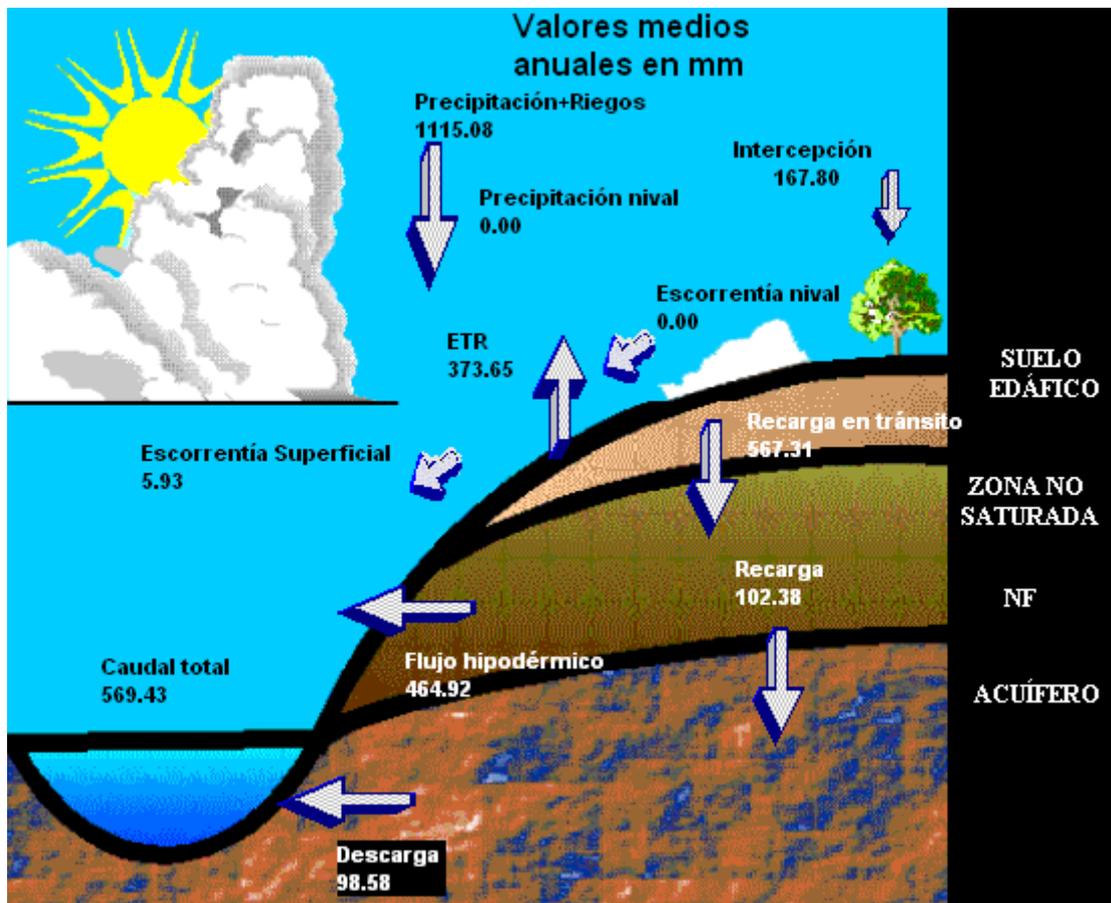


Figura 3.3. Resultados medios anuales del balance entre 1992/93 y 2005/06.

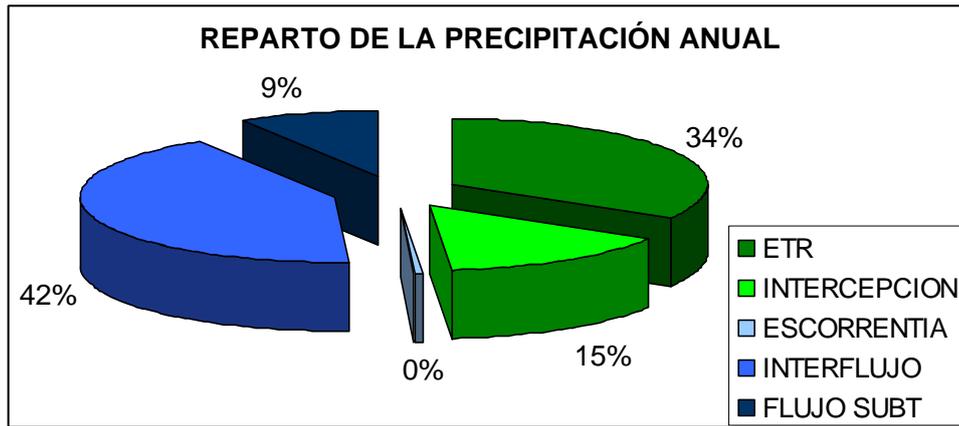


Figura 3.4. Componentes del balance hídrico (salidas netas) expresadas en % de la precipitación anual.

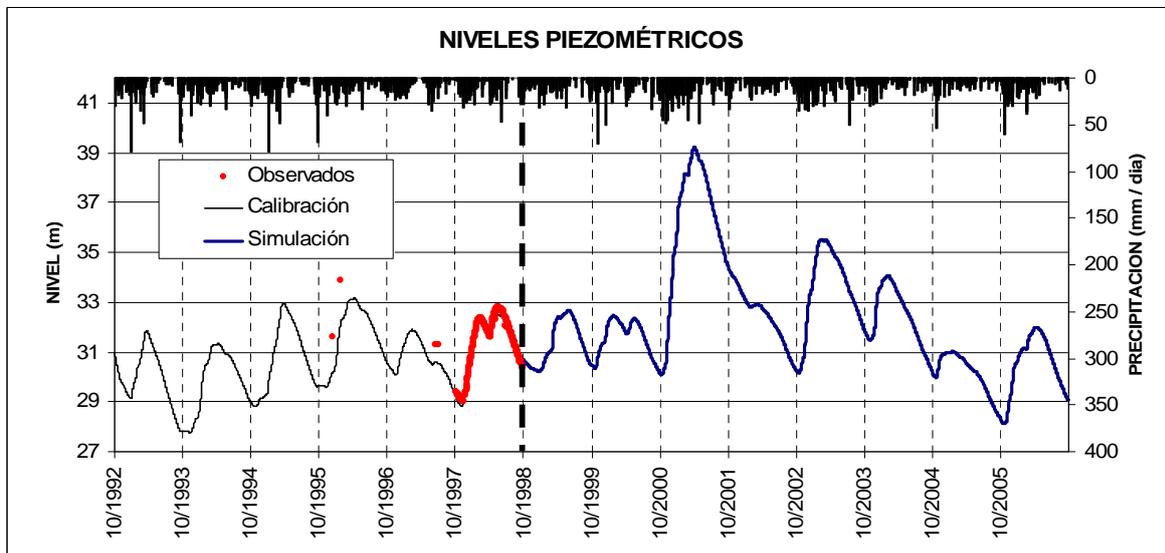


Figura 3.5. Niveles piezométricos medidos y calculados (1992/93-2005/06).

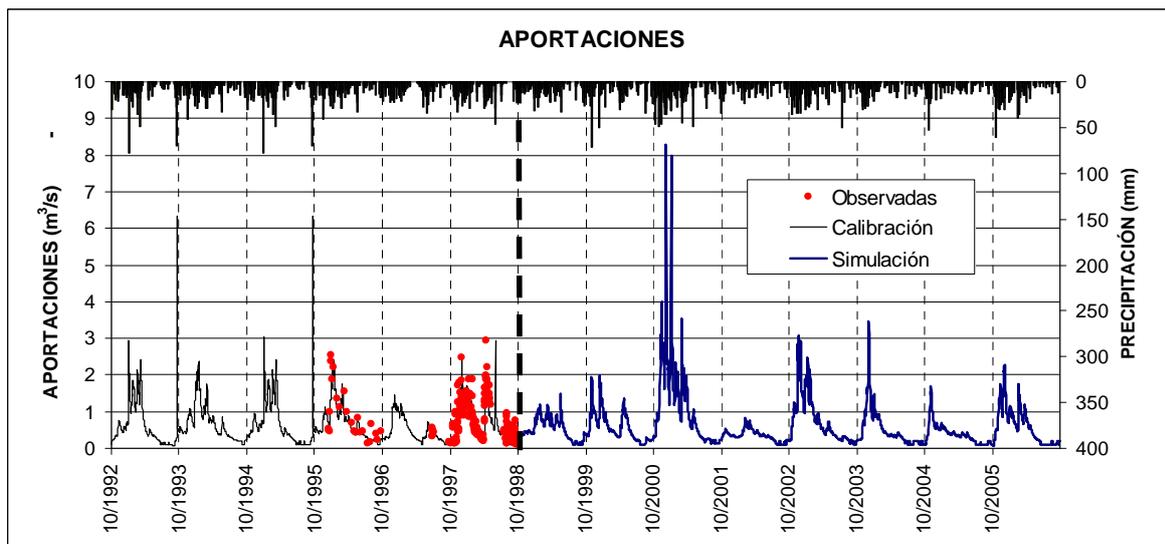


Figura 3.6. Aportaciones calculadas y observados (1992/93-2005/06)

Tabla 3.1. Resultados anuales del balance hídrico (mm).

Año	P	ETP	ETR	Intercepción	Recarga en tránsito	Recarga al acuífero	Esco-rrentía sup.	Flujo hipodérmico	Caudal subterráneo	Aporta-ción cal-culada
1992-93	1169	957	342	173	567	103	17	468	88	574
1993-94	1130	780	361	170	635	116	0	525	87	613
1994-95	1169	957	344	173	599	109	17	495	94	606
1995-96	1130	782	359	170	637	116	0	527	100	626
1996-97	925	950	394	145	419	76	0	347	94	440
1997-98	1295	956	425	188	640	117	5	529	98	632
1998-99	1027	917	375	160	465	85	1	384	95	480
1999-00	1055	910	379	165	529	96	0	437	97	534
2000-01	1755	947	442	242	1079	196	28	892	128	1048
2001-02	745	901	347	129	266	48	0	220	104	324
2002-03	1346	949	428	195	731	133	1	605	112	718
2003-04	938	916	347	147	448	82	0	371	105	476
2004-05	804	962	354	130	321	58	0	265	89	354
2005-06	1024	956	321	151	545	99	1	451	91	544
MEDIA	1115	917	373	167	567	102	5	465	99	569

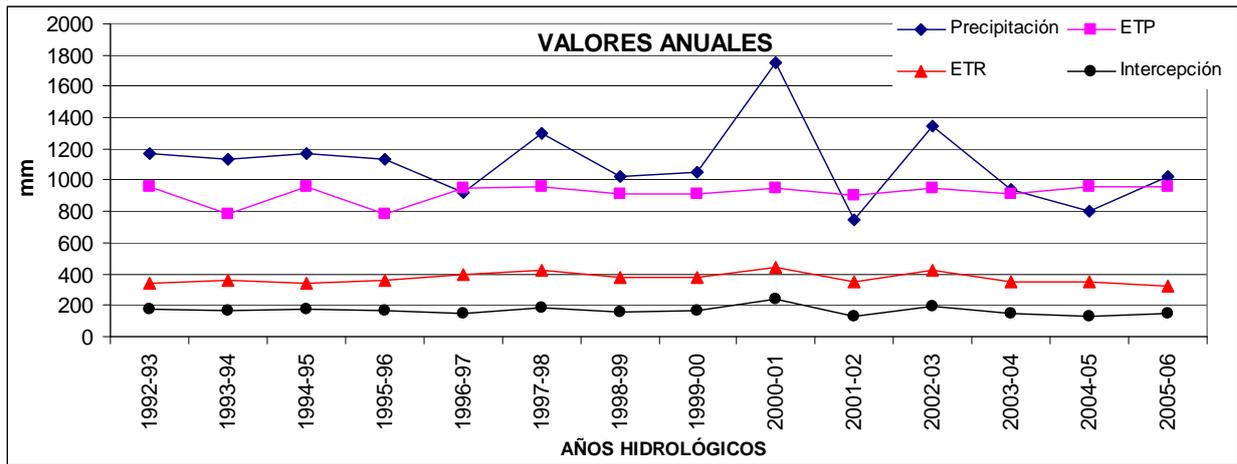


Figura 3.7. Valores anuales P, ETP, ETR e intercepción.

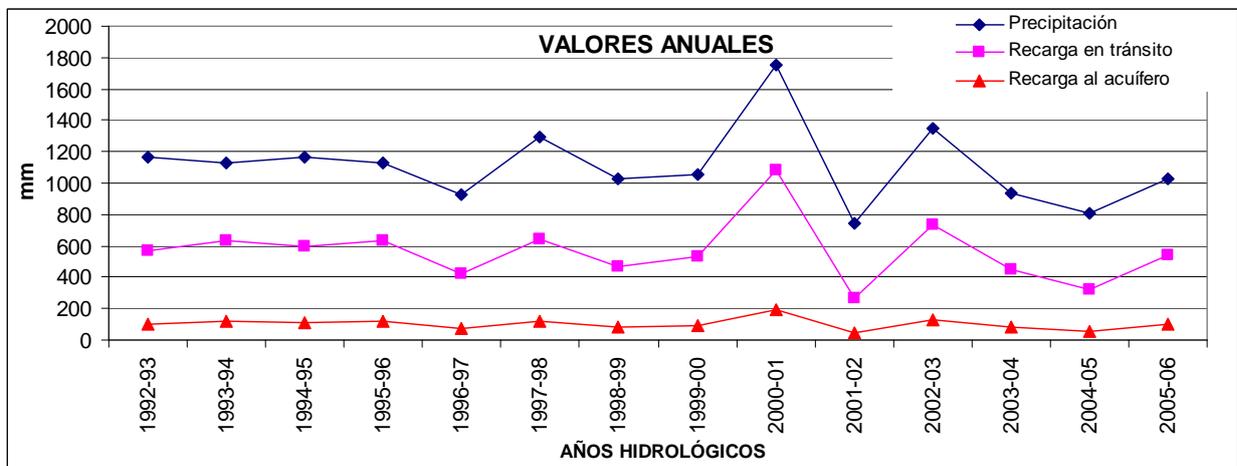


Figura 3.8. Valores anuales de P, recarga en tránsito y recarga al acuífero.

