

**Interreg
Sudoe**



RISKCOAST
European Regional Development Fund

Desarrollo de herramientas para prevenir y gestionar los riesgos en la costa ligados al cambio climático

Actividad E.3.1.2 Sistema de información geográfica para el análisis de escenarios de cambio climático en fase de prevención.

Informe del GT3: Desarrollo de herramientas de gestión basadas en el estudio integrado de la dinámica fluvial y costera

Due date of deliverable: 30/09/2020

Actual submission date: 20/02/2021

Lead contractor for this deliverable: UGR

Autores

Marina Cantalejo Ibáñez, Pedro Javier Magaña Redondo, Manuel Cobos Budía, Asunción Baquerizo Azofra, Agustín Millares Valenzuela, Rosa María Mateos, Jorge Pedro Galve Arnedo, Juan Antonio Luque Espinar, Cristina Reyes Carmona.

Project funded by the Interreg Sudoe Programme through the European Regional Development Fund (ERDF).



Índice

1. RESUMEN.....	3
2. DESARROLLO DE LA HERRAMIENTA	5
3. ENTORNO DE VISUALIZACIÓN.....	6
4. RESULTADOS.....	7
5. REFERENCIAS.....	8
ANEJO 1:	11
Manual de Usuario del modelo hidrológico WiMMed	11

1. RESUMEN.

El presente informe resume los aspectos más importantes del Sistema de Información Geográfica (SIG) diseñado y configurado para el análisis del riesgo costero en el proyecto Riskcoast. En esta primera versión se incluyen los resultados obtenidos en la actividad E.3.1.1 “Informe técnico de la estrategia de adaptación y mitigación de la respuesta en la cuenca vertiente”, aunque la herramienta en sí permitirá la integración de todos los resultados que se consideren oportunos para el análisis del riesgo y la toma de decisiones.

En el desarrollo del informe E.3.1.1, se obtuvo cartografía del comportamiento hidrometeorológico en una cuenca de estudio (cabecera de la cuenca del río Guadalfeo), en condiciones meteorológicas actuales y considerando cambio climático, y se ha puesto a disposición del proyecto RiskCoast para su visualización y consulta. La información se presenta en formato ráster (mapas) y por estaciones meteorológicas (series temporales puntuales).

Todos los mapas disponibles en la plataforma son el resultado de la simulación, con el modelo hidrológico distribuido de base física WiMMed (Herrero et al, 2014), de las variables de entrada precipitación y temperatura (series puntuales), que actúan como agentes forzadores del comportamiento hidrológico. Las señales puntuales son interpoladas en el espacio (mapas de precipitación y temperatura media) y empleadas en la simulación del resto de variables (precipitación en forma de nieve, fusión de la nieve, escorrentía, erosión). Además, también se integran los hidrogramas de simulación en condiciones normales y de cambio climático asociados en diferentes puntos del cauce.

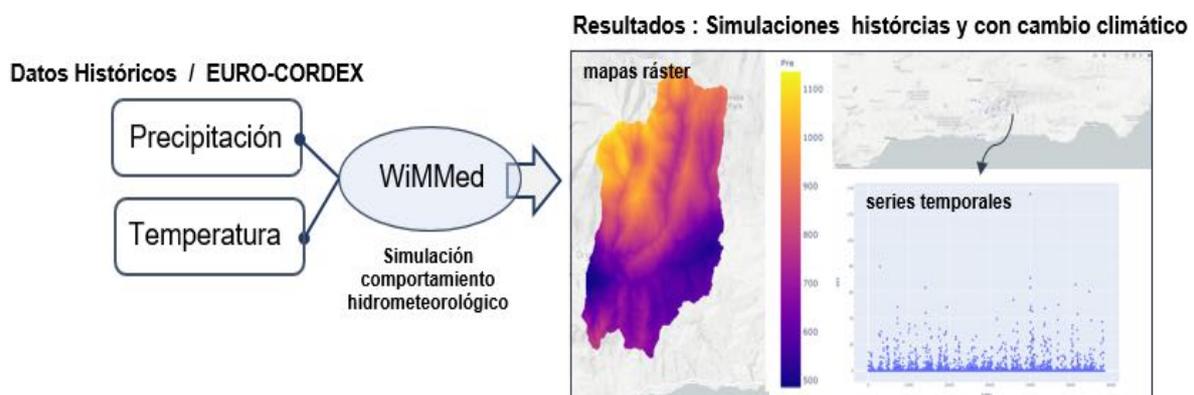


Figura 1_Esquema resumen del origen de la información mostrada en la plataforma.

La herramienta permite interactuar con los resultados simulados mediante desplegados, barras temporales o a partir de la consulta por celdas o estaciones concretas. En esta primera configuración, la herramienta está diseñada para ser capaz de comparar y advertir al gestor de los cambios en los agentes hidrometeorológicos y su influencia en la respuesta hidrológica que tendrá efectos en los flujos de agua y sedimento y, por lo tanto, en el riesgo costero.

Los resultados de las simulaciones proceden del modelo WiMMed, cuya base teórica se muestra en el anejo 1. El módulo de erosión ha sido actualizado recientemente con nuevos procesos descritos en Millares et al, (2019). pero pueden complementarse con campañas de datos observados en campo, mediante drones o cualquier otro estudio específico que ayude a acotar las medidas propuestas.

A lo largo del desarrollo del proyecto, se prevé la incorporación de los resultados derivados de los futuros entregables, que irán completando la herramienta, proporcionando información para la gestión integral de la zona de estudio. En los siguientes entregables del proyecto se añadirán resultados tanto modelados como medidos relativos a las zonas más susceptibles de sufrir procesos de erosión o sedimentación (como es el caso del embalse de Rules), deslizamientos, zonas con mayor riesgo de inundación o cambios en la respuesta morfodinámica de la línea de costa. La visualización y medida de estas variables y parámetros a partir de esta herramienta será clave en las tareas de organización de acciones en situación de emergencia, así como en el planteamiento de medidas de adaptación y mitigación de los procesos relacionados con el cambio climático.

2. DESARROLLO DE LA HERRAMIENTA

La herramienta ha sido implementada como un dashboard interactivo donde el usuario puede ir consultado diferentes resultados del proyecto. Esto facilita la toma de decisiones informada por parte tanto de investigadores como de gestores.

Toda la arquitectura (*full-stack*) se encuentra desarrollada utilizando el lenguaje de programación Python, uno de los lenguajes más populares actualmente en el ámbito científico y que facilita así su mantenimiento. Además, Python proporciona una gran cantidad de paquetes para el análisis, tratamiento y visualización de la información.

La plataforma está implementada con las últimas tecnologías web *HTML5* en la parte de interfaz (*frontend*). Utiliza el framework *Bootstrap* para generar una disposición que sea capaz de adaptarse a los diferentes dispositivos (*responsive design*), y el framework *React* para la generación de diferentes elementos de la interfaz de usuario. El paquete utilizado para la visualización tanto de gráficas como de mapas es *Plotly.js*. El framework utilizado para acoplar toda la parte web es Flask.

En la parte de servidor (*backend*) se utilizan varios paquetes del ecosistema *SciPy* para tareas como la lectura y análisis exploratorio de los datos (*Pandas*) o el tratamiento de datos geoespaciales tanto raster (*rasterio*) como vector (*GeoPandas*).

Para integrar todos los componentes que conforman la aplicación se utiliza el framework *Dash*, que permite el desarrollo de aplicaciones Web basadas en Python de manera cómoda, amigable y escalable.

3. ENTORNO DE VISUALIZACIÓN.

La organización de la herramienta permite distinguir entre dos secciones principales. En la primera se presenta un entorno SIG dividido en dos, en donde pueden seleccionarse mediante el desplegable situado en la parte superior la variable a mostrar la fuente de origen (datos históricos o de cambio climático), y en caso de cambio climático, especificar el modelo y el escenario (RCP) asociado.

Por defecto aparece el modelo SMHI-IPSL-IPSL-CM5A-MR, con el que se han realizado todos los cálculos de escenarios climáticos, aunque se prevé la ampliación de este apartado con un mayor número de modelos. Además, la herramienta permite visualizar diferentes periodos considerados en la simulación y mostrar los resultados acumulados anuales o medio anual según la interpretación que quiera hacerse de la variable.

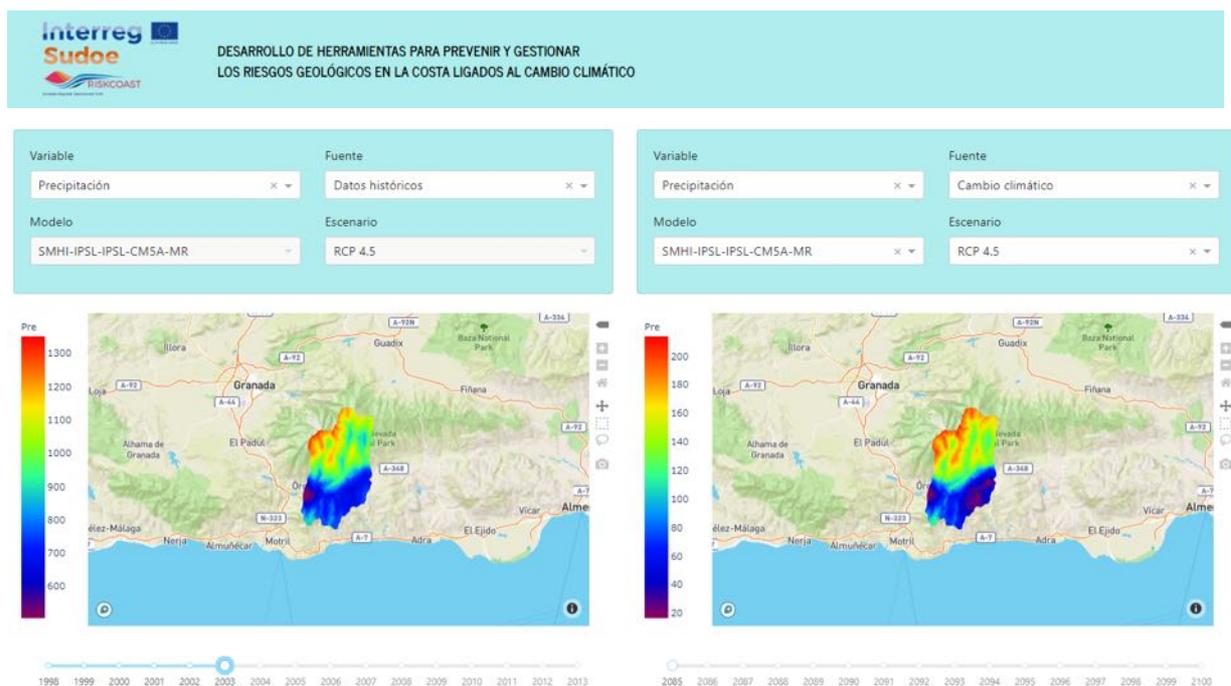


Figura 2_Primera sección. Entorno SIG para la visualización y consulta de los resultados de las simulaciones en formato ráster.