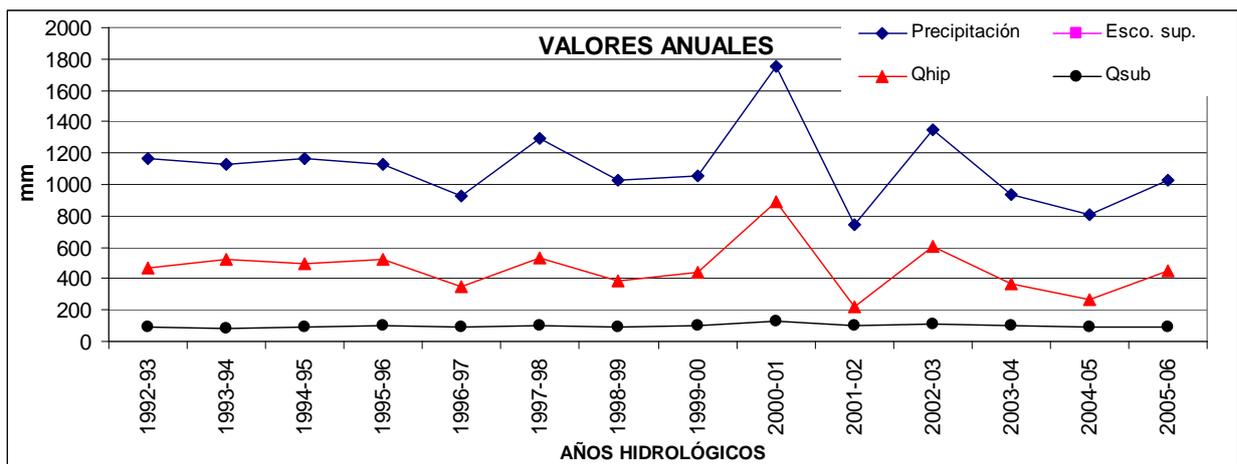


Figura 3.9. Valores anuales de P, escorrentía superficial, flujo hipodérmico y flujo subterráneo.

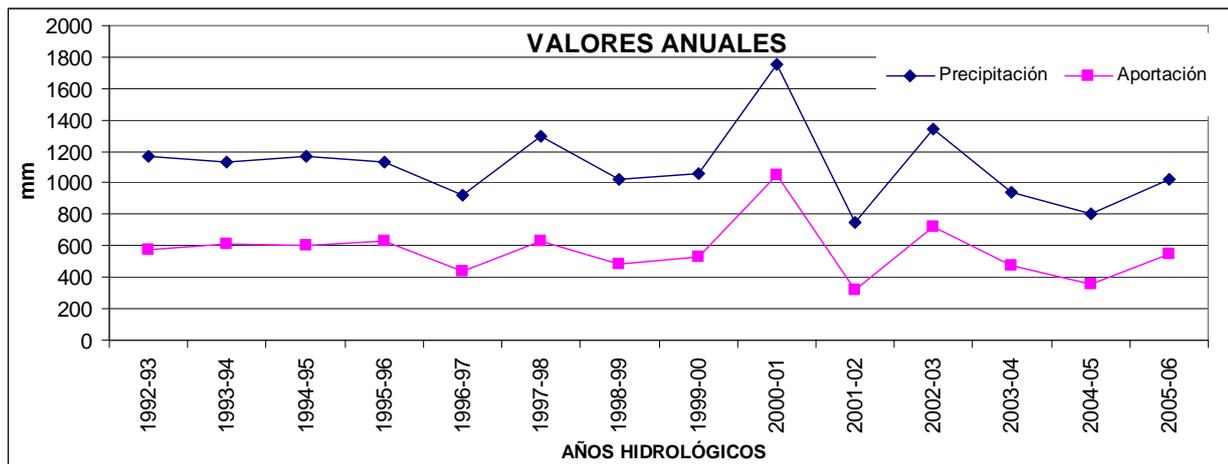


Figura 3.10. Valores anuales de P y aportaciones calculadas.

Tabla 3.2. Resultados medios mensuales del balance hídrico entre 1992/93 y 2005/06 (mm).

Mes	P	ETP	ETR	Intercep- ción	Recarga en tránsito	Recarga al acuífero	Esco- rrentía sup.	Flujo hipodér- mico	Caudal subterrá- neo	Aporta- ción cal- culada
Octubre	135	55	30	20	30	5	0	24	8	32
Noviembre	154	30	21	21	83	15	0	68	7	76
Diciembre	152	23	17	21	94	17	1	78	8	87
Enero	122	26	20	18	106	19	1	89	9	98
Febrero	98	36	23	15	66	12	0	54	8	63
Marzo	90	67	36	12	67	12	1	52	9	62
Abril	98	93	47	15	42	8	0	34	9	43
Mayo	89	114	52	13	36	6	0	29	9	38
Junio	33	130	42	6	20	4	0	17	8	25
Julio	35	128	31	7	10	2	0	8	8	16
Agosto	32	127	26	7	5	1	0	4	8	12
Setiembre	77	87	29	12	8	2	2	7	7	16
TOTAL	1115	916	374	167	567	102	5	465	99	569

4. Análisis de sensibilidad de los resultados del balance respecto al espesor del suelo

A los efectos de analizar la influencia del espesor del suelo sobre los resultados del balance se hizo un análisis de sensibilidad. Se comenzó por la evapotranspiración real. Se calculó la ETR anual para espesores de suelo variando entre 0.5 m y 2.3 m (el espesor calibrado, 1.4 m, ± 0.9 m), en intervalos de 0.3 m.

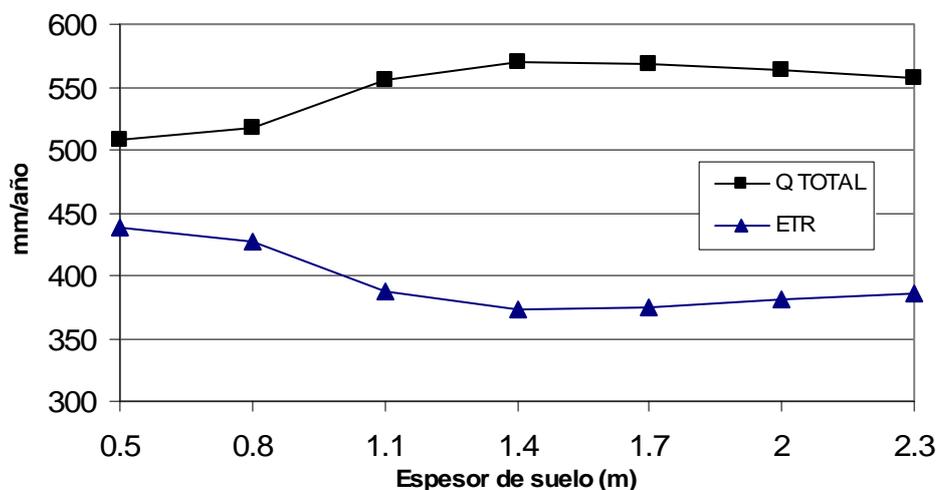


Figura 4.1. ETR y aportación al cauce para distintos espesores de suelo. Valores medios anuales.

En la Figura 4.1 se observa que, como cabe esperar, al aumentar el espesor del suelo a partir del valor calibrado de referencia (1.4 m), también aumenta la ETR, ya que ésta depende en gran medida de la reserva útil del suelo. Sin embargo, al disminuir el espesor de suelo, también aumenta la ETR. Esto en principio no era esperable. La causa de este comportamiento está en la ecuación utilizada para calcular la ETR, la del método de Penman-Grindley. La ETR se determina en función de que el déficit hídrico DH sea mayor o menor que un valor umbral de déficit CRPG:

$$ETR(I) = ENT(I) + CEPG \times (ETP(I) - ENT(I)) \quad \text{si } DH(I) > CRPG \quad (1)$$

$$ETR(I) = ETP(I) \quad \text{si } DH(I) \leq CRPG \quad (2)$$

donde

ETR(I) es la evapotranspiración real del día I

ENT(I) son las entradas de agua al suelo del día I, descontadas ya la intercepción, la escorrentía directa y la recarga en tránsito directa

CEPG es un parámetro que varía entre 0 y 1

ETP(I) es la evapotranspiración potencial del día I

DH(I) es el déficit hídrico del día I, definido como la diferencia entre la humedad actual y la correspondiente al punto de marchitez PM

El parámetro CRPG toma valores entre 0 y la diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez, CC-PM. En el caso en que $DH > CRPG$ (Ec. 1), la ETR es siempre mayor que las entradas, y este incremento viene definido por el parámetro CEPG. En el caso contrario (Ec. 2) la ETR es igual a la ETP. El método de cálculo se ilustra en la (Figura 4.2).

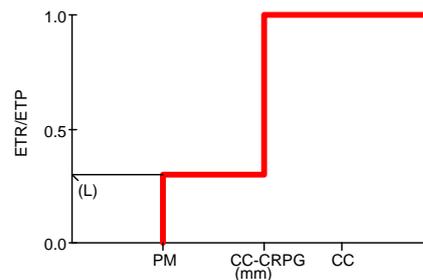


Figura 4.2. ETR en función de la humedad del suelo según el método de Penman-Grindley.

Al disminuir el espesor de suelo, disminuyen en forma proporcional CC, PM y la reserva útil (CC-PM). Pero si CRPG es fijo, entonces $CRPG / (CC-PM)$ se hace mayor. Entonces el tramo en el que $ETR/ETP=1$ abarca un mayor rango de humedades de la reserva útil en términos relativos y esto incrementa en definitiva la ETR calculada.

Para comprobar la validez de esta hipótesis se efectuó el análisis de sensibilidad de la ETR al espesor de suelo, pero esta vez variando también CRPG de modo que $CRPG / (CC-PM) = 0.45$, que es el valor obtenido de la calibración. En el análisis también se incluyen las demás componentes del balance (ver Figura 4.3 y Figura 4.4). Se observa que como cabía esperar, al variar la reserva útil, la ETR varía en forma directa y el caudal descargado al cauce en forma inversa.

La escorrentía directa no es sensible al espesor del suelo, siendo solamente de 6 mm/año; la recarga al acuífero tampoco es sensible en el rango de variación elegido.

En resumen, al variar el espesor del suelo el comportamiento del sistema es tal que varía la ETR, lo que afecta a la recarga en tránsito, y esto a su vez impacta directamente en el flujo hipodérmico. Las otras componentes permanecen prácticamente inalteradas.

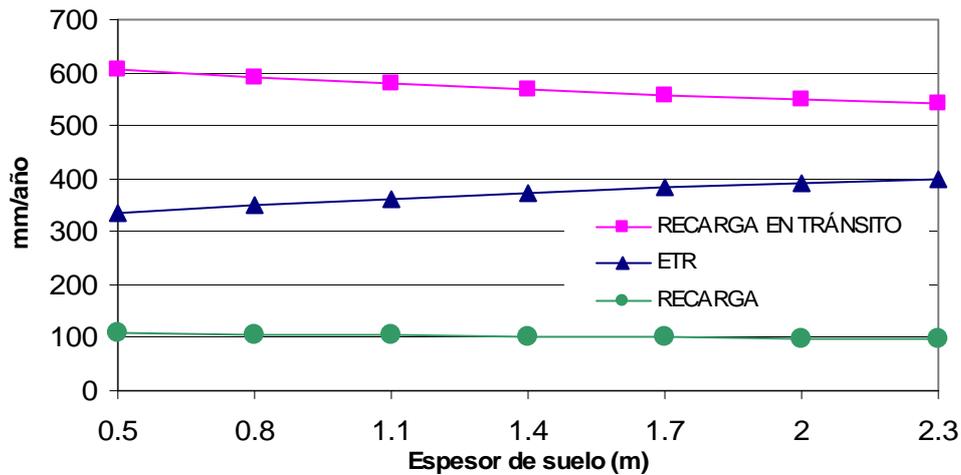


Figura 4.3. Recarga en tránsito, ETR y recarga al acuífero para distintos espesores del suelo. Valores medios anuales.

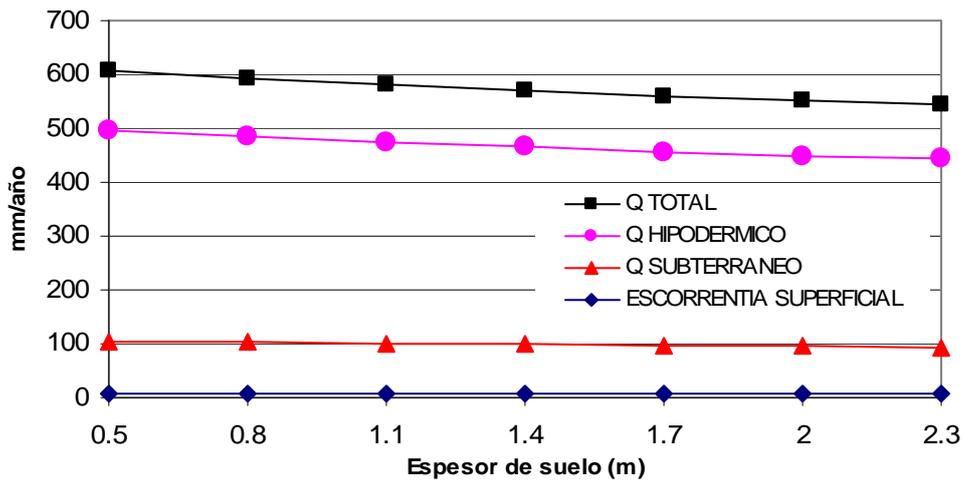


Figura 4.4. Aportación al cauce, caudal hipodérmico, caudal subterráneo y escorrentía superficial para distintos espesores del suelo. Valores medios anuales.

5. Corrección en el cálculo de la recarga al acuífero

El método explícito tradicional empleado por GIS-BALAN para realizar el balance en la zona no saturada consiste en:

1. Suponer el flujo hipodérmico Q_h proporcional al volumen de agua V_h presente en la celda al iniciarse el periodo de cálculo (teniendo en cuenta la recarga en tránsito que desciende desde el suelo edáfico): $Q_h = \alpha_h V_h$

donde α_h es el coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico [d^{-1}]

2. Actualizar el contenido de humedad en la celda: $V_h = V_h - Q_h$

3. Calcular el caudal de percolación Q_p de modo análogo y actualizar de nuevo el contenido de agua en la zona vadosa: $Q_p = \alpha_p \cdot V_h \Rightarrow V_h = V_h - Q_p$

siendo α_p el coeficiente de agotamiento de la percolación [d^{-1}]

Por último, se deduce si aún puede descender más agua hacia el acuífero en función de la permeabilidad existente en la zona vadosa K_v ; por lo tanto:

$$\left\{ \begin{array}{l} Q_p = Q_p + K_v \\ Q_p = Q_p + V_h \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} \text{si } K_v < V_h \\ \text{si } K_v \geq V_h \end{array} \quad \begin{array}{l} (3) \\ (4) \end{array}$$

Existía un error en el código en el momento de aplicar la Ec. (4) ya que para $K_v \geq V_h$ el código no añadía el término V_h .

Para evaluar las repercusiones del cambio, se contrastaron los resultados del balance en la cuenca del río Valiñas para ambas versiones del código.

En la Figura 5.1 se aprecian los cambios en la recarga al corregir el error en la Ec. (4). Las diferencias son notorias: la recarga media anual pasó de 102 mm a 271 mm.