En la siguiente sección, se muestra un mapa con la localización de todas las estaciones meteorológicas disponibles en la cuenca de estudio. Cada uno de estos puntos permite visualizar la serie temporal asociada a la variable de estudio, fuente, modelo y escenario, especificado en el panel situado a mano derecha. El funcionamiento del panel es idéntico al

de los paneles de la sección superior, a excepción de que solo pueden consultarse las variables precipitación y temperatura. Finalmente aparece una tabla con el acumulado medido por años de la variable consultada.

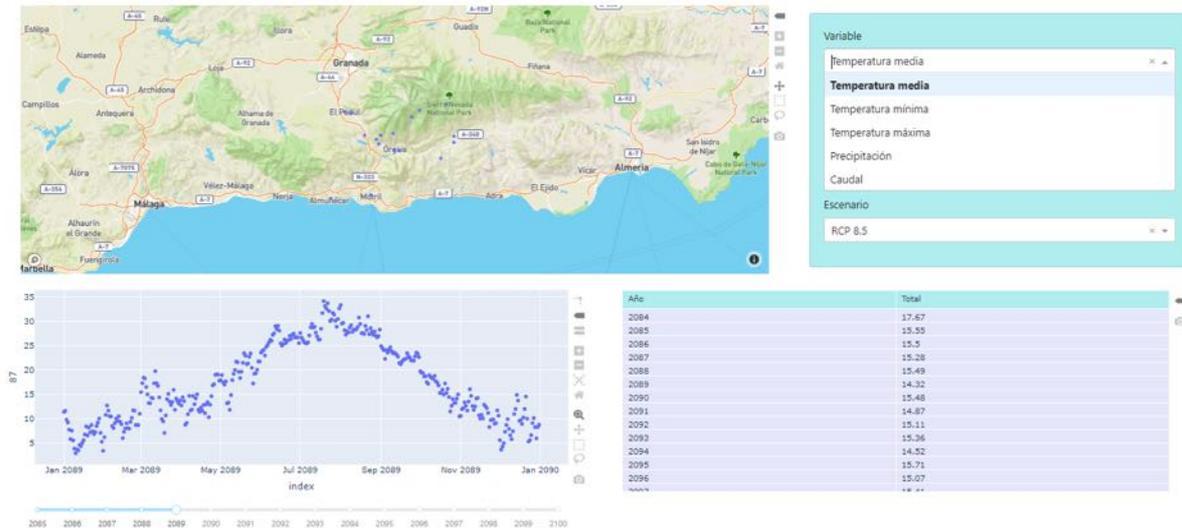


Figura 3_Segunda sección. Entorno SIG para la selección de la estación meteorológica y visualización y consulta de la serie temporal asociada.

4. RESULTADOS.

Los mapas disponibles en la aplicación, muestran el comportamiento distribuido de los agentes climáticos forzadores de la respuesta hidrológica en la cuenca, en condiciones de cambio climático y en actuales. Las variables a explorar son: La precipitación, la temperatura media, la precipitación en forma de nieve, la fusión de nieve, la escorrentía y la erosión intertil, rill y total.

En condiciones actuales, se emplean las series observadas de precipitación y temperatura correspondientes al periodo 1998 -2014. En el caso de las proyecciones a futuro, los datos proceden del proyecto EURO-CORDEX, concretamente corresponden al modelo climático global IPSL-IPSL-CM5A-MR y regional RCA (del instituto SMHI). Los escenarios seleccionados para la evaluación del impacto del cambio climático, corresponden con un escenario de emisión intermedia (RCP 4.5) y otro de altas emisiones (RCP 8.5). Los escenarios de emisión RCP (Trayectorias de Concentración Representativas), describen las diferentes proyecciones para las emisiones y concentraciones de gases de efecto invernadero y aerosoles y usos del suelo a lo largo del siglo XXI (5º Informe del IPCC).

La aplicación permite visualizar la variabilidad espacial de los diferentes agentes simulados por escenarios, comparando los cambios en su comportamiento de aquí a final de siglo (2085 – 2100). La visualización de estos resultados ayuda a los gestores a detectar las zonas más susceptibles al impacto del cambio climático y proponer medidas de actuación concretas.

En el caso de las series de precipitación y la temperatura, estará disponible la serie observada en las estaciones meteorológicas de la cuenca para el periodo histórico 1998 – 2014 y las proyecciones correspondientes a la localización de dichas estaciones para el periodo 2085 – 2100. Las proyecciones a futuro de la precipitación y temperatura, corresponden al modelo SMHI-IPSL-IPSL-CM5A-MR y escenarios RCP 4.5.y el RCP 8.5, disponible en la base de datos de EURO-CORDEX.

5. REFERENCIAS.

Aguilar, C., Herrero, J., Millares, A., Losada, M. A., Polo, M. J. (2014). Meteomap: Generation of meteorological variables for distributed physically-based hydrological modeling. CUNY Academic Works.

Bergillos, R. J., Rodríguez-Delgado, C., Millares, A., Ortega-Sánchez, M., and Losada, M. A. (2016). Impact of river regulation on a Mediterranean delta: assessment of managed versus unmanaged scenarios. *Water Resources Research*, 52(7):5132-5148.

CEDEX (2017). Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hídricos y sequías en España. Informe técnico Centro de Estudios Hidrográficos -CEDEX, Tomo único, clave CEDEX 42-415-0-001

Egüen, M., Aguilar, C., Polo, M. J., Moreno, I., Herrero, J., Millares, A., & Losada, M. A. (2009). WiMMed, a distributed physically-based watershed model (II): Application examples. *Environmental Hydraulics: Theoretical, Experimental & Computational Solutions*, 229-232.

Herrero, J., Aguilar, C., Millares, A., Egüen, M., Carpintero, M., Polo, M., Losada, M. A. (2010). WiMMed. User Manual v1.1. University of Granada, Granada.

- Herrero, J., Millares, A., Aguilar, C., Egüen, M., Losada, M.A., Polo, M.J., 2014. Coupling spatial and time scales in the hydrological modelling of Mediterranean regions: WiMMed. CUNY Academic Works.
- Herrero, J., Polo, M. J., Moñino, A., & M. Losada. (2009). An energy balance snowmelt model in a Mediterranean site. *Journal of Hydrology* 371(1), 98–107.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Mestre, I., Casado, M.J., Rodriguez, E. (2018). Tendencias observadas y proyecciones de cambio climático sobre España.
- Millares, A., Herrero, H., Bermúdez, M., Leiva, J.F., Cantalejo, M. (2020). Long-term modeling of soil loss and fluvial transport processes in a mountainous semi-arid basin, southern Spain. *River Flow 2020 - Twentieth International Conference on Fluvial Hydraulic*, Delf, Netherlands (under review)
- Millares, A., Díez-Minguito, M., Moñino, A. (2019). Evaluating gully effects on modeling erosive responses at basin scale. *Environmental Modelling & Software*, 111, 61-71.
- Millares, A., Moñino, A. 2018. Sediment yield and transport process assessment from reservoir monitoring in a semi-arid mountainous river. *Hydrological Processes* 32(19), 2990–3005.
- Millares, A., Moñino, A., Arjona, S., Baquerizo, A. (2018). Suspended sediment dynamics by event typology and its siltation effects in a semi-arid snowmelt-driven basin. In *E3S Web of Conferences* (Vol. 40, p. 04008). EDP Sciences
- Millares, A., Gulliver, Z., and Polo, M. (2012). Scale effects on the estimation of erosion thresholds through a distributed and physically-based hydrological model. *Geomorphology*, 153-154:115-126.
- Millares, A., Polo, M., Moñino, A., Herrero, J., and Losada, M. (2014). Bedload dynamics and associated snowmelt influence in mountainous and semiarid alluvial rivers. *Geomorphology*, 206(0):330-342.

Rodríguez, J. (2008). Sistema de Inferencia Espacial de Propiedades Físico-Químicas e Hidráulicas de los Suelos de Andalucía. Herramienta de Apoyo a la Simulación de Procesos Agro-Hidrológicos a Escala Regional. Informe Final. Empresa Pública de Desarrollo Agrario y Pesquero, Consejería de Agricultura y Pesca.

ANEJO 1:

Manual de Usuario del modelo hidrológico

WiMMed

WiM-Med 1.0

Base teórica



Enero de 2009

Herrero, J., Millares, A., Aguilar, C., Díaz, A., Polo, M.J., Losada, M.

Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales - Sección Ríos y Embalses
Centro Andaluz de Medio Ambiente (CEAMA) - Universidad de Granada

Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola - Universidad de Córdoba



Índice general

1. Introducción	1
1.1. Algunos aspectos informáticos	2
2. Interpolación de variables meteorológicas	5
2.1. Temperatura	6
2.2. Precipitación	8
2.3. Radiación solar	10
2.4. Otras variables meteorológicas	11
2.5. Evapotranspiración potencial	11
3. Interceptación	13
4. Nieve	17
4.1. Precipitación y nieve	17
4.2. Balance de masa y energía	18
4.3. Extensión espacial	21
5. Zona no saturada del suelo	23
5.1. Infiltración superficial	23
5.2. Infiltración profunda	25
5.3. Exceso de lluvia	26
5.4. Redistribución de la humedad	26
6. Zona saturada	27
6.1. Recarga desde la zona no saturada	28
6.2. Respuesta rápida del acuífero	28
6.3. Respuesta lenta del acuífero	30
6.4. Evapotranspiración	30
6.5. Aportación a la red fluvial	31
7. Circulación en ladera	33
8. Circulación en cauce	35

Índice de figuras

1.1.	Esquema de cálculo hidrológico de WiM-Med.	2
1.2.	Ventana de la versión del WiM-Med para Windows.	3
2.1.	Interpolación espacial de la temperatura máxima.	7
2.2.	Ajuste seno-exponencial para temperatura horaria	8
2.3.	Interpolación espacial de la precipitación.	9
3.1.	Esquema del balance de agua en la cubierta vegetal.	13
4.1.	Flujos de masa y energía actuantes sobre la columna de nieve.	19
4.2.	Reducción del área de nieve en un tramo en función de su cantidad.	21
4.3.	Curva de agotamiento empírica.	22
5.1.	Diagrama de la Zona no Saturada en WiM-Med.	23
6.1.	Modelo conceptual de depósitos planteado para la simulación de la zona saturada.	27
6.2.	División del perfil del suelo para el cálculo de la pérdida de agua desde el acuífero por evapotranspiración.	31

Capítulo 1

Introducción

El programa denominado Gestión Integrada de Cuencas (WiM–Med, *Watershed Integrated Management*) es la primera versión de un modelo hidrológico completo, distribuido y de base física. El sufijo Med que acompaña al nombre de esta versión refleja que el modelo ha sido desarrollado y aplicado, hasta el momento, en cuencas Mediterráneas. Pero la programación y la base de cálculo que lo sustentan han sido enfocadas desde un principio a la aplicación de carácter general en cualquier tipo de cuenca.

El modelo surge como compendio de los resultados obtenidos en el Proyecto Guadalfeo, un estudio iniciado en 2004, promovido por el Instituto del Agua de la Junta de Andalucía y llevado a cabo por el Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales de la Universidad de Granada y el Grupo de Hidrología e Hidráulica Ambiental de la Universidad de Córdoba. La motivación del Proyecto Guadalfeo es la gestión integral de una cuenca mediterránea del sur de España, y en este sentido el modelo WiM–Med pretende ser una herramienta técnica que permita facilitar y a la vez dotar de base científica sólida a una gestión integral de cuenca.

Como consecuencia de su origen, el modelo WiM–Med se ha ido desarrollando sin perder nunca de vista el objetivo de ser capaz de resolver adecuadamente aquellos procesos particulares de este clima, como son la torrencialidad en las lluvias, la semiaridez y el elevado riesgo de sequía en periodos hiperanuales. WiM–Med permite contemplar todos los aspectos relacionados con el agua y trasladar cierta combinación de variables meteorológicas actuantes sobre una región concreta a resultados tanto puntuales como distribuidos en el espacio: caudales líquidos, volúmenes de agua almacenados, superficies inundadas, etc.

El modelo hidrológico se construye mediante la integración de los siguientes módulos:

- Simulación de variables meteorológicas, incluyendo distribución temporal e interpolación espacial.
- Interceptación de la precipitación.
- Fusión de nieve.
- Infiltración-escorrentía.
- Balance de agua en suelo.
- Circulación superficial en ladera.
- Acuíferos superficial y profundo.
- Circulación en cauce y embalse.

La figura 1.1 muestra la representación esquemática del ciclo hidrológico tal y como se reproduce dentro del modelo WiM-Med, en la que se aprecia de manera visual la conexión entre los distintos módulos

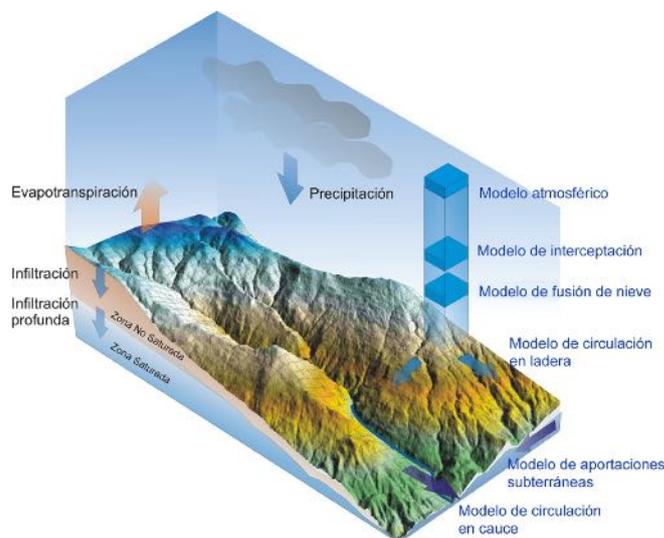


Figura 1.1: Esquema de cálculo hidrológico de WiM-Med.

A partir de los datos meteorológicos de precipitación, temperatura, radiación solar, velocidad del viento, presión de vapor y emisividad de la atmósfera, junto con ciertas propiedades físicas de la cubierta, del suelo y del subsuelo, el modelo es capaz de ofrecer resultados sobre el valor instantáneo o la evolución de las variables de estado y flujos principales de cada uno de los modelos enumerados. Estos pueden ser representados como mapas para el caso de variables distribuidas o como valores en el caso de variables puntuales o distribuidas pero agregadas en el espacio. Tanto la escala espacial como la escala temporal de los resultados pueden ser elegidas por el usuario del programa en función de las necesidades particulares de su estudio. El modelo permite también escoger el grado de profundidad de la simulación para activar o desactivar los distintos módulos que lo componen y no efectuar cálculos innecesarios.

En los siguientes capítulos se desarrollan las bases teóricas sobre las que se basa el cálculo de cada uno de los módulos enumerados.

1.1. Algunos aspectos informáticos

La programación del modelo base de cálculo WiM-Med (versión profesional) se basa en código desarrollado en C++ y Fortran, independiente de la plataforma. Paralelamente se ha desarrollado una versión de usuario en Visual C++ para su utilización en entorno Windows (Herrero *et al.*, 2008) que facilita la entrada de datos y la interpretación de los resultados en forma de mapas y vídeos.

La versión profesional de WiM-Med es un programa de cálculo independiente que no necesita la instalación de ningún componente adicional de cálculo ni visualización salvo los ficheros ejecutables propios. Toda la información de entrada y de salida se encuentra en forma de ficheros de datos, tanto de texto como binarios, en los directorios especificados por el usuario. WiM-Med no ofrece de herramientas propias de visualización y edición, pero a cambio utiliza unos formatos de fichero que son fácilmente accesibles

e interpretados por otras herramientas específicas como pueden ser ArcGIS, Microsoft Excel, Golden Software Grapher y Surfer, Origin o MatLab.

La versión de usuario sí requiere una instalación previa pero a cambio simplifica enormemente el tratamiento de la información asociada a cada ejecución y permite disponer de un entorno GIS propio (figura 1.2).

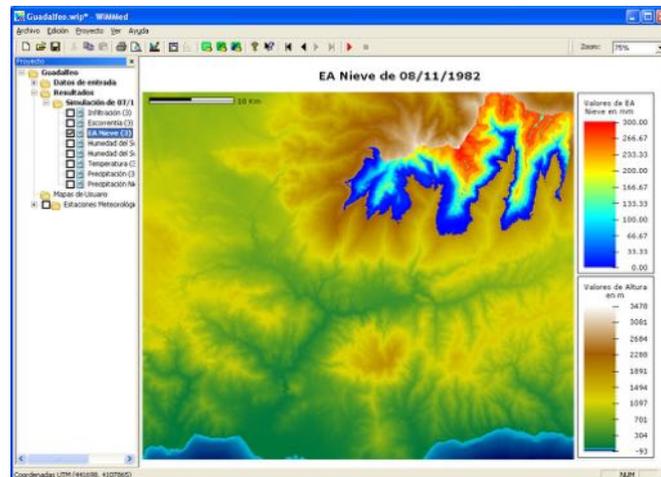


Figura 1.2: Ventana de la versión del WiM-Med para Windows.

Los requisitos del sistema para la ejecución del programa completo dependen en gran medida de la simulación que se esté realizando, tanto en el número de celdas activas que compongan el dominio de cálculo como de los resultados que se quieran almacenar o del tipo de simulación que se pretenda llevar a cabo. En el Manual de Usuario (Herrero *et al.*, 2008) se puede encontrar información más detallada sobre los requerimientos mínimos en función de las características de la simulación.

Capítulo 2

Interpolación de variables meteorológicas

La extensión espacial de los registros meteorológicos (puntuales) a cada uno de los tramos en los que se ha discretizado el área de estudio, es uno de los puntos claves para el éxito de un modelo distribuido. Es además, dado el número de variables meteorológicas que intervienen, el proceso que más tiempo de cálculo consume.