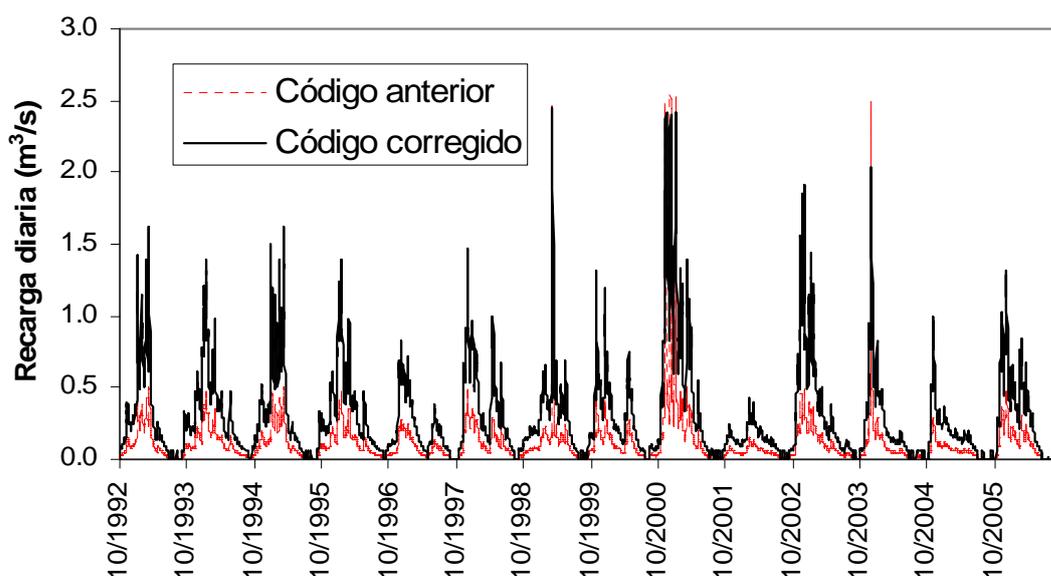


Figura 5.1. Recarga al acuífero antes y después de la modificación del código.

Con la versión corregida del código se recalibró el valor de K_v . El valor previo era de 4.62 mm/d y el recalibrado es de 0.01 mm/d (nulo a los efectos prácticos). Es de destacar que incluso con un coeficiente de permeabilidad tan pequeño, la recarga puede no ser pequeña. En la Figura 5.2 se aprecia la recarga diaria calculada antes y después de la modificación del código y la recalibración de K_v . Los valores son muy similares, salvo en unos pocos días del periodo en los que el volumen almacenado en la zona no saturada V_h es mayor que K_v , por lo que se aplica la Ec.(3). La diferencia se origina porque en la calibración inicial se consideraba un $K_v=4.62$ mm/d y en la final $K_v=0.01$ mm/d.

En la Figura 5.3 se muestra la recarga mensual. Hay diferencias entre ambos cálculos en pocos meses del balance. En los valores anuales las diferencias son muy escasas, siendo la media anual de 102 mm en ambos casos.

No hay prácticamente diferencias en el caudal total descargado al río entre ambas pasadas.

En la Figura 5.4 se muestran los niveles en el acuífero. Se aprecia una mejora en el ajuste, sobre todo para los caudales más altos.

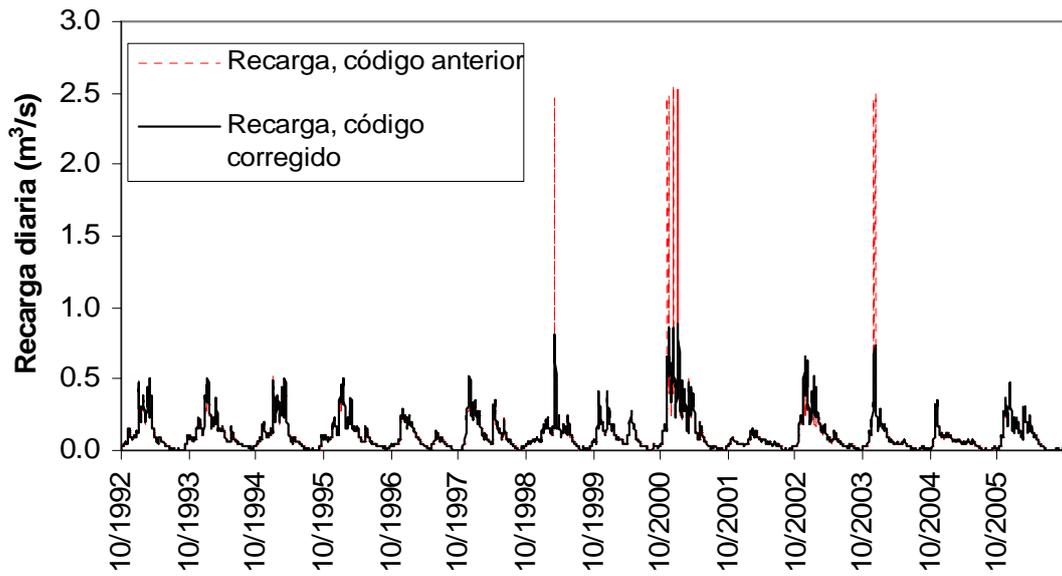


Figura 5.2. Recarga diaria antes y después de la modificación del código y de la recalibración de K_v .

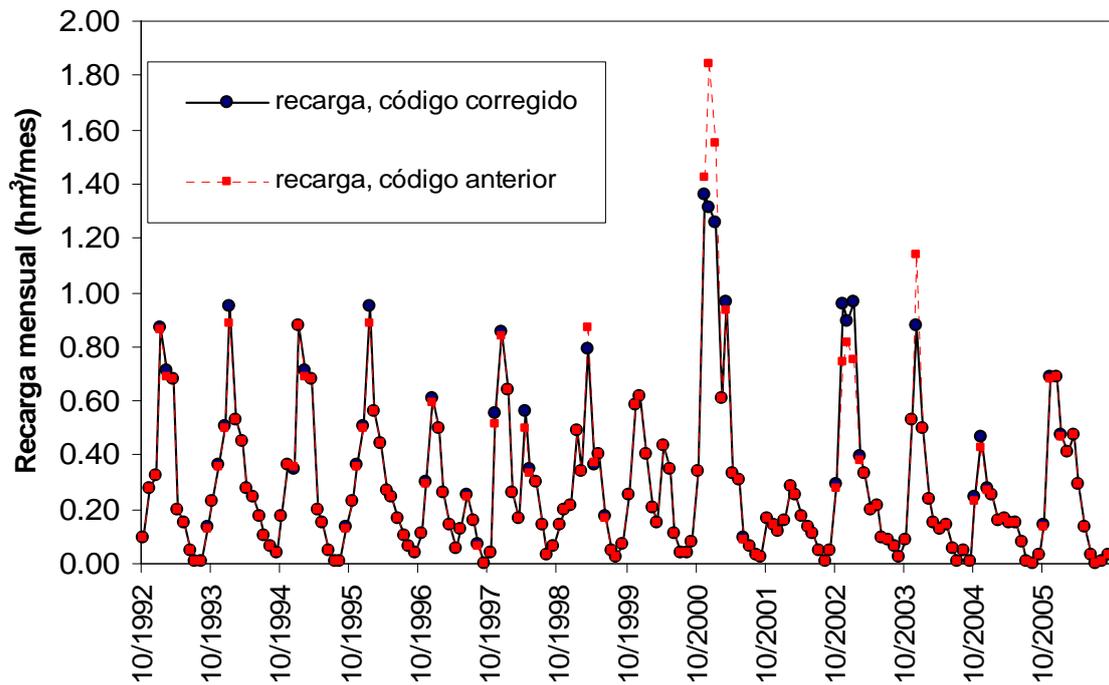


Figura 5.3. Recarga mensual antes y después de la modificación del código y la recalibración de K_v .

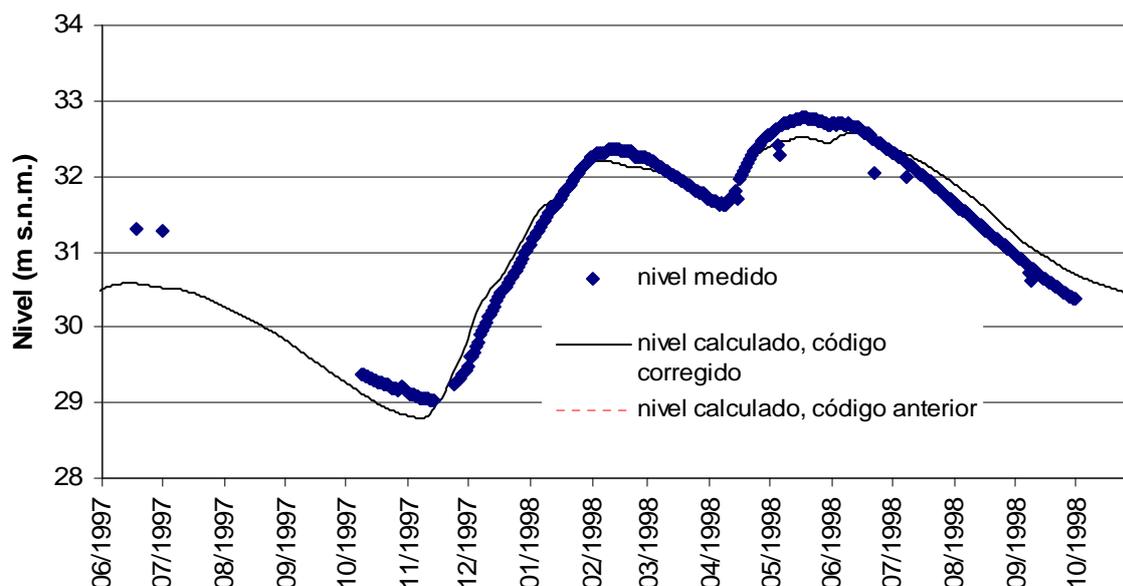


Figura 5.4. Niveles en el acuífero antes y después de la modificación del código y la recalibración de K_v .

6. Conclusiones y sugerencias

Se ha presentado la actualización del balance hídrico en la cuenca del río Valiñas, que se ha extendido hasta setiembre de 2006. Se han contrastado los resultados de VISUAL BALAN y GIS-BALAN. El contraste ha servido para detectar y corregir varios errores en el código de GIS-BALAN.

Se ha presentado también el análisis de sensibilidad de los resultados del balance a variaciones en el espesor del suelo. Se ha mostrado que al aumentar el espesor del suelo aumenta la ETR, disminuye la recarga en tránsito, y disminuye también el flujo hipodérmico. Las otras componentes permanecen prácticamente inalteradas. Cuando el espesor del suelo y el parámetro CRPG del método de Penman-Grindley (para calcular la ETR) disminuyen proporcionalmente, también disminuye la ETR.

Se ha corregido un error en el código que afectaba al cálculo de la recarga al acuífero. Posteriormente se ha recalibrado la conductividad hidráulica vertical de la

zona no saturada. El valor inicial era de 4.62 mm/d y el recalibrado es de 0.01 mm/d. Los resultados del balance han permanecido prácticamente idénticos después de la recalibración.

En el primer balance realizado, entre 1992/93 y 1998/99, se logró una buena calibración. Se dispone de una buena cantidad de datos de aforos y niveles posteriores a ese periodo para poder contrastar el modelo. El procesamiento de esos datos será de mucha utilidad para evaluar el modelo y eventualmente mejorarlo. Además, se está considerando la posibilidad de construir un modelo de flujo subterráneo acoplado al modelo de balance. La utilización de los dos modelos permitirá sin duda aprender mucho sobre la hidrología de la cuenca.

7. Referencias

- Samper J (1988). Manual del usuario del programa BALAN. ETS de ICCP, Universidad Politécnica de Cataluña. Documento inédito.
- Samper J, Soriano G, Molinero J (1997). Las aguas subterráneas en Galicia: Resultados en la cuenca piloto del río Valiñas. En: Hydrogeology of Hard Rocks, Some experiences from Iberian Peninsula and Bohemian Massif. J. Yélamos y F. Villarroya (Eds.). A.I.H. Grupo español. Madrid. Pp.:149-157.
- Samper J, Huguet L, García Vera MA, Ares J (1999). Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Publicación Técnica de ENRESA nº 5/99. Madrid. 205 pp.
- Samper J, Huguet LI, Ares J, García Vera MA (2000). Modelos interactivos de balance hidrológico: aplicación a cuencas de Galicia. Jornadas hispano-lusas sobre las aguas subterráneas en el noroeste de la península ibérica. A Coruña. AIH-GE. 211-218.
- Soriano G, Samper J (2000). Hidrogeología de una pequeña cuenca piloto en medios graníticos: Cuenca del Valiñas (A Coruña). Jornadas hispano-lusas sobre las aguas subterráneas en el noroeste de la península ibérica. Samper, Leitao, Fernández y Ribeiro (Eds.). Pp 73-81.

APÉNDICE 8:

EVALUACIÓN DE LA RECARGA SUBTERRÁNEA MEDIANTE MODELOS HIDROLÓGICOS SEMIDISTRIBUIDOS: APLICACIÓN DE VISUAL BALAN V2.0 A UNA CUENCA DE MONTAÑA EN EL CENTRO DE PORTUGAL

(EN INGLÉS)

Nota aclaratoria

Este Apéndice contiene un artículo en preparación para ser enviado al *Hydrogeology Journal*. El autor principal es Jorge Espinha Marques; Bruno Pisani ha contribuido significativamente con diversas tareas relativas a la modelización del balance hídrico y en especial al análisis de sensibilidad.

El cálculo del balance hídrico se ha realizado con VISUAL-BALAN v2 y GIS-BALAN.

Semi-distributed hydrological models for groundwater recharge evaluation: Application of VISUAL BALAN to a high mountain basin in Central Portugal

J. Espinha Marques¹, J. Samper², B. Pisani², D. Alvares², J. M. Carvalho³, H. I. Chaminé³, J. M. Marques⁴, G. T. Vieira⁵, C. Mora⁵, F. Sodré Borges¹

¹ Dep. de Geologia (CGUP), Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Rua do Campo Alegre, 687, 4169-007 Porto, Portugal. (E-mail: jespinha@fc.up.pt).

² Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad de La Coruña, España.

³ Dep. de Engenharia Geotécnica, Instituto Superior de Engenharia do Porto (ISEP), Portugal; e Centro de Minerais Industriais e Argilas (MIA) da Universidade de Aveiro, Portugal.

⁴ Dep. de Engenharia de Minas e Georrecursos, Instituto Superior Técnico (IST), Lisboa, Portugal.

⁵ Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, Portugal.

Abstract

Numerical models are needed to evaluate complex hydrological systems. VISUAL BALAN v2.0 is a lumped hydrological code that performs daily water balances in the soil, the unsaturated zone and the aquifer requiring a small number of parameters. VISUAL BALAN has been used to model the river River Zêzere Drainage Basin Upstream of Manteigas (Serra da Estrela, Central Portugal), in order to assess its water resources. Modelling started with the definition of sub-basins based on hydrogeomorphological units. Then, daily temperature and precipitation data from Manteigas meteorological station were extrapolated to each sub-basin considering vertical gradients. Finally, modelling with VISUAL BALAN was performed in four stages: (i) physical characterisation of each sub-basin; (ii) preliminary calculations of the daily water balance; (iii) model calibration by means of flow measurements in the river Zêzere; (iv) sensitivity analysis. This high mountain basin exhibits complex patterns in

hydrometeorological variables such as rainfall and temperature. Several sub-basins have been defined in order to account for the spatial variability in hydrometeorological and hydrogeological variables. The model reproduces observed flowrates and its results are coherent with the conclusions of previous studies in similar basins.