La asignación de las variables meteorológicas a cada tramo (celda) en cada estado de cálculo (1 hora para la mayor parte de los procesos) implica una interpolación en el espacio y una distribución en el tiempo. Las interpolaciones tendrán sentido a una escala temporal característica para cada variable, escala que dependerá de los agentes con influencia en dicha variable. Las distribuciones temporales deben buscar las relaciones o patrones que permitan pasar en cada tramo de los datos interpolados a las escalas características hasta la escala de cálculo. En Herrero (2007) se hace un análisis más pormenorizado de la información contenida en este capítulo y, por ejemplo, se pone especial énfasis en describir los agentes espaciales y los patrones temporales adecuados para cada variable meteorológica, que son los que permiten conseguir la mejor definición de los valores en cada tramo y estado.

El método de interpolación en sí es un aspecto relevante del proceso descrito. Existe una gran diversidad de algoritmos disponibles; los más populares en temas climatológicos son los de ponderación con el inverso de la distancia *IDW*, los de *splines* y los basados en geoestadística (*kriging*). Estos últimos gozan de gran aceptación para su aplicación a variables meteorológicas (p.e. Creutin y Obled, 1982; Buytaert *et al.*, 2006) gracias a su predominio en la interpolación de variables relacionadas con el suelo. Pero su ventaja en el campo meteorológico frente a modelos matemáticos más simples no está tan clara (Dirks *et al.*, 1998; Hartkamp *et al.*, 1999). El resultado de los estudios comparativos realizados dependen mucho de la configuración de la red de medida y de la heterogeneidad o gradiente de la variable en el área de estudio. A mayor heterogeneidad y mayor densidad de la red, menor diferencia entre métodos (Goovaerts, 2000). En general se puede decir que no existe un método netamente superior a los demás, y que hay que buscar el más adecuado de acuerdo a los objetivos y condicionantes de cada caso de estudio. En Hartkamp *et al.* (1999) se realiza un buen análisis de los distintos métodos desde el punto de vista de la climatología analizando los pros y los contras de cada uno.

En lo que sí existe unanimidad es en que, para cualquier tipo de interpolación de una variable meteorológica, los ajustes mejoran mucho con la incorporación de las variables derivadas que los agentes con influencia en cada variable principal impongan. Entre todas ellas destaca la altitud, que muestra una correlación destacable con la mayoría de

las variables meteorológicas.

Una vez incorporadas las tendencias con las variables derivadas a la escala característica, si existen, siempre queda como paso final una interpolación espacial directa de alguna variable, ya sea principal o secundaria. WiM–Med realiza todas esas interpolaciones directas por el método de la *IDW* al cuadrado (abreviado como *IDW2*) con respecto a las tres estaciones más cercanas. Este tipo de interpolación destaca, dentro de los métodos más complejos, por la rapidez de cálculo y por conservar el valor en los puntos de medida. En cambio no ofrece información sobre el error cometido. La eficiencia computacional se mejora incluso con un cálculo inicial por el que se asignan las estaciones y se reparten los pesos en cada tramo para el resto de la simulación. Así cada interpolación posterior en cada escala de tiempo característica sólo debe realizar una operación lineal con los 3 valores de las estaciones y los 3 pesos que se hayan definido para cada punto. Esta optimización es fundamental para poder alcanzar tiempos de ejecución aceptables sin un consumo excesivo de memoria RAM.

La única precaución que hay que tener al utilizar este método es seleccionar una red de estaciones lo más homogénea posible para cada variable. Dos estaciones más cercanas entre sí que las demás ejercerían una influencia negativa en su entorno durante la interpolación. Los huecos no tienen tanta influencia salvo en lo que concierne a la pérdida de información.

2.1. Temperatura

Desde el punto de vista de la hidrología, la temperatura tiene especial incidencia en los procesos relacionados con la evaporación y la nieve. Si la precipitación es el agente principal responsable de la cantidad total del recurso disponible dentro del sistema hidrológico, es decir, el componente principal dentro del balance final de caudal en el río, la temperatura tiene un efecto determinante sobre la distribución temporal de esa masa en el sistema cuando en el mismo hay presencia de nieve.

Según Agnew y Palutikov (2000), la distribución espacial de la temperatura en un instante dado a escala local se puede explicar a través de un grupo reducido de variables, tales como altitud y latitud, no obstante en cuencas medianas la influencia de la latitud es mucho menor que la de la altitud, de ahí que a menudo se desprecie. Por tanto, se descompone la variabilidad espacial en dos componentes, uno vertical y otro horizontal (Herrero *et al.*, 2007). El componente vertical se describe a través de una relación lineal para cada estado de la temperatura con la elevación estimada a través de métodos de errores mínimos cuadrados para capturar el efecto de la orografía. A continuación se calculan los residuos o desviaciones de cada estación a la relación lineal obtenida que posteriormente se interpolan por el método de la inversa de la distancia ponderada con las tres estaciones más cercanas, para determinar el componente horizontal de la variabilidad. Finalmente los valores de los residuos interpolados se suman al valor de la temperatura en cada celda estimado en función de su altura de acuerdo al gradiente lineal tal y como hicieron con anterioridad otros autores (Susong *et al.*, 1999; Garen y Marks, 2005). La figura 2.1 muestra un ejemplo de esta descomposición y agregación posterior para el cálculo de una temperatura a escala diaria, en este caso la máxima.

La interpolación de la temperatura se efectúa a una escala temporal diaria. Los valores de temperatura máxima y mínima diaria son los que presentan un mejor ajuste con la altura. Los valores horarios se encuentran influidos por la radiación solar instantánea (Chung y Yun, 2004) y muestran más dispersión con respecto a la tendencia media. De esta forma también se consigue una mayor eficiencia computacional dado que el proceso de interpolación consume una gran cantidad de tiempo de cálculo. Por tanto

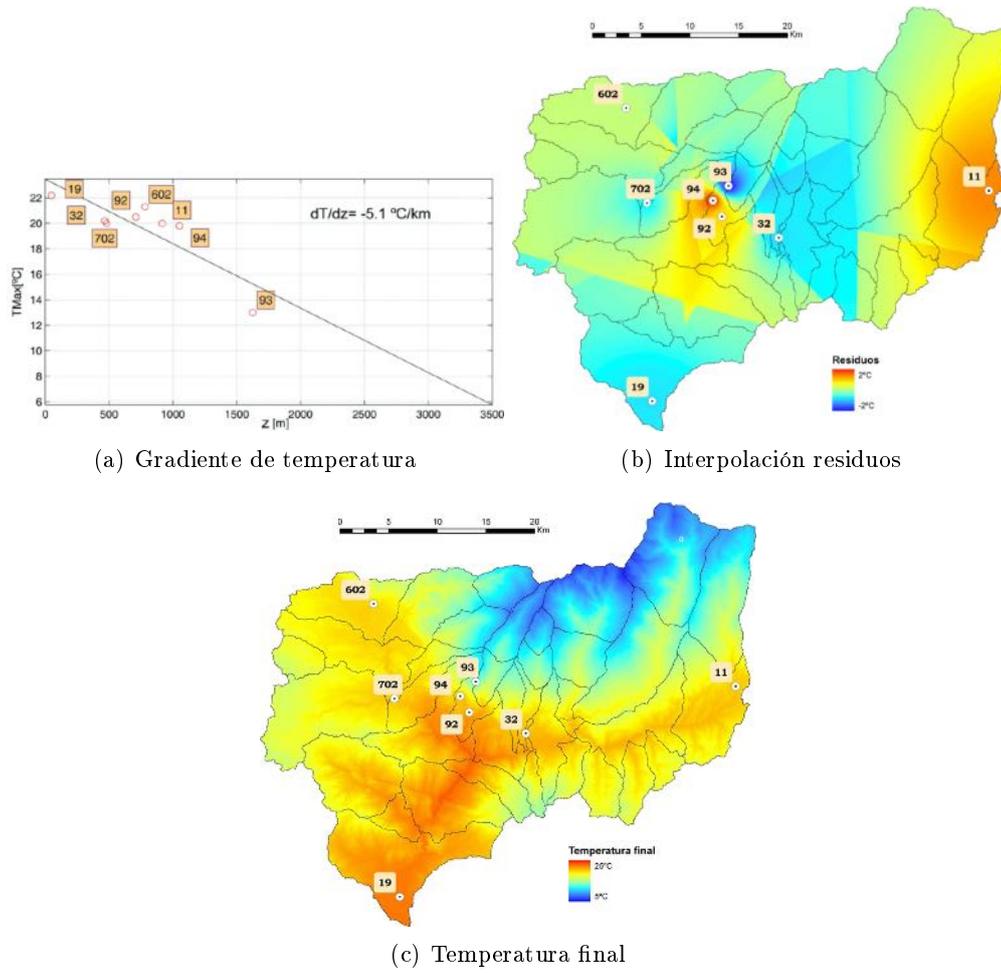


Figura 2.1: Interpolación espacial de la temperatura máxima del 13/11/2002.

hace falta un proceso de obtención de la temperatura horaria a partir de los valores de las temperaturas máxima y mínima diarias. Para ello se ha modificado la distribución sintética de la temperatura propuesta por Parton y Logan (1981) y se ha creado una distribución seno exponencial de 4 tramos que utiliza las temperaturas máximas y mínimas del día más las temperaturas mínimas de los días anterior y posterior (Herrero, 2007). La influencia de la radiación se incorpora a través de la duración del día. Los cuatro tramos corresponden dos al ciclo diurno, y dos al ciclo nocturno.