A sensitivity analysis was made in order to evaluate uncertainties of both aquifer recharge and parameter values. The results show that the greatest uncertainties are those of percolation recession coefficient and soil infiltration capacity. The sensitivity of the aquifer recharge rate proved to be much greater to the percolation recession coefficient than to soil infiltration capacity (8 times). Results suggest that recharge rate has a considerable uncertainty, and its value ranges from 250 mm/y to 350 mm/y. Considering the importance of the recharge rate evaluation in the study area, it is recommendable to deepen the study of the mechanisms that determine percolation, in first place, and surface runoff, in second place.

Keywords: conceptual model, groundwater recharge, mathematical model, Portugal, Serra da Estrela, water balance.

Introduction

Modelling has been considered an essential tool for studying hydrological systems (e.g., Dingman 1994; Fetter 2001; Fitts 2002). The measurement instruments used to evaluate hydrological processes reveal some limitations concerning both the applied techniques and the spatial-temporal distribution of the records. Consequently, modelling comes out as an alternative method to simulate the hydrological systems behaviour, by means of the extrapolation of the available data (Beven 2001). In this perspective, modelling has been commonly used to help understanding the systems performance as well as to preview its evolution, as a result of the modification of one or more of its features.

There are many model classifications. In the case of the models applied in hydrogeological studies, Fetter (2001) refer to the following types: (i) physical scale models, (ii) analogical models and (iii) mathematical models. In the early phase of the use of such methods, types (i) and (ii) were the most frequent; yet, with the subsequent wide diffusion of more efficient computers and codes, type (iii) models became dominant (Singhal and Gupta 1999).

The model of a natural system is, by definition, a formal and simplified representation of a given reality. The making of a preliminary conceptual model (expressed by ideas, words and figures) constitutes the foundation of the subsequent mathematical modelling (NAP 2001). Therefore, the quality of the results greatly depends on the quality of the referred conceptual model.

The conceptualization process involves the comprehension of the hydrological system nature, its broad characteristics (such as lithology, soil type, landforms, spatial variability of the hydraulic parameters, hydrogeochemistry, geologic and geometric features of the system's limits, etc.) as well as the physical and chemical processes involved. By its turn, the mathematical model aims at simulating the conceptual model. The conceptual model depends on the investigator's perception regarding the systems functioning, relying mainly on his personal experience, especially the one obtained in fieldwork. The development of a model demands an iterative procedure: the results from mathematical modelling contribute to the development of the conceptual model and vice-versa, in consecutive approaches.

Beven (2001) suggests two phases for selecting the most appropriate mathematical model for each situation. Firstly, one must choose between a lumped model (that conceives the basin as a single piece, considering average values for the different state variables and parameters, and producing general results) and a distributed model (that considers state variables and parameters varying in space, by means of the discretization of the basin). Secondly, one must decide between a deterministic model (which produces one result for each set of input data) and a stochastic model (that accepts a certain degree of uncertainty in the results as a result of uncertainties in the input data).

The hydrogeological studies carried out at Serra da Estrela Mountain region are ascribed to some of the most essential present-day water-related research issues, such as those mentioned in the UNESCO International Hydrological Programme / IHP (e.g., “High Mountain Hydrology”, namely the “High mountains as country’s water towers”, www.unesco.org/water/ihp; see also Aureli 2002).

Mountain areas are the source of most of the larger river systems all over the world, and usually represent some of the blackest “black boxes” in the hydrological cycle. The seasonality and spatial variability of local groundwaters and the complex role of soils, geomorphology, geology, climate, land use and human activities on the hydrology of mountain areas are rather difficult to model, even when relevant data are available (e.g., Carvalho et al. 2005; Gurtz et al. 2001; Marques et al. 2001, 2003; Ofterdinger et al. 2004). Nevertheless, mountain river basins provide the best opportunity to increase knowledge on the relationship between those complex variables as well as their impacts on the water quality at different elevation zones, under different cultural settings (Chalise 1997).

This paper illustrates the use of the hydrological balance method in the the River Zêzere Drainage Basin Upstream of Manteigas (ZBUM), located in the Serra da Estrela region, Central Portugal (Fig. 1), with the main intention of estimating the availability of groundwater resources. For this purpose, the VISUAL BALAN v2.0 code was applied in order to solve the balance equations in the soil, in the unsaturated zone and in the aquifer. This code is based on a lumped and deterministic mathematical model.

The study region has specific geologic, geomorphologic and climate features that contribute to control the regional water cycle and, consequently, the availability of water resources. These resources, having high quality and economic value, include groundwater (both normal and thermomineral) and surface waters.

The earlier phases of the creation of the conceptual model — along with the unrealistic results from the first modelling attempts using VISUAL BALAN — revealed the high spatial variability of the basin physical features, that required the definition of more homogeneous sub-basins, based mainly on hydrogeomorphological units. Afterwards, the data from the Manteigas

meteorological station (daily precipitation and mean daily temperature) were extrapolated for each sub-basin, according to precipitation and temperature vertical gradients.

VISUAL BALAN was again applied, with much better results. The model was calibrated by comparing measured and calculated flow values from river Zêzere.

HYDROGEOLOGY OF SERRA DA ESTRELA

The Serra da Estrela Mountain (40°19'N, 7° 37'W at the Torre summit) is located in the so-called Central-Iberian Zone of the Iberian Massif (Ribeiro et al. 1990). The study area is mainly composed by Variscan granitic rocks and Precambrian-Cambrian metasedimentary rocks, as well as alluvia and Quaternary glacial deposits (Fig. 1). The main regional tectonic structure is the NNE-SSW Bragança-Vilariga-Manteigas fault zone (BVMFZ), which controls the thermal water occurrences (Espinha Marques et al. 2006a). This megastructure is part of a late-Variscan fault system that was reactivated by the alpine compressive tectonics and originated the uplift of the mountain as a horst in a pop-up structure (Ribeiro et al. 1990).

The geotectonic conditions control some of the major hydrogeologic and hydrogeomorphological features and processes, such as infiltration, aquifer recharge, type of flow medium (porous vs. fractured), type of groundwater flow paths, and hydrogeochemistry.

Serra da Estrela is part of the Cordilheira Central, an ENE-WSW mountain range that crosses the Iberian Peninsula. This region shows distinctive climatic and geomorphologic characteristics that play an important role on the local surface and groundwater resources. The river Zêzere drainage basin upstream of Manteigas corresponds to an area of catchment of 28 km² with an altitude ranging from 875 m a.s.l., at the stream flow gauge measurement weir of Manteigas, to 1993 m a.s.l. at the Torre summit (see Fig. 2).

The relief of the study region consists mainly of two major plateaus, separated by the NNE-SSW valley of the Zêzere river (Vieira 2004; see Fig. 2): the western Torre-Penhas Douradas plateau (1450-1993 m a.s.l.) and the eastern Alto da

Pedrice–Cural do Vento plateau (1450-1760 m a.s.l.). Late Pleistocene glacial landforms and deposits are a distinctive feature of the upper Zêzere catchment, since the majority of the plateau area was glaciated during the Last Glacial Maximum (e.g., Daveau et al. 1997; Vieira 2004).

According to Daveau et al. (1997), the Serra da Estrela climate has Mediterranean features, having dry and warm summers. The wet season extends from October until May and the mean annual precipitation reaches 2500 mm in the most elevated areas. Precipitation is mainly controlled by the slope orientation and the altitude (Mora 2006). In fact, the western side of the mountain presents a larger number of days with rainfall, but a slightly lower total amount than the eastern part, which in turn shows a smaller number of days with rain. A general raise in the precipitation with the altitude is evident. However, on a local scale, the distribution of the precipitation is hard to interpret due to its relation to the behaviour of the air mass fluxes and to complex air divergence and convergence mechanisms controlled by the mountain morphology. Mean annual air temperatures are below 7°C in most of the plateau area and, in the Torre vicinity, they may be as low as 4°C.

The available data concerning snow precipitation are scarce and of poor quality. Nevertheless, the hydrologic importance of snow provides good reasons for intensifying the research concerning the snowfall and snow cover patterns. So far, the spatial and temporal irregularity of snow related phenomena has been referred in earlier studies (e.g., Mora and Vieira 2004).

As a consequence of the complex spatial distribution of precipitation in Serra da Estrela, several attempts of multiple regression modelling resulted in insignificant results (Espinha Marques et al. 2006b; Mora 2006). Significant results were achieved by modelling the relation between precipitation and altitude by means of linear regression, using data from the meteorological stations of Gouveia, Seia, Vale de Rossim, Valhelhas, Covilhã, Celorico da Beira, Fornos de Algodres, Penhas Douradas, Lagoa Comprida, Penhas da Saúde and Fundão (time series since 1953 until 1983). Monthly models were calculated, since the precipitation altitude gradient varies throughout the year (see Table 1).

The spatial distribution of monthly mean air temperature is greatly dependant on altitude. Besides, local factors that control minimum and maximum daily temperatures, such as geomorphology, do not present a significant influence over monthly and yearly mean air temperatures. Therefore, the linear regression method was used to model the relation between monthly mean air temperature and altitude (data from meteorological stations of Penhas Douradas, Penhas da Saúde, Lagoa Comprida, Nelas and Fundão; time series since 1953 until 1983). The results are highly significant, with R^2 values always above 0.9 (see table 2).

In order to provide the foundation for the conceptual model to use in the VISUAL BALAN modelling, hydrogeomorphologic units were defined (Espinha Marques et al. 2006b; Espinha Marques 2007). This procedure resulted from the need to identify homogeneous areas regarding the main factors that control infiltration and aquifer recharge and discharge (e.g., Castany 1972; Custodio and Llamas 1996; Fitts 2002): relief, geology and climate. In fact, the ZBUM region is characterized by a strong variability of these factors, resulting in a high hydrological complexity that cannot be comprehended merely through hydrogeological units.

The hydrogeomorphological units definition took place in three steps: (i) first, the ZBUM region was divided according to the main landforms (plateaux, slopes, valley bottoms and cols); (ii) subsequently, the limits earlier defined were refined using the geological unit boundaries (granitic rocks and fluvio-glacial deposits); (iii) afterwards, some units were divide in "upper" and "lower" or, in the case of the Zêzere valley slopes, in "eastern" and "western", in order to reflect the climatic effect of altitude and slope orientation, respectively.

Finally, Espinha Marques et al. (2006b) proposed nine hydrogeomorphologic units, (see Fig. 2): i) Eastern plateau; ii) Zêzere valley eastern slopes; iii) Lower Zêzere valley floor; iv) Nave de Santo António col; v) Upper Zêzere valley floor; vi) Zêzere valley western slopes; vii) Cântaros slopes; viii) Lower western plateau; ix) Upper western plateau. Table 3 presents the main features of each hydrogeomorphological unit, according to Agroconsultores and Geometral (2004); Espinha Marques et al. (2006b); Espinha Marques (2007). Fig. 3 illustrates some hydrological features of the ZBUM region.

HYDROLOGICAL MODEL

VISUAL BALAN is a lumped hydrological code, specially developed to estimate water resources (Samper et al. 1999). VISUAL BALAN solves the water balance equations in the soil (in a pedological sense), in the unsaturated zone (which, in this code, excludes the pedological soil) and in the aquifer, estimating the balance components in a sequential manner (Fig. 4).

VISUAL BALAN is based on the water balance in the soil between two moments of time, t_0 and t_1 ($\Delta t = t_1 - t_0$), with the following expression:

$$P + D - In - Sr - AET - Pr = \Delta\theta \quad (1)$$

or, considering $I = P + D - In - Sr$:

$$I - (AET + Pr) = \Delta\theta \quad (2)$$

P stands for the precipitation, D for irrigation water, In for interception, Sr for surface runoff, AET for actual evapotranspiration, Pr for potential recharge (that matches the aquifer recharge if interflow does not take place), $\Delta\theta$ for the variation in soil water content and I for infiltration. The balance components are expressed in terms of the volume of water accumulated during the time interval Δt .

VISUAL BALAN requires few parameters and is presented in a friendly interface for data input and results output. The model calibration may be achieved by comparing measured vs. calculated piezometric levels or stream flow values.

VISUAL BALAN and its previous version (BALAN) have been applied by hydrologists and hydrogeologists from Spain, Portugal and Latin America in different fields of Hydrology, with special emphasis on the estimation of water resources (e.g., Soriano and Samper 2000; Samper and Garcia Vera 1997, 2004; Heredia and Murilo 2002; Espinha Marques et al. 2006b; Samper et al. 2005, 2007), in the management of low level radioactive wastes (Samper and Carrera 1995) and in the management of toxic wastes (Aliaga et al. 2004).

According to the conceptual scheme adopted by VISUAL BALAN (Fig. 4), the water from precipitation, snowmelt and irrigation is distributed by interception, surface runoff and infiltration. That is, precipitation (after accounting for interception), irrigation and snowmelt are the main inputs in the soil. Interception may be calculated through the Horton or Singh methods. For estimating the snowmelt contribution to surface runoff, VISUAL BALAN makes use of the SWMM code method (Huber and Dickinson 1992). By its turn, infiltration may be calculated through the method of Horton or the method of the Curve Number of the Soil Conservation Service (USDA 1986). Surface runoff is calculated as the difference between the water supplied to the soil (naturally or by irrigation) and infiltration.

Part of the infiltrated water leaves the soil due to AET; another part is added to the soil water storage and the rest is the potential recharge that flows into the unsaturated zone. The values of potential evapotranspiration (PET) may be introduced by the user or may be calculated according to one of the following methods: Thornthwaite, Blanney-Criddle, Makkink, Penman, Turc and Hargreaves. AET is calculated from PET using the original method of Penman-Grindley or variants with slight modifications.

A key feature of GIS-BALAN is the consideration of fast preferential flow through the soil. Soil drainage (or potential recharge in our notation) may have two components: (i) preferential flow or direct recharge, which may occur through fissures, cracks or macro-pores and is equal to a fraction of the total water supplied to the soil; and (ii) darcian drainage which obeys Darcy's law, is slower than preferential flow and depends on soil field capacity and hydraulic conductivity.

The conceptual model adopted in VISUAL BALAN considers that, within the unsaturated zone, the water may flow horizontally (by means of the interflow process) or percolate vertically, originating the aquifer recharge. To calculate the percolation, it is adopted a Darcy's Law formulation that considers the presence of perched aquifers. In the unsaturated zone balance there is one input (potential recharge) and two outputs (interflow and aquifer recharge). The equation is solved by either explicit or implicit numerical schemes.