Ciclo diurno (funciones senoidales de subida y bajada):

$$T(h)^i = \begin{cases} (T_{mx}^i - T_{mn}^i) \cdot \text{sen} \left(\frac{\pi \cdot (h - h_{mn})}{2 \cdot (h_{mx} - h_{mn})} \right) + T_{mn}^i & \text{si } h_{mn} < h \leq h_{mx} \\ (T_{mx}^i - T_{mn}^i) \cdot \text{sen} \left(\frac{\pi \cdot (h - h_{mx} + \frac{D-a}{2})}{2 \cdot \frac{D-a}{2}} \right) + T_{mn}^i & \text{si } h_{mx} < h \leq h_{tr} \end{cases} \quad (2.1)$$

Ciclo nocturno (funciones exponenciales de bajada):

$$T(h)^i = \begin{cases} (T_{tr}^i - T_{mn}^{i+1}) \cdot e^{\frac{-b \cdot (h - h_{tr})}{24 + h_{mn} - h_{tr}}} + T_{mn}^{i+1} & \text{si } h_{tr} < h \leq 24 \\ (T_{tr}^{i-1} - T_{mn}^i) \cdot e^{\frac{-b \cdot (24 + h - h_{tr})}{24 + h_{mn} - h_{tr}}} + T_{mn}^i & \text{si } 0 < h \leq h_{mn} \end{cases} \quad (2.2)$$

donde h es la hora del día, $T(h)$ la temperatura en esa hora h , T_{mx} y T_{mn} las temperaturas máxima y mínima del día. En las anteriores variables el superíndice i hace referencia al día presente, $i - 1$ al anterior e $i + 1$ al siguiente. Por último h_{mn} , h_{mx} y h_{tr} son tres parámetros que representan las horas de transición entre los 4 tramos (de valores típicos 7, 15 y 18 horas), D la duración del día (Iqbal, 1983), a un desfase constante y b un parámetro adimensional que controla la velocidad de descenso de la temperatura (WiM-Med usa $a = 0$ y $b = 2$). En la figura 2.2 se muestra un ejemplo de la temperatura horaria ajustada con estas expresiones a partir de los datos diarios frente a los datos horarios reales medidos.

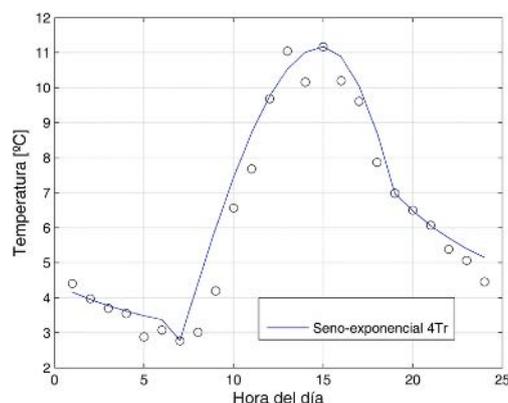


Figura 2.2: Ajuste seno-exponencial de 4 tramos de la temperatura horaria a partir de datos diarios (los círculos son los datos horarios medidos)

2.2. Precipitación

La precipitación es la variable de mayor impacto en hidrología debido a su contribución a la cantidad total de agua disponible en el sistema hidrológico. En áreas montañosas, a la naturaleza estocástica de esta variable hay que añadir la influencia de la topografía en su distribución espacial. Al igual que en el caso de la temperatura, el factor más influyente a escala local en la distribución espacial de la precipitación es la altitud (Agnew y Palutikov, 2000). La precipitación aumenta con la altura principalmente debido a los efectos orográficos del terreno montañoso que hacen que el aire ascienda y se den procesos de condensación por enfriamiento adiabático (p.e. Goovaerts, 2000). Sin embargo a diferencia de la temperatura, la correlación suficientemente significativa de la precipitación con la altura hay que buscarla a una escala temporal mayor, concretamente la de la borrasca o *evento de precipitación*. A esa escala se pueden encontrar relaciones lineales de la precipitación con la elevación suficientemente ajustadas (Herrero, 2007). Una vez obtenido el gradiente lineal, el procedimiento es similar al de la temperatura: interpolación de los residuos e integración con dicho gradiente. En la fi-

gura 2.3 se presenta un ejemplo de esta composición y el resultado final de precipitación interpolada.

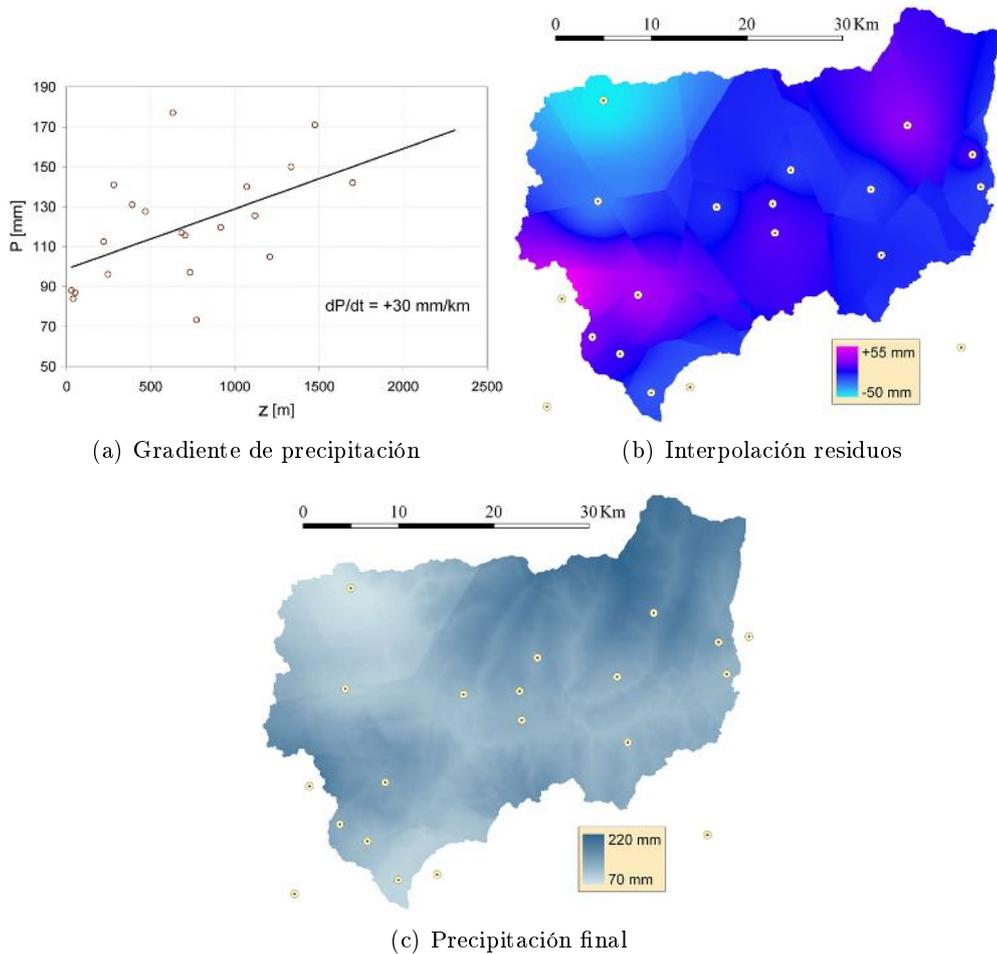


Figura 2.3: Interpolación espacial de la precipitación. Borrasca entre 12/11/2002–17/11/2002.

Para la obtención de valores horarios ya no es posible establecer un patrón fijo como en el caso de la temperatura porque la naturaleza de la precipitación es muy distinta de la de la temperatura. La distribución de la precipitación a escalas temporales menores se realiza en dos fases: en primer lugar pasando de la escala de borrasca a escala diaria y a continuación pasando de escala diaria a horaria. Siguiendo este esquema, primero se calcula el porcentaje de precipitación que corresponde cada día del evento a cada una de las estaciones meteorológicas con registros de precipitación diaria. Este porcentaje de precipitación en el día i frente a la precipitación total durante la borrasca se interpola por el inverso de la distancia, obteniendo así valores diarios de precipitación en cada celda:

$$P_d^i = P_e * Porc_e^i \tag{2.3}$$

siendo P_d^i la precipitación total diaria del día i , P_e la precipitación total durante la borrasca o evento y $Porc_e^i$ el porcentaje de precipitación de toda la borrasca (de n días de duración) que se produce en el día i de la misma.

A continuación se produce el traslado de la precipitación diaria a horaria. Para ello se utilizan los registros existentes de precipitación horaria, por lo general menos abundantes que los de precipitación diaria. Se establecen unas áreas de influencia, definidas por el usuario o calculadas automáticamente a través de polígonos de Thiessen, en torno a cada estación con datos horarios. Todas las celdas dentro de la región seguirán la distribución horaria de su estación de referencia.

2.3. Radiación solar

La radiación solar es una variable compleja, que depende de emisión del sol, de movimientos planetarios, de la geometría del terreno y de la opacidad de la atmósfera, en la que se incluye la nubosidad.

Para el cálculo de la radiación horaria en cada punto, WiM-Med parte de medidas de radiación global diaria en ciertas estaciones, que se suponen sobre superficies horizontales y no ocultadas por sombras.

La posición instantánea del sol con respecto a la bóveda celeste en un punto depende sólo de factores geométricos que, aunque ocurran a escala planetaria, son bien conocidos (p.e. Iqbal, 1983). A partir de la declinación, distancia al sol y latitud se calcula la radiación solar incidente que ocurriría sobre una superficie horizontal sin obstáculos situada en el punto de estudio y en ausencia de atmósfera, concepto que se conoce como radiación extraterrestre K_{ext} . Por las condiciones descritas, es fácil deducir que K_{ext} es un límite superior teórico de la que realmente incidirá sobre ese punto. Para el cálculo de K_{ext} , WiM-Med considera un valor para la constante solar de $1367 W/m^2$ (WMO, 1982; London y Frohlich, 1982) invariable en el tiempo. La recopilación detallada del resto de expresiones utilizadas en el cálculo final de K_{ext} se encuentran recogidas en Herrero (2007). WiM-Med trabaja con la hipótesis de que K_{ext} es la misma en toda la cuenca, lo cual puede no ser cierto para cuencas cuya extensión suponga grandes variaciones en latitud y longitud.

El efecto reductor en la radiación de la atmósfera y la nubosidad se incorporan al modelo a través del Índice de Claridad IC a escala diaria. El efecto de la *masa atmosférica* se incluye en el IC a través de la altitud en cada punto, de acuerdo a las expresiones de Kasten y Young (1989) y Ineichen y Pérez (2002). El IC medio diario calculado para cada una de las estaciones con datos y corregido con la altitud se interpola por un método simple ($IDW2$).

Una vez conocido la K_{ext} y el IC a escala diaria en cada punto, se descompone la radiación en su fracción difusa media del día F_d y la fracción directa F_b a través de la expresión de Jacovides *et al.* (1996):

$$F_d = \frac{K_d^{\downarrow día}}{K_i^{\downarrow día}} = \begin{cases} 0.999 - 0.086 \cdot IC & IC \leq 0.1 \\ 0.954 + 0.734 \cdot IC - 3.806 \cdot IC^2 + 1.703 \cdot IC^3 & 0.1 < IC \leq 0.71 \\ 0.165 & 0.71 < IC \end{cases} \quad (2.4)$$

donde $K_d^{\downarrow día}$ es la parte difusa de la radiación incidente total o global diaria $K_i^{\downarrow día}$. Conociendo K_i^{\downarrow} y K_d^{\downarrow} y asumiendo la hipótesis de que la relación entre ambas fracciones se mantiene constante durante todo el día, la fracción diaria de radiación directa F_b se determina de la siguiente manera:

$$F_b = \frac{K_b^{\downarrow día}}{K_i^{\downarrow día}} = \frac{K_i^{\downarrow día} - K_d^{\downarrow día}}{K_i^{\downarrow día}} = 1 - F_d \quad (2.5)$$

La posición del sol y la geometría del terreno actúan o interaccionan, a escala horaria. Una vez calculadas las componentes directa y difusa de la radiación cada hora, el modelo calcula la ocultación producida por el sombreado directo e indirecto de la topografía mediante los algoritmos expuestos en Dozier y Frew (1990). Para ello se supone una distribución horaria de la radiación que sigue la de la radiación extraterrestre (IC constante durante todo el día).

2.4. Otras variables meteorológicas

En cuanto al resto de variables meteorológicas, humedad relativa a través de la presión de vapor, velocidad del viento y radiación de onda larga, a través de la emisividad atmosférica, no se han generado por el momento algoritmos propios de interpolación espacial y temporal ya que la distribución de las estaciones con registros disponibles de las mismas hasta la fecha no ha permitido la generación de un gradiente a escala de cuenca. Por tanto se consideran los registros diarios constantes a lo largo de cada día y para su distribución espacial se aplican métodos directos como *IDW2*.

2.5. Evapotranspiración potencial

A partir de las variables meteorológicas anteriores, ya distribuidas en cada tramo de estudio a través de la interpolación espacial, se realizan ciertos cálculos, como es el de la demanda evaporativa. Por tanto, para el cálculo de la evapotranspiración potencial no se realiza una interpolación espacial específica, sino que viene implícita en la de los datos de los que se deriva.

El objetivo es obtener una medida de la demanda evaporativa en la cuenca a disposición de los distintos módulos presentes en WiM–Med a escala horaria y diaria, por lo que se calcula la evapotranspiración para un cultivo de referencia estándar $ET0$. Para el cálculo a escala horaria se utiliza el método FAO de la ecuación de Penman–Monteith (Allen *et al.*, 1998) con la unificación incorporada en la expresión ASCE–PM para la $ET0$ horaria (Itenfisu *et al.*, 2003; Gavilán *et al.*, 2007):

$$ET0 = \frac{0.408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{C_n}{T} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + C_d \cdot u_2)} \quad (2.6)$$

donde Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor calculada a la temperatura media del aire en kPa/K , γ la constante psicrométrica en kPa/K , R_n la radiación neta y G la densidad de flujo de calor en el suelo ($0.1 \cdot R_n$ durante el día y $0.5 \cdot R_n$ durante la noche), ambas en $mm/día$ de equivalentes de agua, T la temperatura media diaria en K y u_2 la velocidad del viento en m/s , ambas medidas a $2m$ de la superficie, e_s la presión de vapor en saturación y e_a la presión de vapor real, en kPa , C_d el coeficiente de resistencia de la cubierta ($0.24 s/m$ durante el día y 0.96 durante la noche) y C_n el coeficiente de resistencia aerodinámico ($37 K \cdot mm \cdot s^3/mg \cdot día$)

Esta $ET0$ se utiliza para el cálculo de la evaporación horaria desde la cubierta vegetal, desde el suelo y desde los acuíferos. La evaporación desde la nieve se obtiene a partir de una expresión particularizada para la interfase nieve–atmósfera. Todo el proceso de cálculo de la $ET0$ se puede encontrar explicado con mayor detalle en Aguilar (2008).

Existen momentos en los que WiM–Med trabaja a escala diaria por considerar que el cálculo horario no es necesario. Esto ocurre principalmente cuando no llueve y no hay nieve acumulada ni hay circulación superficial de agua. En esos días el modelo no

realiza un cálculo horario por Penman–Monteith sino que calcula directamente la $ET0$ a través del método empírico de Hargreaves *et al.* (1985). En este método únicamente intervienen temperatura media T_{med} , máxima T_{max} y mínima T_{min} diarias y radiación extraterrestre K_{ext} (Droogers y Allen, 2002):

$$ET0 = C_{Har} \cdot 0.408 \cdot K_{ext} \cdot (T_{med} + 17.8) \cdot \sqrt{T_{max} - T_{min}} \quad (2.7)$$

Esta expresión utiliza R_{ext} en combinación con T_{med} como indicadores de la radiación global y el rango de temperatura diaria como indicador del contenido de humedad y nubosidad. Habitualmente se utiliza para el coeficiente C_{Har} un valor de 0.0023, pero dado que la altitud u otros fenómenos locales pueden llegar a afectar a este valor, WiM–Med permite la utilización de un coeficiente variable definido por el usuario. La idea es que este coeficiente se obtenga previamente mediante calibración a partir de los resultados horarios de Penman–Monteith. Esto justificará el uso de el modelo empírico de Hargreaves, ya que se ajusta al modelo físico horario y permite el cálculo con menos variables a escala diaria.

Capítulo 3

Interceptación

El modelo de interceptación que se utiliza en WiM-Med está basado en los modelos analíticos de Rutter *et al.* (1971) y Gash (1979), ampliamente usados en estudios de interceptación recientes. Una explicación más amplia del mismo, incluyendo ejemplos de aplicación, se puede encontrar en Díaz (2007). En la figura 3.1 se representa esquemáticamente el balance de agua que ocurre en la cubierta vegetal del suelo.

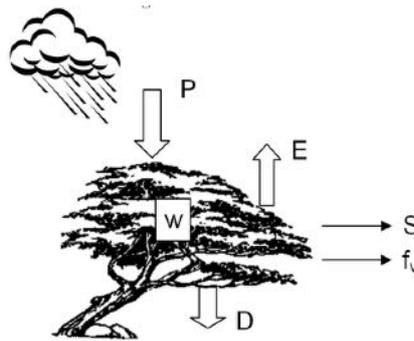


Figura 3.1: Esquema del balance de agua en la cubierta vegetal.

La precipitación incidente P puede ser interceptada por la cubierta vegetal o bien llegar directamente al suelo si no encuentra hojas o ramas a su paso. El agua interceptada puede a su vez llegar al suelo mediante drenaje D o ser retenida en la cubierta vegetal y posteriormente evaporada hacia la atmósfera E . La cubierta retiene en cada instante un volumen de agua w , cuyo valor máximo corresponde a la capacidad de almacenamiento de la cubierta S , que se produce cuando la cubierta alcanza la saturación. El modelo planteado calcula la lluvia neta definida como la cantidad de agua que llega al suelo, sin separarla en escorrentía cortical y trascolación. La estimación de la escorrentía cortical es compleja en cubiertas vegetales compuestas de varias especies distintas, y su importancia cuantitativa es pequeña en comparación con la precipitación incidente.

El balance de agua que se produce en la cubierta vegetal se puede expresar como:

$$\frac{dw}{dt} = P - E - D \quad (3.1)$$

donde w es el volumen de agua almacenado por unidad de superficie en el dosel vegetal, P es el flujo de precipitación incidente, E es el flujo de evaporación de agua interceptada, D es el flujo de agua que drena a través de la cubierta. El flujo de agua interceptada es $I = P - D$. El flujo de evaporación de agua desde las hojas y ramas se calcula según

Rutter *et al.* (1971) como:

$$E = \frac{w}{S} \cdot E_p \quad (3.2)$$

donde E_p es el flujo de evaporación potencial desde la superficie húmeda de la vegetación y S es la capacidad de almacenamiento de la cubierta, es decir, el volumen de agua que la planta es capaz de retener por unidad de superficie cuando se encuentra saturada. S es comparable al concepto de capacidad de campo de un suelo, tan útil en la práctica al hablar de su contenido de agua y tan difícil de definir con precisión (Rutter *et al.*, 1971). Cuando el dosel está saturado ($w = S$), existe agua en zonas de la planta más expuestas a la atmósfera, como por ejemplo la parte superior de la cubierta o las hojas exteriores de la copa de los árboles, que se evapora a la velocidad potencial ($E = E_p$). Conforme el dosel se va secando, el agua remanente estará retenida en zonas de la planta menos expuestas a la atmósfera, como zonas interiores o pliegues por ejemplo, y el flujo de evaporación será menor ($w/S < 1$). Se ha demostrado que con esta hipótesis se describe adecuadamente el comportamiento de la cubierta en su conjunto durante el proceso de secado de la misma (Shuttleworth, 1978; Sellers y Lockwood, 1981; Shuttleworth y Gash, 1982).