Thus, groundwater recharge is the main input to the aquifer. For the calculation of the water balance in the aquifer, VISUAL BALAN provides the option to select a single cell model or a set of interconnected cells. Fluxes across cells are computed using an explicit finite difference approximation of the transient 1-D groundwater flow equation. Groundwater discharge is the natural aquifer output to springs, rivers or any other surface water bodies. With the single cell model, changes in water stored in the aquifer (ΔV_a) per unit surface area are related to changes in piezometric levels (Δh) through the expression $\Delta V_a = S \Delta h$, where S is the aquifer storage coefficient.

Water contents of the three components are expressed as volume per unit surface (usually in mm). The program works with hydrological years and allows for leap-years. The total outflow from a basin is computed as the sum of surface runoff, interflow and groundwater discharge. The code has the capability of automatically estimating model parameters by minimizing a least squares objective function using Powell's multidimensional method (Samper et al. 1999).

VISUAL BALAN has interactive interfaces which facilitate data input and post-processing of model results. These interfaces include: (i) menus with supporting information, (ii) tables with recommended values of hydrologic parameters and (iii) plots and graphs of relevant hydrological variables such as infiltration rate as a function of soil water content.

As stated earlier, VISUAL BALAN is based on a lumped model that usually faces some limitations while studying complex basins, such as ZBUM. To overcome this situation, nine sub-basins were defined in order to improve the model.

APPLICATION

The modelling phases

The hydrological modelling of the river Zêzere drainage basin upstream of Manteigas started with the elaboration of a preliminary conceptual model supported by the earlier field observations, aerial photography analysis, bibliography and meteorological data. During this phase, fieldwork campaigns, along with aerial photography analysis, were carried out comprising lithology,

tectonics, geomorphology, hydrogeochemistry, the unsaturated zone (emphasizing the soil features) and landcover. In this earlier stage, the researchers used the mean daily air temperature and the daily precipitation data (hydrological years between 1986-87 and 1994-95) from the meteorological station of Penhas Douradas (Fig. 2). This station was selected because its altitude (1380 m) is closer to the mean ZBUM altitude (1505 m) than the alternative station of Manteigas (815 m).

The first conceptual model assumed the basin as a whole and described its characteristics (lithology, soil type, landcover, etc.) in broad terms. The temperature and precipitation data from Penhas Douradas station was extrapolated to the entire basin without any adjustment.

Yet, this model was unrealistic due to the reduced precipitation that occurred in Penhas Douradas during the studied period as well as to the high spatial variability of the basin features. In one hand, the mean yearly precipitation value was just 1406 mm — clearly below the normal 1951-1980 value (1799 mm, INMG 1991) — while the mean yearly measured river Zêzere flow reached 1601 mm. On the other hand, the mean yearly precipitation value in the Manteigas station reached 1570 mm, which is closer to the normal value for the 1951-1980 period (1668 mm).

In order to attain a conceptual model that would better reproduce the hydrological complexity of the ZBUM area, sub-basins based on the hydrogeomorphologic units earlier described were considered. The model also adopted the meteorological information from the station of Manteigas, which was extrapolated for each sub-basin according to the respective mean altitude (see Table 3) as well as the vertical temperature and precipitation gradients (see Tables 1 and 2).

This way, to each sub-basin a virtual meteorological station was ascribed, with extrapolated values of daily precipitation and mean daily air temperature. The mean yearly precipitation value calculated through this method for the entire basin (2336 mm) is similar to the value proposed in previous studies (e.g., Daveau et al. 1977, 1997). A major modelling improvement has been achieved through the consideration of nine sub-basins (Espinha Marques 2007). Most of

the improvement is due to consider the spatial variability of meteorological conditions, in a zone characterized for strong topographic, temperature and precipitation gradients (Espinha Marques et al. 2006b).

The VISUAL BALAN model was then applied in four steps: (i) description of each sub-basin concerning geographical location and soil, unsaturated zone and aquifer properties; (ii) preliminary calculation of the daily water balance; (iii) model manual calibration by comparing measured to calculated river Zêzere flow values; (iv) sensitivity analysis and results adjustment.

Preliminary water balance calculation and model manual calibration

The water balance calculation was carried out by trial and error, and the calibration was manually achieved through successive approximations resulting from the model parameter manipulation (Table 4).

For that purpose, the parameters for each sub-basin were introduced: hydrometeorology, soil, geographic information, potential recharge, actual and potential evapotranspiration, interception, surface runoff and additional parameters for the unsaturated zone and aquifer characterization.

The manual calibration procedure was guided by the similarity of the calculated to the measured river flow values and, in addition, by the coherence between the water balance results and the equivalent values available in earlier studies carried out in this region (e.g., Carvalho et al. 2000; Mendes and Bettencourt 1980), especially the ones concerning hydrogeology (aquifer recharge) and climate (actual and potential evapotranspiration). The fit between measured and computed flows achieved in this calibration is very good (see Fig. 5).

During the manual calibration, the model has shown to be especially sensitive to the soil and the unsaturated zone parameters, in particular: (i) the difference between the field capacity and the permanent wilting point; (ii) the soil thickness and the hydraulic conductivity; (iii) the method for calculating the infiltration (the Horton method produced better results than the Curve Number method); (iv) the interflow discharge coefficient.

The modelling results obtained with the initial calibration are presented in Table 5.

Sensitivity analysis and uncertainties

The objective of the sensitivity analysis has been to evaluate the degree of confidence that one could have on the parameter values obtained through the manual calibration and, at the same time, to improve the calibration itself. To achieve this goal, two related activities have been developed. First, a flow-dependent objective function has been defined and its minimization has led to a new calibration. Second, a sensitivity analysis of the aquifer recharge rate to the most important water budget parameters has been done. This analysis is important because one of the main purposes of the water balance modelling is to be a tool for evaluating the aquifer recharge. Parameter values obtained in this new calibration are shown on Table 4. As can be seen, some of them (soil, unsaturated zone and aquifer parameters) have the same value in all sub-basins.

The objective function O_1 has been defined with the following expression:

$$O_1 = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \frac{(F_c^i - F_m^i)^2}{(F_m^i)^2} \quad (3)$$

where: M is the total number of months of the balance period; F_c^i is the computed streamflow at month i ; F_m^i is measured streamflow at month i .

The procedure to minimize the function consisted in changing one parameter at a time, in an interval of $\pm 20\%$ of its value (in the case of soil vertical permeability the change was of one order of magnitude). The value for which the objective function was smaller was the base for the next iteration, which started after finding all of the other parameters that also made the objective smaller. A set of parameter values for which the objective function is minimum has been found after five iterations. The initial value of the objective function was 0.495, while its final value has been reduced to 0.387.

The variation of the objective function, for a $\pm 20\%$ parameter variation, is shown from Figures 6 to 9. Base values were obtained in the minimization process of the objective function O_1 .

The most evident conclusion from Figures 6 to 9 is that soil thickness (or available water capacity) is the parameter for which the objective function is

more sensitive. On the other hand, the function is not sensitive at all to the soil vertical permeability K_v , even when it changes one order of magnitude. This can be explained by the fact that vertical permeability only has influence over darcian potential recharge DPR, which in VISUAL BALAN is calculated with the following expressions:

$$DPR = \begin{cases} 0 & \text{if } WC < FC \\ WC - FC & \text{if } FC \leq WC \leq FC + K_v \\ K_v & \text{if } WC > FC + K_v \end{cases} \quad (4)$$

where: WC is the soil water content; FC is the soil field capacity.

Tested permeability values range from 6.9×10^{-6} m/s and 6.9×10^{-4} m/s. A base value of 6.9×10^{-5} m/s is a realistic one according to existing field tests (Espinha Marques 2007; Espinha Marques et al. 2007). Even for the smallest value, 6.9×10^{-6} m/s (or 596 mm/d), vertical permeability does not limit potential recharge for in no case during the balance period is there such a water input. Hence, for the tested permeability range, equation: $DPR = WC - FC$, is valid.

In order to verify the goodness of the fit, another objective function, O_2 , was tested:

$$O_2 = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left[\log \left(\frac{F_c^i}{F_m^i} \right) \right]^2 \quad (5)$$

where: M is the total number of months of the water balance; F_c^i is computed streamflow at month i ; F_m^i is measured streamflow at month i .

The value of function O_2 decreased from 10.07 in the first calibration to 8.88 in the second one, showing the same behavior of function O_1 .

The most important changes in the water balance results (see Table 5) are in the surface runoff (-14.9% of the total streamflow F_{TOT}), in the potential recharge (+14.4% of F_{TOT}), in the interflow (+204% of F_{TOT}) and in the aquifer recharge rate (-6% of F_{TOT}). One cause of these changes lies on the surface runoff decrease, which increases the potential recharge (input flow to the unsaturated zone). This makes the output flow from the unsaturated zone to the atmosphere

(interflow) larger. Another cause is the decrease of the percolation recession coefficient up to 37% of its initial value, which causes the interflow to increase and the aquifer recharge rate to decrease. From Table 5 one can also deduce that there is an uncertainty on the components that changed the most. In particular, aquifer recharge has a considerable uncertainty and can range from 250 mm/y to 350 mm/y.

On Figure 5, monthly measured and computed (before and after recalibration) streamflows are shown. There are almost no visible differences between both runs. However, some differences appear in a few days of the balance period for daily streamflows. For the higher rates, initial calibration led to a better fit of the hydrogram peaks (those due to surface runoff); however, that set of parameters leads also to a greater objective function O_1 (computed with monthly streamflows). Taking into account that daily streamflow measures are instantaneous, their representativity as average daily rates (the ones that VISUAL BALAN computes) is limited. Hence, to prioritize the improvement of the monthly fit at the expense of the daily one seems reasonable.

For the purpose of quantifying the sensitivity of the aquifer recharge rate to the most important parameters, an analysis has been done having parameter values range from -20% to +20% of their base value. Sensitivity was normalized using the following equation:

$$S = \left(\frac{R - R_{base}}{R_{base}} \right) / \left(\frac{P - P_{base}}{P_{base}} \right) \quad (6)$$

where: R and R_{base} are the recharge rate and base recharge rate, respectively; P and P_{base} are the parameter value and base value, respectively.

Normalized sensitivity permits comparing at one scale sensitivity to parameters that range in different scales. Different recharge rates and normalized sensitivities are shown on Table 6. These were computed with a $\pm 20\%$ range of parameter variation, except for the soil saturated vertical permeability, for which the variation has been of ± 1 orders of magnitude. As in the case of the objective function, the sensitivity of the recharge rate to vertical permeability is null.

As can be seen on Table 6, the largest change of the recharge rate is found when interflow and percolation recession coefficients change. It can also be seen that the sensitivity of the recharge rate to those two parameters is greater than to others.

Results discussion

The results obtained from VISUAL BALAN modelling (see table 5) fit the range of values that should be expected to a mountain having the hydrogeological framework earlier described. Most of these values agree with the ones obtained in previous studies regarding other aquifer systems located in the Central-Iberian Zone of the Iberian Massif.

The PET value (605 mm/y) is close to the one calculated by Mendes and Bettencourt (1980) for the meteorological station of Penhas da Saúde (558 mm/y), situated near the SE limit of ZBUM (1510 m a.s.l.). Yet, the AET estimate differs significantly: 325 mm/y, according to the VISUAL BALAN estimate, versus 479 mm/y, according to Mendes and Bettencourt (1980). The main reason for such difference is the fact that these authors have chosen an unrealistic value of available water content in the soil (100 mm). In fact, the soil features observed in the ZBUM area suggest that this parameter has a strong spatial variability. Hence, only in the sub-basins 3 and 4 a 100 mm value was adopted (see table 4); in all the other sub-basins the estimates for the available water content vary from 30 mm to 50 mm.

Interflow is the most important fraction of precipitation: 41% before minimization of the objective function and 55% afterwards. High interflow values are common in mountain areas (e.g., Gurtz et al. 2003; Wu and Xu 2005), such as ZBUM, in part due to its steep relief that shortens the water path in the unsaturated zone. Besides, most of the ZBUM area is characterized by the presence of highly permeable soil overlying fractured and much less permeable granitic bedrock. Such conditions also contribute to significant interflow (Fetter 2001). Another ZBUM feature that is favourable to interflow is the wide presence of a layer of weathered granitic rock showing intense subhorizontal discontinuities and/or low-angle fissure network zones (fig. 10). Extensive

subhorizontal discontinuities are an important fracture set in rock units exposed close to the topographic surface. These fractures tend to be more abundant and opened within the first 5 meters from the top of the layer, therefore increasing the horizontal permeability in this part of the vadose zone. The typical weathering profile, from top to bottom, includes: i) soil cover with high organic matter content; ii) a sandy-clayey material derived from prolonged in situ decomposition of bedrock (which is absent above 1600 m a.s.l. due to the Late Pleistocene glacial erosion, e.g., Daveau 1971; Vieira 2004); iii) a small-scale fissuring layer, generally characterized by dense subhorizontal fissures in the first few metres and a depth-decreasing density of subhorizontal and sub-vertical discontinuities; iv) a unweathered basement, permeable locally only where tectonic fractures are present. Its hydraulic properties are highly variable. Understanding the hydrologic characteristics of subhorizontal discontinuity systems is critical in vadose studies in crystalline-rock settings (e.g., Hsieh 1998; Shapiro 2001).

As stated in the previous section, the aquifer recharge rate (expressed as percent of mean annual precipitation) has a considerable uncertainty: from 14.9% (before recalibration) to 10.8% (after recalibration). In the last decades, a significant amount of studies, using a wide variety of techniques, have been carried out in hard rock aquifer systems situated in Northern and Central Portugal, presenting recharge rates ranging from 2% (e.g. Henriques 1985) to over 30% (e.g. Lima and Silva 2000; Oliveira 2006). Among these studies, Carvalho et al. (2000) present recharge rates from 6% to 18%, estimated by means of the water balance method, corresponding to hard rock mountain basins, including a 10% rate in the Corgas Largas aquifer system (Carvalho 2001, 2006), situated in the western part of the Serra da Estrela massif, near Gouveia town. Such values are consistent with the ones obtained in the present study.

Conclusions

The availability of groundwater resources in the River Zêzere Drainage Basin Upstream of Manteigas — situated in the Serra da Estrela (Central Portugal) — is mainly controlled by the geologic, geomorphologic and climatic features of this mountain region.

Under this framework, the VISUAL BALAN v2.0 code was applied with the purpose of solving the daily water balance equations in the soil, in the unsaturated zone and in the aquifer. This code is based on a lumped and deterministic mathematical model.

Mathematical modelling makes use of a conceptual hydrogeological model which reflects the strong spatial variability of the ZBUM features that have greater influence over infiltration and aquifer recharge: geology, geomorphology, climate, soil and land cover. According to this conceptual model, the ZBUM area was divided into nine sub-basins, delimited in accordance with hydrogeomorphologic units previously defined. The meteorological information from the Manteigas station, was extrapolated for each sub-basin according to the respective mean altitude as well as the vertical temperature and precipitation gradients.

Afterwards, the VISUAL BALAN model was applied in four steps: (i) description of each sub-basin concerning geographical location and soil, unsaturated zone and aquifer properties; (ii) preliminary calculation of the daily water balance; (iii) model manual calibration by comparing measured to calculated river Zêzere flow values; (iv) sensitivity analysis and results adjustment.