El flujo de drenaje a través de la cubierta vegetal se calcula a partir de la propuesta de Zeng *et al.* (2000):

$$D = \begin{cases} \infty & \text{si } w > S \\ 0 & \text{si } w \leq S \end{cases} \quad (3.3)$$

Es decir, sólo se produce flujo de drenaje cuando el contenido de humedad de la cubierta supera la capacidad de almacenamiento S , y a partir de ese momento todo exceso de agua es drenado instantáneamente hacia el suelo. Esta simplificación permite prescindir de los parámetros que relacionan w con D en el modelo de Rutter, de difícil cuantificación práctica, específicos para cada especie vegetal y prácticamente inabordables a escala de cuenca.

Una vez obtenido el valor de las pérdidas por interceptación de lluvia para el intervalo de tiempo estudiado en la superficie de la cubierta vegetal, se utiliza la fracción de cobertura vegetal del suelo f_v para considerar el carácter disperso de la vegetación y trasladar el resultado al área de estudio:

$$I_{area} = (P - D) \cdot f_v \quad (3.4)$$

Los valores de P y D están referidos a unidad de superficie de cubierta vegetal, mientras que I_{area} está referida a unidad de superficie de suelo. La evaporación desde la cubierta húmeda se puede considerar linealmente dependiente de f_v .

Por último, se obtiene la precipitación neta P_n que recibe la unidad de superficie de suelo, que se calcula como la diferencia entre el flujo de precipitación incidente y el de interceptación:

$$P_n = P - I_{area} = (1 - f_v) \cdot P + D \cdot f_v \quad (3.5)$$

Para la aplicación continua en el tiempo del modelo de interceptación planteado se han establecido las siguientes hipótesis:

- La humedad disponible para evaporación durante un intervalo de tiempo determinado (1 hora en este caso) será la humedad almacenada en la cubierta vegetal al inicio de esa hora w_0 . Por tanto, aunque exista precipitación durante la hora, el

agua interceptada no estará disponible para evaporación hasta el paso de tiempo siguiente, ya que no es posible saber el momento en el que ha caído la lluvia, si al inicio, en mitad, o al final de la hora.

- El balance de agua de la cubierta se ajusta al final de cada hora, determinando así el contenido de humedad final w_f .
- Las nevadas que se producen sobre cubiertas vegetales son tratadas como precipitación en forma líquida. La precipitación en forma de nieve se produce en su mayoría en superficies de la cuenca con vegetación muy escasa o inexistente. Existen muy pocos estudios sobre el proceso de interceptación de nieve y su consideración en el modelo de interceptación aumentaría su complejidad pero no produciría diferencias importantes en los resultados a escala de cuenca.

Capítulo 4

Nieve

La incorporación del efecto de la nieve dentro del ciclo hidrológico requiere la simulación de su acumulación, evaporación (sublimación) y fusión. El cálculo está basado en un balance de masa y energía distribuido en cada tramo/celda del modelo. Toda la base teórica, consideraciones particulares, hipótesis, pormenores de la formulación y ejemplos de aplicación al caso de Sierra Nevada (España) se encuentran recogidos en Herrero (2007).

Para este modelo, la nieve es un proceso que tiene lugar sobre la superficie de la tierra y por debajo de la cobertura vegetal. Por tanto se parte de las variables distribuidas generadas por el módulo meteorológico, que sirven de entrada al módulo de simulación de nieve. Sólo el módulo de interceptación se interpone entre la precipitación real meteorológica y el depósito de nieve en superficie.

El cálculo de los todos procesos relacionados con la nieve se realiza siempre a escala horaria.

4.1. Precipitación y nieve

Una primera parte de la simulación es la encargada de representar la precipitación en forma de nieve. Esta se calcula determinando el porcentaje de la precipitación efectiva que ocurre en esta forma, con un modelo sencillo que combina la temperatura y la precipitación simuladas y determina su estado. Este primer submodelo consta de un solo parámetro T_{sn} , que se define como la temperatura máxima a la que la precipitación ocurre en forma de nieve. Este parámetro se considera constante en el espacio y en el tiempo. La expresión básica de este submodelo es la siguiente:

$$P_n = \begin{cases} P & \text{si } T \leq T_{sn} \\ 0 & \text{si } T > T_{sn} \end{cases} \quad (4.1)$$

donde, además de T_{sn} , aparece T que es la temperatura atmosférica en el tramo, P la precipitación efectiva total y P_n la precipitación en forma de nieve.

La precipitación en forma de nieve P_n se incorpora directamente al depósito superficial de nieve y pasa a la parte fundamental del modelo que es el balance de masa y energía en el depósito. En realidad, toda la precipitación se incorpora al depósito de nieve, independientemente de su estado, ya que es el balance de masa y energía el que determinará si esa precipitación, con la energía asociada en función de su temperatura, se mantiene en el depósito o pasa al módulo de escorrentía/infiltración. Una lluvia líquida sobre una nieve suficientemente fría, puede quedar atrapada en la misma, en lo que el modelo llama precipitación congelada. Lo importante en este primer paso es

definir la energía interna de la precipitación efectiva, lo que se consigue conociendo su estado y temperatura T_P . El estado simplemente se considerará sólido si la $T_P \leq 0$, y líquido en caso contrario. Su temperatura T_P se deduce dando un nuevo significado al concepto definido en la ecuación anterior, lo cual es fácil reinterpretando la definición de T_{sn} de la siguiente forma: T_{sn} es la disminución de temperatura de la precipitación con respecto a la temperatura atmosférica medida sobre la superficie del terreno. Por tanto:

$$T_P = T - T_{sn} \quad (4.2)$$

En resumen, la primera expresión se amplía con la definición de la energía interna asociada a la precipitación U_P :

$$U_P = P \cdot u_P \quad (4.3)$$

siendo P la precipitación y u_P su energía interna específica, es decir, por unidad de masa. u_P es función directa de su temperatura y fase. Será positiva para el caso de lluvia líquida y negativa para el caso de lluvia sólida:

$$u_P = \begin{cases} ce_l \cdot T_P & \text{si P líquida, } T_P > 0^\circ C \\ ce_h \cdot T_P - L_f & \text{si P sólida, } T_P \leq 0^\circ C \end{cases} \quad (4.4)$$

donde T_P es la temperatura de la precipitación en $^\circ C$, ce_l el calor específico del agua, ce_h el calor específico del hielo y L_f el calor latente de fusión del hielo.

Aun cuando haya nieve en el depósito de un tramo, puede ocurrir que no toda la extensión del tramo esté superficialmente cubierta por la misma. En el Herrero (2007) se explica cómo a través de la curva de agotamiento y en función de ciertas variables de estado, se asocia determinada cantidad de nieve a la fracción de área del tramo realmente cubierta por la nieve A_n . Esto simula la heterogeneidad superficial de la distribución de la nieve, fenómeno que se acentúa cuanto más tiempo pase esta almacenada. Esto es importante para el tratamiento de una precipitación líquida sobre nieve, como se explica a continuación.

Cuando la altura de nieve acumulada en el depósito es nula, una precipitación líquida P pasa directamente a la superficie del suelo, como entrada al módulo de infiltración/escorrentía. En el caso antes mencionado de nieve sobre la superficie del tramo pero con un $A_n < 1$ (es decir, con partes del tramo libres de nieve), la fracción de la lluvia $P \cdot A_n$ pasa al depósito de nieve, mientras que el resto, $P \cdot (1 - A_n)$, se dirige directamente a dicho módulo de infiltración/escorrentía.

4.2. Balance de masa y energía

El resto del ciclo de la nieve, con su mantenimiento en superficie hasta su desaparición, ya sea por evaporación o fusión, queda simulado con un balance de masa y energía sobre el manto de nieve. Asumiendo una columna de nieve homogénea, se adopta un modelo de una capa en contacto con el suelo por su capa inferior y con la atmósfera por la superior (ver figura 4.1). Las ecuaciones que definen estos dos balances son:

$$\text{Masa: } \frac{dh_n \cdot \rho_n}{dt} = P - E + V - F \quad (4.5)$$

donde h_n es el espesor de la capa de nieve, ρ_n su densidad, P la precipitación, E la evaporación o sublimación, V el transporte de nieve lateral debido al viento y F la fusión que escurre por el fondo.

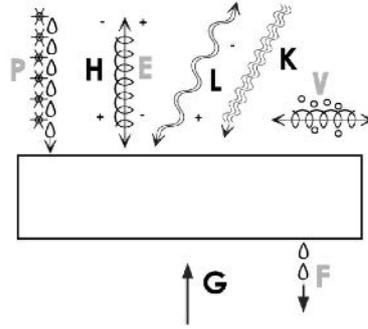


Figura 4.1: Flujos de masa (gris) y energía (negro) actuantes sobre la columna de nieve.

$$\text{Energía: } \frac{dU_n}{dt} = K + L + H + G + U_P - U_E + U_V - U_F \quad (4.6)$$

donde U_n es la energía interna total de la masa de nieve, K la radiación de onda corta o solar, L la radiación de onda larga o termal, H el intercambio turbulento de calor sensible con la atmósfera, G el intercambio de calor sensible con el suelo y el resto de términos son los componentes advectivos de transporte de energía asociada a los transporte de masa vistos en la ecuación anterior.

En WiM-Med las componentes G y V , y con ella U_V , se desprecian frente al resto de flujos de masa y energía. Además U_F siempre vale 0, ya que el agua de fusión es agua líquida a 0°C , lo cual coincide con el nivel de referencia escogido como cero para la energía.