In step (iv), the minimization of the objective function has led to a model recalibration. The most important changes in the water balance results are in the surface runoff (-14.9% of the total streamflow F_{TOT}), the potential recharge (+14.4% of F_{TOT}), the interflow (+20.4% of F_{TOT}) and in the aquifer recharge rate (-6% of F_{TOT}). One cause of these changes lies on the surface runoff decrease, which increases the potential recharge (input flow to the unsaturated zone). This makes the output flow from the unsaturated zone to the atmosphere (interflow) larger. Another cause is the decrease of the percolation recession coefficient up

to 37% of its initial value, which causes the interflow to increase and the aquifer recharge rate to decrease.

Comparing measured and computed streamflows before and after recalibration, one can see that for monthly values there are almost no differences. However, some differences appear at a few days of the balance period for daily streamflows. For high rates, initial calibration leads to a better fit of the hydrogram peaks (due to the surface runoff); however, this leads also to a greater objective function O_1 (computed with monthly streamflows). Taking into account that daily streamflow measures are instantaneous, their representativity as average daily rates (the ones that VISUAL BALAN computes) is limited. Hence, to prioritize the improvement of the monthly fit at the expense of the daily one seems reasonable.

The analysis of the objective function shows that its sensitivity to soil thickness is larger than to any other parameter. On the other hand, the function is not sensitive at all to soil vertical hydraulic conductivity K_v , even when it changes an order of magnitude. The function is approximately 20 times less sensitive to the interflow and the aquifer recession coefficients than to soil thickness, and it is 200 times less sensitive to the rest of parameters (CKRD, FRD, infiltration capacity and α_p).

Thus, uncertainty is smaller for soil thickness. On the other hand, the less reliable parameter value is the soil vertical hydraulic conductivity (but the adopted value agrees with existing tests).

Regarding the sensitivity of the aquifer recharge rate, the largest change on the recharge rate is found when coefficients that characterize the unsaturated zone (interflow and percolation recession coefficients) vary. Infiltration capacity is in third place: sensitivity is 8 times smaller than to recession coefficients of the unsaturated zone.

As a result of recalibration, soil infiltration capacity and the percolation recession coefficient showed the largest change of all parameter values. This has led to a decrease in the surface runoff (-78%) and in the aquifer recharge rate (-28%). According to the presented analysis of the objective function, uncertainties of both calibrated parameter values are comparable, and they are greater than

those of other parameters. The sensitivity of the aquifer recharge rate, however, is much greater to the percolation recession coefficient than to infiltration capacity (8 times).

In general terms, the modelling results are consistent with the ones obtained in previous studies concerning other hard rock aquifer systems located in the Central-Iberian Zone of the Iberian Massif.

The most important fraction of precipitation is interflow (41% before recalibration and 55% afterwards). This high value is typical of unsaturated zone flow in mountains mainly due to its steep relief. Other ZBUM features that also contribute to explain this result are the wide presence of highly permeable soil overlying fractured and much less permeable granitic bedrock and, additionally, the occurrence of an altered layer of granite with intense subhorizontal (and/or low-angle fissure network) fracturing zones.

From this study we conclude that recharge rate has a considerable uncertainty, and its value ranges from 250 mm/y (10.8% of mean annual precipitation, calculated after recalibration) to 350 mm/y (14.9% of mean annual precipitation, calculated before recalibration). Taking into account the importance of the recharge rate evaluation in the study area, it is recommendable to deepen the study of the mechanisms that determine percolation, in first place, and surface runoff, in second place.

Acknowledgments

This study was performed within the scope of the HIMOCATCH R&D Project granted by the Portuguese Foundation for Science and Technology (FCT) and FEDER EU funds, contract POCTI/CTA/44235/02.

References

Agroconsultores, Geometral (2004) *Elaboração da Carta de Solos e de Aptidão das Terras da Zona Interior Centro* [in portuguese] (Making of the Soil Map and Land Suitability of Zona Interior Centro). Instituto de Desenvolvimento Rural e Hidráulica, Lisbon

- Aliaga R, Sahuquillo A, Custodio E (2004) Estimación de parámetros hidrogeológicos en una formación de baja permeabilidad [in spanish] (Estimation of hydrogeologic parameters in a low permeability formation). IV Asamblea Hispano-Portuguesa de Geofísica y Geodesia, Figueira da Foz, 735-736
- Aureli A (2002) What's ahead in UNESCO's International Hydrological Programme (IHP VI 2002-2007). *Hydrogeology Journal* 10: 349-350
- Beven K J (2001) *Rainfall-runoff modelling*. John Wiley & Sons, Chichester
- Boulding J R (1993) Subsurface characterization and monitoring techniques. In: *The vadose zone, field screening and analytical methods*. EPA/625/R-93/003
- Carvalho J M (2001) Estudo hidrogeológico da concessão hidromineral HM-25 Corgas Largas [in portuguese] (Hydrogeologic study of the hydromineral grant HM-25 Corgas Largas). Report by TARH – Terra, Ambiente & Recursos Hídricos, Lda, Lisbon
- Carvalho J M (2006) Prospecção e pesquisa de recursos hídricos subterrâneos no Maciço Antigo Português: linhas metodológicas [in portuguese] (Exploration of groundwater resources in the Portuguese Hesperian Massif: methodologies). PhD thesis, University of Aveiro
- Carvalho J M, Plasencia N, Chaminé H I, Rodrigues B C, Dias A G, Silva M A (2000) Recursos hídricos subterrâneos em formações cristalinas do Norte de Portugal [in portuguese] (Groundwater resources in hard-rock formations in Northern Portugal). In: Samper J, Leitão T, Fernández L and Ribeiro L (eds). *Jornadas Hispano-Lusas sobre 'Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica'*. Textos de las Jornadas, Mesa Redonda y Comunicaciones, A Coruña. AIH-GE & APRH. ITGE, Madrid
- Carvalho J M, Chaminé H I, Afonso M J, Espinha Marques J, Medeiros A, Garcia S, Gomes A, Teixeira J, Fonseca P E (2005) Productivity and water costs in fissured-aquifers from the Iberian crystalline basement (Portugal): hydrogeological constraints. In: López-Geta J A; Pulido Bosch A and Baquero Úbeda J C (eds) *Water, mining and environment Book Homage to Professor Rafael Fernández Rubio*. IGME, Madrid
- Castany G (1972) *Prospección y explotación de las aguas subterráneas* [in spanish] (Groundwater exploration and exploitation). Omega, Barcelona
- Chalise S R (1997) High mountain hydrology in changing climates: perspectives from the Hindu Kush-Himalayas. *Developments in hydrology of mountain areas*. In: Molnár L, Miklánek P, Mészáros I (eds) *Proceedings FRIEND AMHY Annual Report No.4, IHP-IV, UNESCO, Paris*
- Custodio E, Llamas M R (1996) *Hidrología subterránea* [in spanish] (Groundwater hydrology). Omega, Barcelona

- Daveau S (1971). La glaciation de la Serra da Estrela [in french] (The Serra da Estrela glaciation). *Finisterra* 6(11): 5-40
- Daveau S, Coelho C, Costa V G, Carvalho L (1977) Répartition et rythme des précipitations au Portugal [in french] (Distribution and rythm of precipitation in Portugal). CEG , Lisbon
- Daveau S, Ferreira A B, Ferreira N, Vieira G (1997) Novas observações sobre a glaciação da Serra da Estrela [in portuguese] (New observations on the Serra da Estrela glaciation). *Est Quat* 1:41-51
- Dingman S L (1994) *Physical hydrology*. Prentice Hall, New Jersey
- Huber W C, Dickinson R E (1992) *Storm Water Management Model, Version 4: User's Manual* EPA/600/3-88/001a. Env Res Lab, U.S. Environmental Protection Agency
- Espinha Marques J M (2007) *Contribuição para o Conhecimento da Hidrogeologia da Região do Parque Natural da Serra da Estrela, Sector de [in portuguese] (Contribution to the knowledge of the Hydrogeology of the Serra da Estrela Natural Park region, Manteigas – Nave de Santo António – Torre sector)*. PhD thesis, University of Porto
- Espinha Marques J, Duarte J M, Constantino A T, Martins A A, Aguiar C, Rocha F T, Inácio M, Marques J M, Chaminé H I, Teixeira J, Samper J, Borges F S, Carvalho J M (2007). Vadose zone characterisation of a hydrogeologic system in a mountain region: Serra da Estrela case study (Central Portugal). In: L. Chery, Gh. de Marsily (Eds), *Aquifer systems management: Darcy's legacy in a World of impending water shortage*, SP-10 Selected papers on Hydrogeology, IAH, Taylor & Francis Group
- Espinha Marques J, Marques J M, Chaminé H I, Carreira P M, Fonseca P E, Samper J, Vieira G T, Mora C, Teixeira J, Carvalho J M, Sodrê Borges F, Rocha F T (2006a) Hydrogeochemical model of low temperature geothermal system in a mountainous terrain, Serra da Estrela, Central Portugal. *Geothermal Resources Council (GRC) Transactions* 30:913-918
- Espinha Marques J, Samper J, Pisani B V, Alvares D, Vieira G T, Mora C, Martins Carvalho J, Chaminé H I, Marques J M, Sodrê Borges F (2006b) *Avaliação de recursos hídricos através de modelação hidrológica: aplicação do programa Visual Balan v2.0 a uma bacia hidrográfica na Serra da Estrela, Centro de Portugal [in portuguese] (Water resources assessment by means of hydrological modelling: application of the Visual Balan v2.0 to a catchment in Serra da Estrela, Central Portugal)*. *Cad Lab Xeol Laxe* 31: 86-106
- Fetter C W.(2001) *Applied Hydrogeology*. Prentice Hall, New Jersey
- Fitts C R (2002) *Groundwater science*. Academic Press, London

- Gurtz J, Zappa M, Jasper K, Verbunt M, Badoux A, Vitvar T, Lang H (2001) Modelling of runoff and its components and model validation in Swiss pre-Alpine and Alpine catchments. *Freib Schr Hyd*, 13: 206-220.
- Henriques A G (1985) Avaliação de recursos hídricos de Portugal Continental. Contribuição para o ordenamento do território [in portuguese] (Assessment of water resources in Portugal. Contribution to land management). Instituto de Estudos para o Planeamento, Lisbon
- Heredia J, Murillo J (2002) Balance hídrico y estimación de la recarga mediante modelación numérica en pequeñas cuencas del sector suroriental de la isla de Gran Canaria [in spanish] (Water balance and recharge estimation by means of numerical modelling in small catchments from the southeastern sector of Gran Canaria island). In: XI Congreso Internacional de Industria, Minería y Metalurgia, Zaragoza
- Hsieh P A (1998) Scale effects in fluid flow through fractured geologic media. In: Sposito G (ed) *Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology*. Cambridge University Press
- INMG, Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (1991) O clima de Portugal. Normais climatológicas da região de "Trás-os-Montes e Alto Douro e Beira Interior" correspondentes a 1951-1980 [in portuguese] (The climate of Portugal. Climate normals of the "Trás-os-Montes and Alto Douro and Beira Interior" region from 1951-1980). INMG, Lisbon.
- Langan L N, Lammers D A (1991) Definitive criteria for hydrologic soil groups. *Soil Surv Hor* 32(3):69-77
- Lima A S, Silva MO (2000) Estimativa da recarga em terrenos graníticos: uma discussão [in portuguese] (Recharge estimation in granitic terrains: a discussion). In: Samper J, Leitão T, Fernández L and Ribeiro L (eds). *Jornadas Hispano-Lusas sobre 'Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica'*. Textos de las Jornadas, Mesa Redonda y Comunicaciones, A Coruña. AIH-GE & APRH. ITGE, Madrid
- Marques J M, Espinha Marques J, Carreira P M, Graça R C, Aires-Barros L, Martins Carvalho J, Chaminé H I & Sodr e Borges F (2003) Geothermal fluids circulation at Caldas do Moledo area, Northern Portugal: geochemical and isotopic signatures. *Geofluids* 3:189-201
- Marques J, Santos M F, Graça R, Castro R, Aires-Barros L, Mendes Victor L (2001) A geochemical and geophysical approach to derive a conceptual circulation model of CO₂-rich mineral waters: A case study of Vilarelho da Raia, northern Portugal. *Hydrogeology Journal* 9(6): 584-596
- Mendes J C, Bettencourt M L (1980) Contribuição para o estudo do balanço climatológico de água no solo e classificação climática de Portugal Continental [in portuguese] (Contribution to the study of the soil water balance and the climatic classification of Portugal). INMG, Lisbon.

- Mora C, Vieira G T (2004) Balance radiactivo de los altiplanos de la Sierra de Estrela (Portugal) en una mañana de invierno. Metodología y primeros resultados. [in Spanish] (Radiation balance of the plateaus of Sierra de Estrela (Portugal) in a winter morning. Methodology and first results). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.) 99(1-4): 37-45
- Mora C (2006). Climas da Serra da Estrela: características regionais e particularidades locais dos planaltos e do alto vale do Zêzere. [in portuguese] (Climates of Serra da Estrela: regional features and local particularities of the plateaus and the Zêzere high valley). PhD thesis, University of Lisbon
- NAP, NATIONAL ACADEMY PRESS (2001) Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone. NAP, Washington, D.C.
- Oliveira M M (2006) Recarga de águas subterrâneas. Método de Avaliação [in portuguese] (Groundwater recharge. An assessment method). LNEC, Lisbon (PhD thesis, University of Lisbon)
- Oliveira J T, Pereira E, Ramalho M, Antunes M T, Monteiro J H, Coords (1992) Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000,5ª Ed [in portuguese], (Geological map of Portugal, scale 1/500 000, 5th Ed). Serv Geol Port, Lisbon
- Ofterdinger U S, Balderer W, Loew S, Renard P (2004) Environmental isotopes as indicators for ground water recharge to fractured granite. Ground Water 42(6): 868-879
- Ribeiro A, Kullberg M C, Kullberg J C, Manuppela G, Phipps S (1990) A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. Tectonophysics 184:357-366
- Samper J, Carrera J (1995) Numerical Modelling of Remedial Actions for an Uranium Mill tailings in Spain: from model construction to prediction uncertainty. In: Groundwater Quality: Remediation and Protection, IAHS 225:299-310
- Samper J, García Vera M A (1997) Estimación de la recarga producida por la lluvia y los excedentes de riego mediante balances diarios de agua en el suelo: experiencias en diferentes zonas climáticas [in spanish] (Estimation of recharge from rain and irrigation surplus by means of daily soil water balance: experiences in different climatic areas). In: Seminario sobre la evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica, Las Palmas de Gran Canaria., ITGE, Madrid
- Samper J, García Vera M A (2004) VISUAL-BALAN, un modelo interactivo de balance hidrológico: estado actual y desarrollos futuros [in spanish] (VISUAL-BALAN, an interactive model of water balance: present state and future developments). In: VIII Simposio de hidrogeología, Zaragoza
- Samper J, Huguet L, Ares J, García Vera M A (1999) Manual del usuario del programa VISUAL BALAN v.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación

- de la recarga [in spanish] (VISUAL BALAN v1.0 user manual: an interactive code for water balance and recharge estimation). Technical Publication ENRESA, Madrid
- Samper, J, García Vera M A, Pisani B, Varela A, Losada J A, Alvares D, Espinha Marques J E (2007) Using hydrological models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: GIS-VISUAL-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estrela). In: Lobo Ferreira J P, Vieira J M P (Eds) Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability. IAHS 310:259-266.
- Samper J, García Vera M A, Pisani B, Álvares D, Varela A, Losada J (2005) Aplicação do modelo hidrológico VISUAL BALAN v2.0 em duas bacias hidrográficas espanholas: estudos de caso e desenvolvimentos [in portuguese] (Application of the VISUAL BALAN v2.0 hydrological model to two spanish catchments: case-studies and developments). In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, João Pessoa, Brazil
- Shapiro A M (2001) Effective matrix diffusion in kilometer-scale transport in fractured crystalline rock. *Water Resources Research* 37(3):507-522
- Singhal B B S, Gupta R P (1999) Applied hydrogeology of fractured rocks. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
- Soriano G, Samper J (2000) Hidrogeología de una pequeña cuenca piloto en medios graníticos: Cuenca del Valiñas, A Coruña [in spanish] (Hydrogeology of a small granitic pilot basin: Valiñas basin, A Coruña). In: Samper J, Leitão T, Fernández L and Ribeiro L (eds). Jornadas Hispano-Lusas sobre 'Las Aguas Subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica'. Textos de las Jornadas, Mesa Redonda y Comunicaciones, A Coruña. AIH-GE & APRH. ITGE, Madrid
- USDA, United States Department of Agriculture (1986) Urban hydrology for small watersheds. Technical release 55, Washington DC
- USSCS, U. S. Soil Conservation Service (1964) Hydrology. In: SCS National Engineering Handbook, Section 4, Washington DC
- Vieira G T (2004) Geomorfologia dos planaltos e altos vales da Serra da Estrela: ambientes frios do Plistocénico Superior e dinâmica actual [in portuguese] (Geomorphology of the plateaus and high valleys of Serra da Estrela: cold environments from Late Pleistocene and present dynamics). PhD thesis, University of Lisbon
- Wu Y, Xu Y (2005) Snow impact on groundwater recharge in Table Mountain Group aquifer systems with a case study of the Kommissiekraal River catchment South Africa. *Water SA* 31(3):275-282

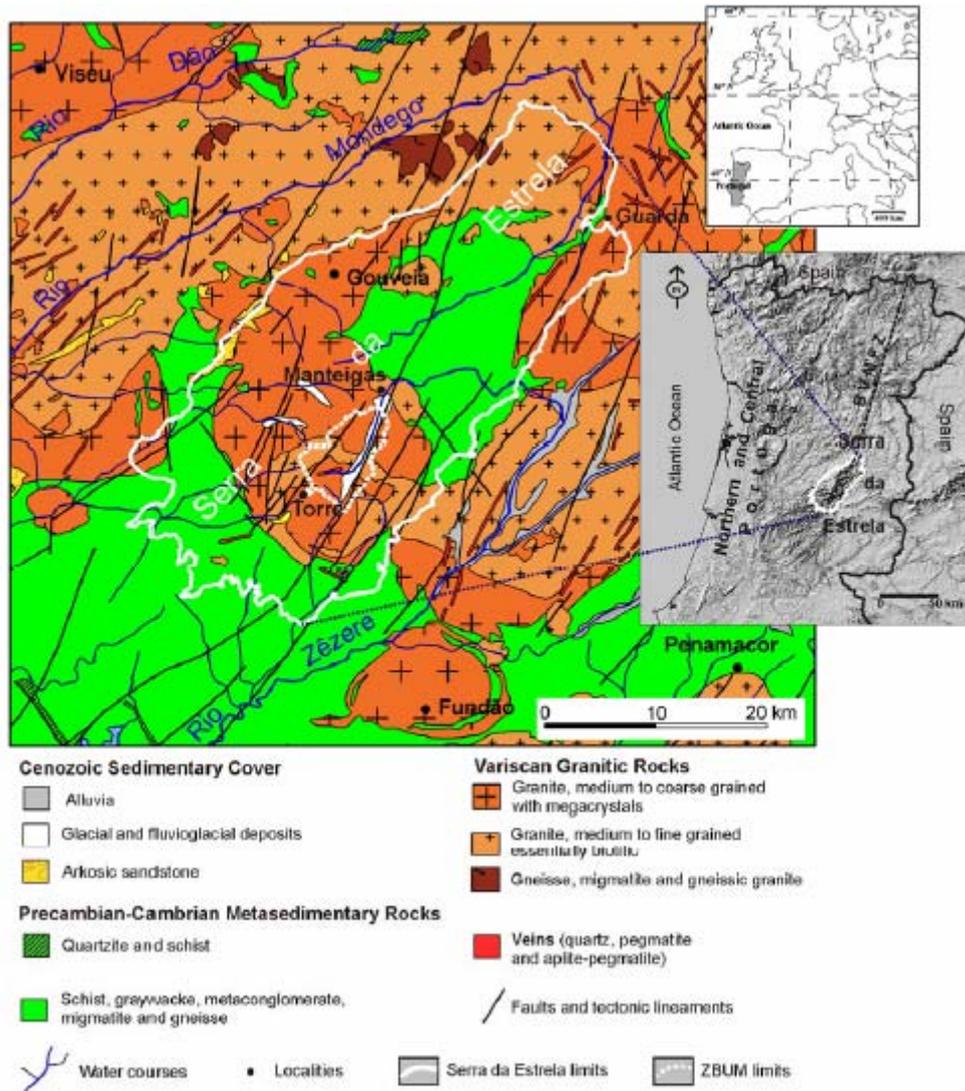


Figure 1. Geological map of Serra da Estrela region (adapted from Oliveira et al. 1992). ZBUM stands for River Zêzere Drainage Basin Upstream of Manteigas; BVMFZ stands for Bragança-Vilariça-Manteigas fault zone.

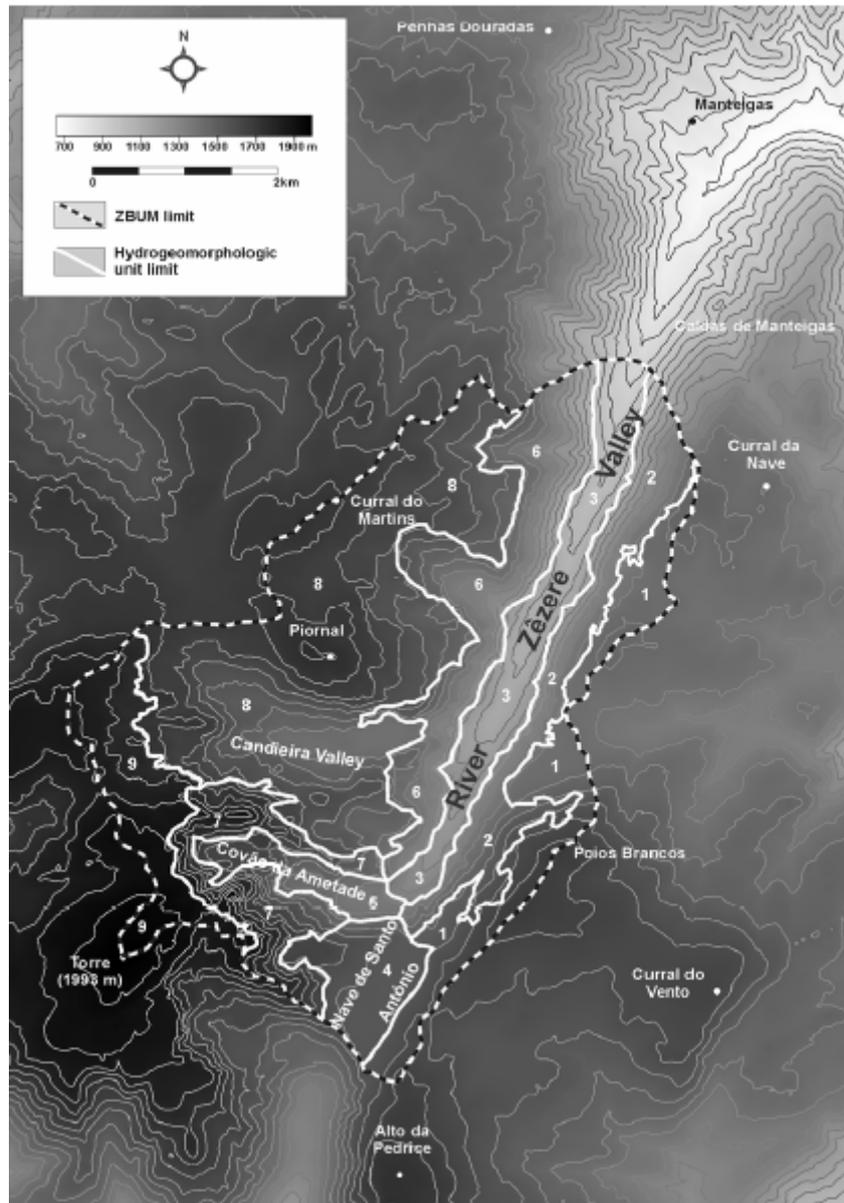


Figure 2. Hypsometric features of the river Zêzere drainage basin upstream Manteigas and hydrogeomorphologic units: Eastern plateau (1); Zêzere valley eastern slopes (2); Lower Zêzere valley floor (3); Nave de Santo António col (4); Upper Zêzere valley floor (5); Zêzere valley western slopes (6); Cântaros granitic slopes (7); Lower western plateau (8); Upper western plateau (9). Adapted from Espinha Marques et al. (2006b).



Figure 3. Some aspects of the river Zêzere drainage basin upstream Manteigas: (a) Nave de Santo António alluvia (in first plan), fluvioglacial deposits (intermediate plan) and Cântaros slopes (in the background); (b) Cântaro Magro; (c) *Nardus stricta* grassland, common juniper shrubland and granitic outcrops near Torre; (d) Zêzere glacial valley; (e) Zêzere valley bottom; (f) Leptosol; (g) snow covered slopes.

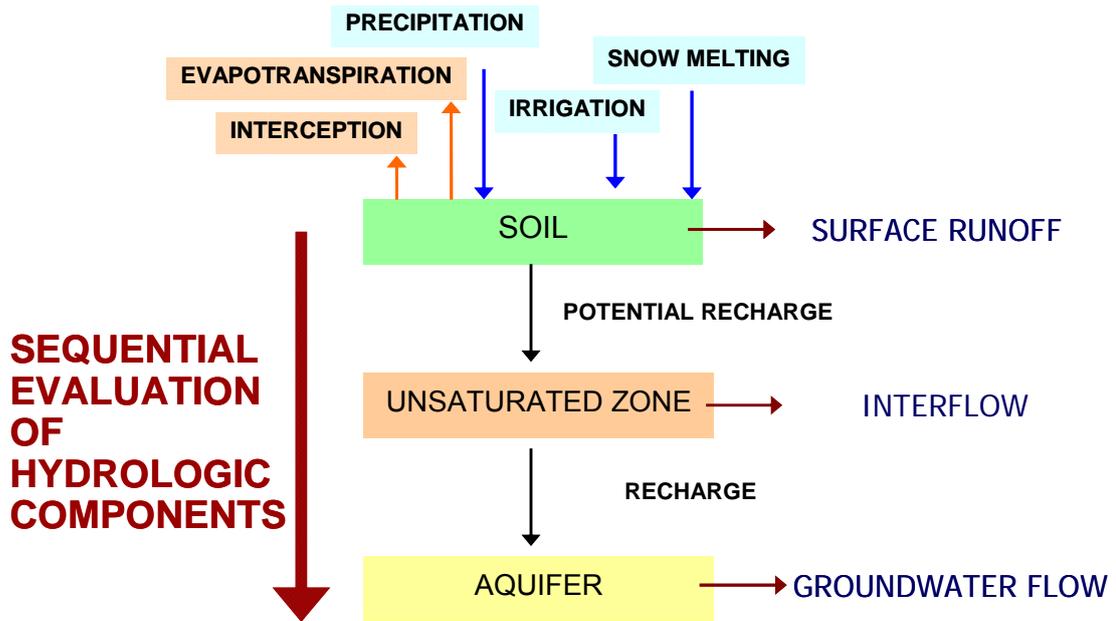


Figure 4. Hydrologic conceptual model adopted by VISUAL BALAN (adapted from Samper et al., 1999).

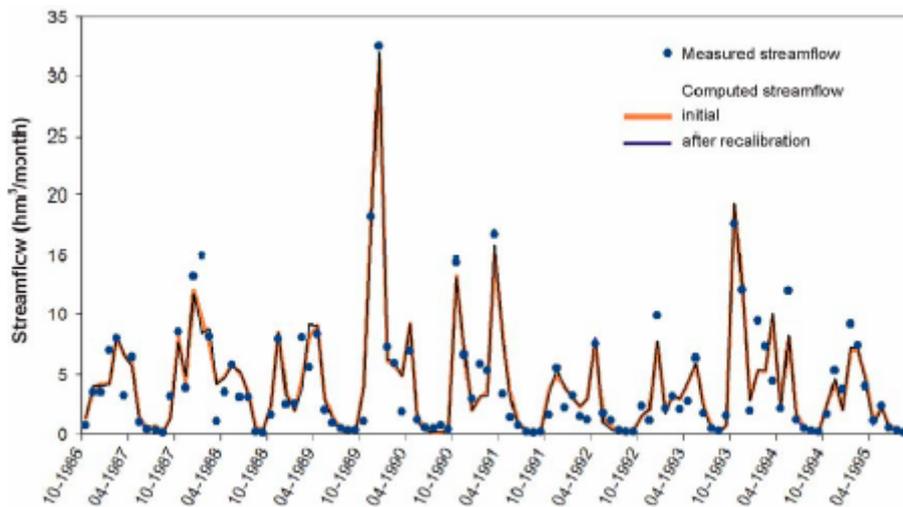


Figure 5. Measured and computed monthly streamflows of Zêzere River (initial and final calibrations).

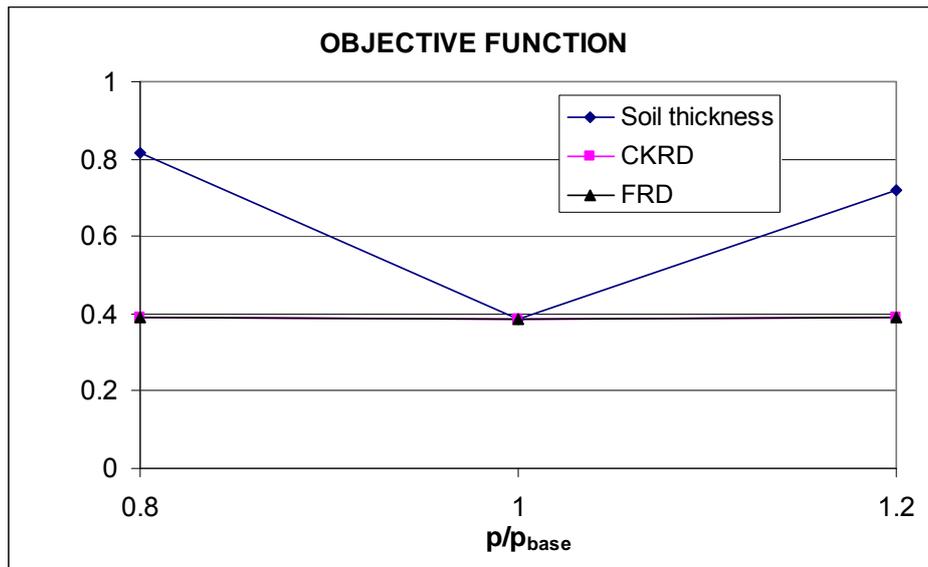


Figure 6. Variation of the objective function with soil thickness and parameters that control direct potential recharge (CKRD y FRD).

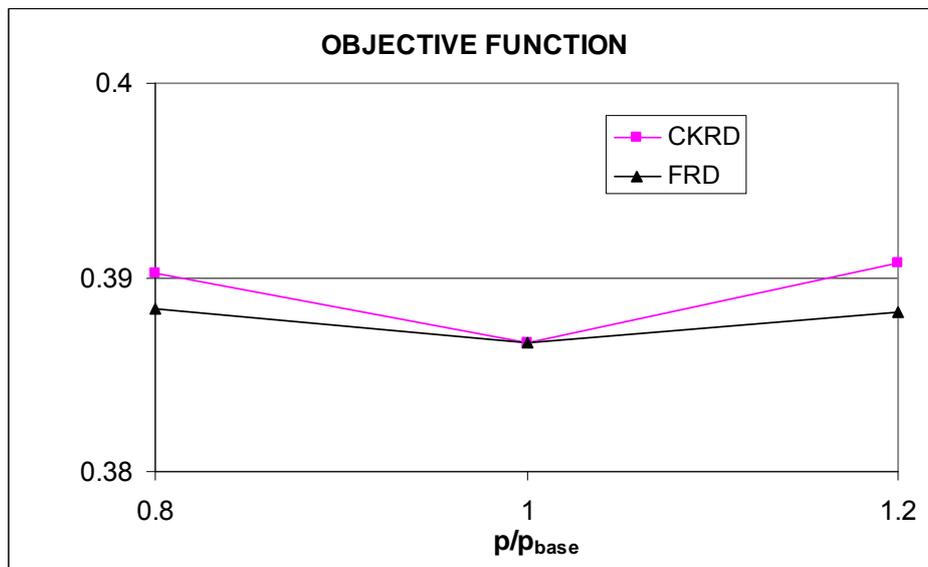


Figure 7. Variation of the objective function with parameters that control direct potential recharge (CKRD y FRD).

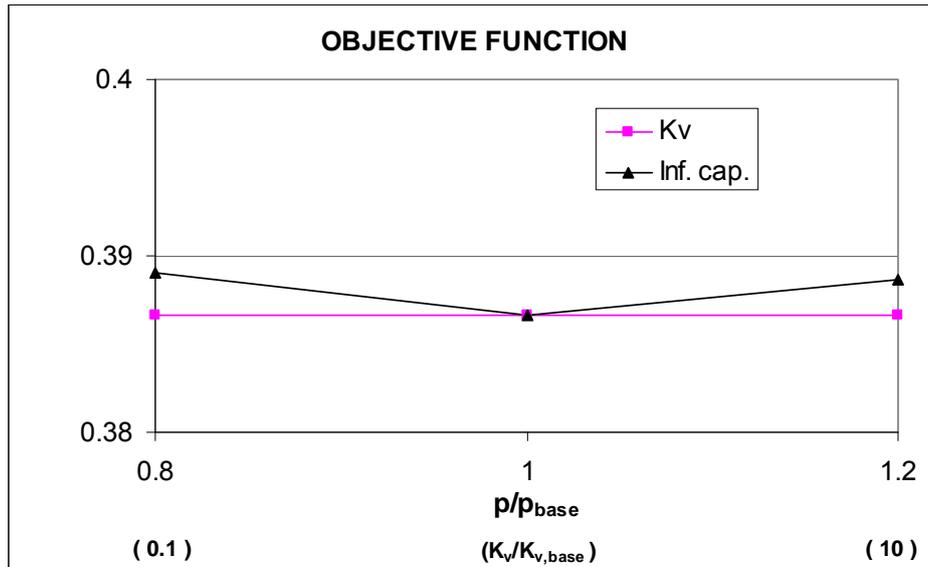


Figure 8. Variation of the objective function with vertical hydraulic conductivity K_v and soil infiltration capacity.

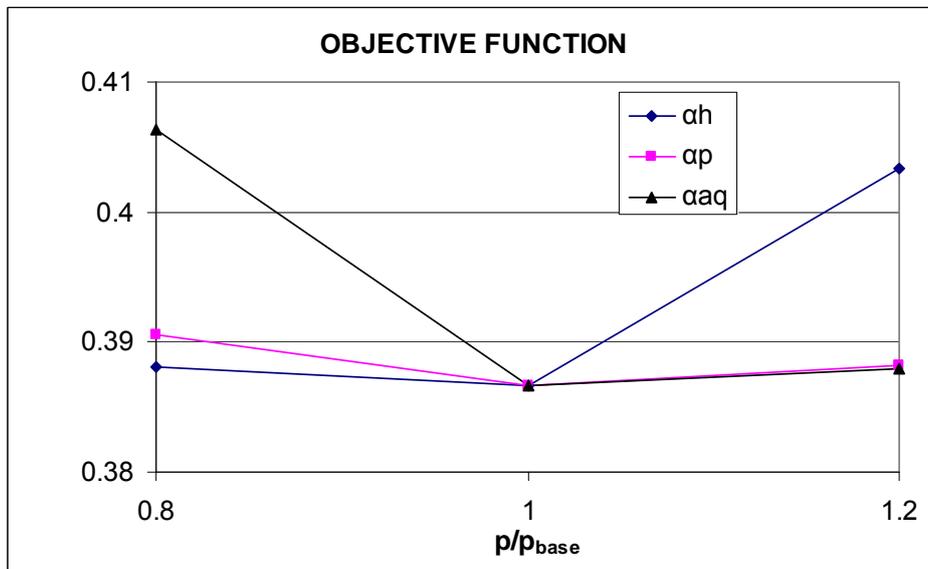


Figure 9 Variation of the objective function with interflow discharge and percolation recession coefficients (α_h and α_p , respectively; both characterizing the unsaturated zone) and the aquifer discharge coefficient α_{aq} .

Figure 10. Weathering profile in granitic rocks showing intense subhorizontal fracturing.

Table 1. Relation between mean monthly (y, in mm) precipitation and altitude (x, in m).

Month	Analytical model	R²
January	$y = 0.142x + 77.9$	0.63
February	$y = 0.102x + 94.84$	0.60
March	$y = 0.098x + 67.78$	0.71
April	$y = 0.075x + 49.65$	0.76
May	$y = 0.077x + 36,34$	0.76
June	$y = 0.46x + 22.04$	0.75
July	$y = 0.009x + 7.97$	0.75
August	$y = 0.012x + 8.64$	0.83
September	$y = 0.036x + 23.87$	0.92
October	$y = 0.11x + 41.98$	0.79
November	$y = 0.13x + 70.97$	0.72
December	$y = 0.12x + 86.81$	0.67
Annual	$y = 0.99x + 542.22$	0.73

Table 2. Relation between mean monthly (y, in °C) temperature and altitude (x, in m).

Month	Analytical model	R²
January	$Y = -0.005x + 9.6$	0.99
February	$Y = -0.005x + 10.9$	0.99
March	$Y = -0.005x + 12.8$	0.99
April	$Y = -0.006x + 14.8$	0.98
May	$Y = -0.006x + 17.91$	0.98
June	$Y = -0.006x + 21.77$	0.98
July	$Y = -0.005 + 24.15$	0.90
August	$Y = -0.005x + 24.46$	0.92
September	$Y = -0.005x + 21.87$	0.96
October	$Y = -0.005x + 17.51$	0.98
November	$Y = -0.005x + 12.57$	0.99
December	$Y = -0.004x + 9.51$	0.98
Annual	$Y = -0.0056x + 16.4$	0.98

Table 3. Hydrogeomorphological units features.

Hydrogeomorphological unit	Mean altitude (m)	Percent of the basin area	Dominant lithology	Dominant soil profile	Soil units ⁽¹⁾	Soil hydrologic groups ⁽²⁾	Vegetation ⁽³⁾
1. Eastern plateau	1514	8,85	Granite	AC, AR	i. Umbrisol; ii. Rock outcrops and Leptosol	C, D	a, b, c, d
2. Zêzere valley eastern slopes	1337	10,38	Granite	AC, AR	i. Umbrisol; ii. Rock outcrops and Leptosol	C, D	a, b, c, d
3. Lower Zêzere valley floor	1113	9,44	Fluvioglacial deposit	AC	i. Umbrisol, ii. Umbrissolos e Fluvisol	A, B, C, D	e, c, a, d
4. Nave de Santo António col	1557	4,36	Fluvioglacial deposit	AC, ABC	i. Umbrisol, ii. Fluvisol	A, B, C, D	f, d, c
5. Upper Zêzere valley floor	1511	2,90	Granite/Fluvioglacial deposit	AR, AC	i. Rock outcrops, ii. Leptosol, Fluvisol, iii. Umbrisol	D, C	f, c, a, b, d, e, f, g
6. Zêzere Valley western slopes	1354	14,73	Granite	AR, AC	i. Rock outcrops, iia. Leptosol (higher zone), iib. Umbrissolos (lower zone)	D, B, A, C	c, d, e, g, a
7. Cântaros slopes	1704	8,57	Granite	AR	i. Rock outcrops, iii. Leptosol	D	d
8. Lower western plateau	1596	33,76	Granite	AR	i. Rock outcrops, ii. Leptosol, iii. Umbrisol	D, C	d, c, f, h
9. Upper western plateau	1857	7,01	Granite	AR	i. Rock outcrops, ii. Leptosol, iii. Umbrisol.	D	f, h

(1) Dominant (i), Subdominant (ii), Possible (iii). (2) e.g., USSCS 1964, Langan and Lammers, 1991, Boulding, 1993. (3) Maritime pine woodland (a), *Quercus pyrenaica* forest (b), *Genista florida* and *Cytisus* sp.pl. scrubland (c), heathland (d), meso-hygrophilous grassland (e), *Nardus stricta* grassland (f), meso-xerophilous grassland (g), common juniper shrubland (h).

Table 4. Main parameters and options adopted in the model.

		Sub-basin 1	Sub-basin 2	Sub-basin 3	Sub-basin 4	Sub-basin 5	Sub-basin 6	Sub-basin 7	Sub-basin 8	Sub-basin 9
Snow precipitation	Base temperature. for snow precipitation (°C)	-	-	-	2	2	-	2	2	2
	Base melting temperature. (°C)	-	-	-	2	2	-	2	2	2
Interception (Horton's Law)	Plant type	Grassland	Pine woodland	Grassland						
	Plant height (m)	0,3	-	0,3	0,2	0,3	0,4	0,2	0,4	0,2
	Storage capacity (mm)	0,17	0,25	0,17	0,17	0,17	0,25	0,17	0,25	0,17
	Interception coefficient	0,49	0,25	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49	0,49
Soil	Available water content (mm)	50	30	100	100	50	50	50	50	40
	Hydraulic conductivity (m/s)	$6,9 \times 10^{-5}$								
Potential recharge. Preferential flow	CKRD ⁽²⁾	<i>0,5 - 0,32</i> ⁽¹⁾								
	FRD ⁽²⁾	<i>0,5 - 0,4</i> ⁽¹⁾								
Potential recharge. Darcian flow.		Conventional ⁽²⁾								
Surface runoff (Horton's Law)	Max. infiltration capacity. (at permanent wilting point) - mm/d	<i>41 - 85</i> ⁽¹⁾								
	Min. infiltration capacity (at field capacity) - mm/d	<i>41 - 85</i> ⁽¹⁾								
PET		Thorntwaite's equation								
AET (modified Penman- - Grindley's)	CRPG ⁽²⁾	40	6	6	40	40	45	40	45	40
	CEPG ⁽²⁾	1								
Unsaturated zone	Interflow discharge coefficient (1/d)	<i>0,15 - 0,18</i> ⁽¹⁾								
	Percolation recession coefficient (1/d)	<i>0,06 - 0,038</i> ⁽¹⁾								
Aquifer	Discharge coefficient (1/d)	<i>0,03 - 0,029</i> ⁽¹⁾								

(1) Changes in parameter values after minimization of the objective function highlighted as italic; (2) See Samper *et al.* (1999).

Table 5. Mean annual results of the water balance before and after the minimization of the objective function.

	Annual mean (mm)				
	Initial	Final	Change (percent of total streamflow)	Percent of mean annual precipitation	
				Initial	Final
Precipitation	2 335.55	2 335.55	0	-	-
Snow precipitation	373.11	373.11	0	-	-
Snow melting	334.15	334.15	0	-	-
Interception	401.68	401.68	0	17.2	17.2
PET	605.21	605.21	0	-	-
AET	324.90	324.90	0	13.9	13.9
Surface runoff	310.05	68.80	-14.88%	13.3	2.9
Potential recharge	1 308.42	1 541.57	14.38%	-	-
Interflow	962.31	1 292.14	20.35%	41.2	55.3
Aquifer recharge	348.91	252.32	-5.96%	14.9	10.8
Aquifer discharge	348.64	252.24	-5.95%	14.9	10.8
Streamflow of River Zêzere	1 620.92	1 613.14	-0.48%	-	-
Objective function O ₁	0.495	0.387	-	-	-
Objective function O ₂	10.07	8.88	-	-	-

Table 6. Aquifer recharge rates and normalized sensitivity of the aquifer recharge rate to the water balance parameters.

	$\rho/\rho_{base}=0.8$		$\rho/\rho_{base}=1$		$\rho/\rho_{base}=1.2$	
	R (mm/y)	S	R (mm/y)	S	R (mm/y)	S
Soil thickness	252	2.4E-03	252	-	249	-6.3E-02
CKRD	252	5.6E-03	252	-	253	-5.2E-02
FRD	252	5.0E-03	252	-	253	3.6E-03
$K_v^{(1)}$	252	0.0E+00	252	-	252	0.0E+00
Inf. Cap.	248	9.6E-02	252	-	257	9.3E-02
α_h	309	-1.1E+00	252	-	211	-8.2E+01
α_p	213	7.8E-01	252	-	290	7.4E-01
α_{aq}	252	0.0E+00	252	-	252	0.0E+00

(1) K_v changes ± 1 orders of magnitude