La capa de nieve interactúa con la atmósfera (y en menor medida con el suelo) con la que establece un intercambio activo de energía según la ecuación anterior. Este intercambio hace variar su energía interna U_n y, por tanto, su temperatura T_n , que están relacionadas por la siguiente expresión:

$$U_n = h_n \cdot \rho_n \cdot c_{eh} \cdot T_n - L_f \cdot h_n \cdot \rho_n \quad (4.7)$$

donde se repiten los términos vistos en las expresiones anteriores. El modelo asigna un valor de $2.103e^{-3} \text{ MJ/kg} \cdot K$ para c_{eh} y de 0.334 MJ/kg para L_f . U_n nunca puede ser mayor que 0. En ese momento se produce el paso a agua líquida en el interior de la capa de nieve que, despreciando la capacidad de almacenamiento de la propia nieve como medio poroso, escurre en forma de fusión. Por lo tanto, se puede decir que el flujo de fusión es un resultado del balance de energía cuando esta es positiva (en situación de nieve isoterma a 0°C). El resto de flujos se calculan a partir de ciertas variables meteorológicas y algunos parámetros característicos de la nieve.

Evaporación E . La evaporación es el proceso de difusión turbulenta del vapor de agua por la diferencia de presión de vapor entre la superficie de la nieve y la atmósfera. Se calcula a partir de la siguiente expresión, donde E es la masa saliente de la capa de nieve:

$$E = - \left[\frac{0.622 \cdot \rho_a}{p} \cdot \frac{k^2}{\left(\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right)^2} \cdot v_2 + kE_{E0} \right] \cdot (e_a - e_n) \quad (4.8)$$

donde ρ_a es la densidad de la atmósfera, p la presión atmosférica, k la constante de Prandtl-von Kármán (0.41), z_0 la altura de rugosidad para la transferencia de cantidad de movimiento, v_2 la velocidad del viento a 2 m de altura, e_a la presión de vapor de la atmósfera y e_n la presión de vapor sobre la superficie de la nieve. El modelo fija ρ_a en un valor de 1.29 kg/m^3 , p en 101.35 kPa e interpreta e_n como la presión de vapor de equilibrio, que es calculada en función de la temperatura de la superficie de la nieve T_n según la expresión de Goff y Gratch (1946):

$$e_n = 0.61111 \cdot e^{\left(\frac{17.3 \cdot T_n}{T_n + 237.3}\right)} \quad (4.9)$$

que utiliza kPa para la presión y $^\circ\text{C}$ para la temperatura.

La presión de vapor de la atmósfera y la velocidad del viento a 2 metros de altura son variables meteorológicas requeridas, mientras que z_0 es un parámetro de calibración considerado constante en el espacio y el tiempo.

Radiación de onda corta K . La fracción de la radiación solar medida que entra en la capa de nieve K , al no ser reflejada por su superficie, es:

$$K = (1 - \alpha) \cdot K_s \quad (4.10)$$

donde K_s es la radiación solar incidente medida y α el albedo, aproximado en WiM-Med a un valor constante de 0.8.

Radiación de onda larga L . La radiación de onda larga neta que entra en la capa de nieve viene determinada por el balance entre la radiación recibida y la emitida. La nieve se considera como un emisor perfecto de onda larga. Por tanto:

$$L = \varepsilon_{at} \cdot \sigma \cdot T_{at}^4 - \varepsilon_n \cdot \sigma \cdot T_n^4 \quad (4.11)$$

donde T_{at} es la temperatura medida en la atmósfera, ε_{at} la medida de emisividad de onda larga de la atmósfera y σ es la constante de Stephan-Boltzman ($4.9e^{-9} \text{ MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{día} \cdot \text{K}^4)$). La temperatura de la nieve T_n es calculada por el modelo.

Intercambio turbulento de calor sensible con la atmósfera H . Por la diferencia de temperatura entre la superficie de la nieve y la atmósfera se establece un intercambio difusivo de calor sensible entre ambos, afectado por los mismos procesos turbulentos que la evaporación. El flujo de energía H que entra en la nieve es:

$$H = \left[\rho_a \cdot c e_a \cdot \frac{\phi \cdot k^2}{\left(\ln\left(\frac{2}{z_0}\right)\right)^2} \cdot v_2 + k E_{H0} \right] \cdot (T_a - T_n) \quad (4.12)$$

expresión en la que además de k , ρ_a , v_2 y z_0 , ya definidos para el cálculo de la evaporación en 4.8, aparecen el calor específico del aire $c e_a$ (tomado como $1.005e^{-3} \text{ MJ}/\text{kg} \cdot \text{K}$), un coeficiente de difusividad del calor sensible en ausencia del viento $k E_{H0}$, la temperatura de la atmósfera a 2 metros de altura T_a y la temperatura de la superficie de la nieve T_n .

Energía interna asociada a la evaporación U_E . También conocido como el intercambio turbulento de calor latente con la atmósfera. La energía interna transportada

por advección por un flujo de masa es igual al producto de la masa por su energía interna unitaria. En este caso la energía interna unitaria del vapor de agua transportado es:

$$U_E = E \cdot u_E \quad (4.13)$$

$$u_E = L_v + ce_v \cdot \Delta T_n \quad (4.14)$$

donde L_v es el calor latente de vaporización del agua a $0^\circ C$ y ce_v el calor específico del vapor de agua a 1 atmósfera de presión y $0^\circ C$, fijados ambos en WiM-Med a valores de $2.47 MJ/kg$ y $1.85e^{-3} MJ/kg \cdot K$ respectivamente.

Energía interna asociada a la precipitación U_P . La precipitación tiene asociada una energía en función de su temperatura T_P (definida por la expresión 4.2). Si T_P es igual o menor a $0^\circ C$, se considera que es nieve.

$$U_P = P \cdot u_P \quad (4.15)$$

$$u_P = \begin{cases} ce_l \cdot \Delta T_P & \text{si P líquida, } T_P > 0^\circ C \\ ce_h \cdot \Delta T_P - L_f & \text{si P sólida, } T_P \leq 0^\circ C \end{cases} \quad (4.16)$$

donde la única variable nueva es el calor específico del agua ce_l , fijado en $4.1868e^{-3} MJ/kg \cdot K$.

4.3. Extensión espacial

Los tramos espaciales en los que se divide el dominio espacial son celdas rectangulares de un tamaño variable en función del problema modelado. Dado que estas celdas pueden tener un tamaño en planta del orden de las decenas de metros, es obligado considerar heterogeneidad de la nieve dentro del tramo. Es decir, la posibilidad de existencia de un espesor de nieve variable dentro del tramo. De este modo, el modelo puntual representado por el balance de masa y energía se extiende espacialmente al tramo a través de unas funciones empíricas que relacionan la cantidad de nieve con la superficie del tramo cubierto por la misma (SC , de *snow cover*). Esta función empírica se denomina curva de agotamiento.

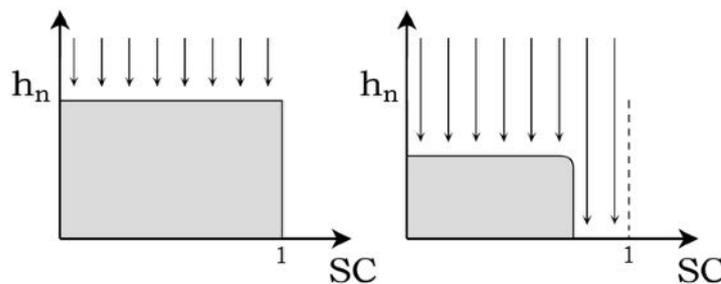


Figura 4.2: Representación teórica del efecto de reducción del área ocupada por la nieve dentro del tramo en función de la cantidad de nieve.

El modelo WiM-Med contempla en cada tramo/celda una curva de agotamiento distinta función de la cantidad de nieve actual (EA , equivalente de agua) y de la cantidad

de nieve máxima que se ha alcanzado en el presente ciclo de fusión EA_{max} . Cuando la nieve desaparece por completo de la celda, esta última variable se reinicia a 0. Con el equivalente de agua adimensional $EA^* = EA/EA_{max}$ (siempre menor o igual que 1) y dos parámetros constantes para todos los tramos, se calcula la fracción SC según la siguiente expresión (figura 4.3):

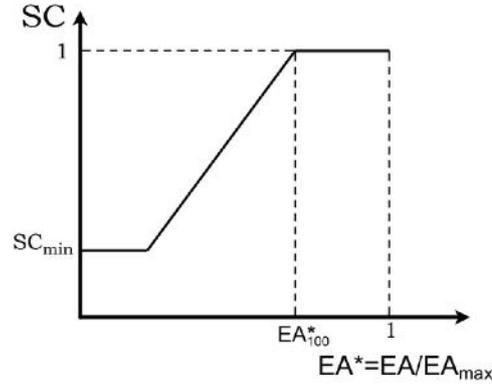


Figura 4.3: Curva de agotamiento empírica.

$$SC = \begin{cases} 1 & \text{si } EA^*/EA_{100}^* > 1 \\ \frac{EA^*}{EA_{100}^*} & \text{si } SC_{min} < EA^*/EA_{100}^* < 1 \\ SC_{min} & \text{si } SC_{min} > EA^*/EA_{100}^* \end{cases} \quad (4.17)$$

Los dos parámetros utilizados son la fracción de superficie mínima que siempre se encuentra cubierta por la nieve SC_{min} y el equivalente de agua adimensional mínimo con el que toda la superficie aún está cubierta de nieve por completo EA_{100}^* .

Capítulo 5

Zona no saturada del suelo

A efectos del análisis del movimiento del agua en el suelo, se considera el suelo dividido en dos capas (figura 5.1): una capa superficial (capa 1) donde domina la infiltración superficial y una capa inferior (capa 2) de almacenamiento y distribución.

La infiltración en la capa superficial se regula principalmente a través de la conductividad hidráulica saturada superficial k_{sSup} . Al transmitir el agua hacia la capa inferior, una parte proporcional de esa agua se deriva hacia un flujo subsuperficial o lateral. La capacidad de aporte hacia el flujo subsuperficial se valora en función de la relación entre la permeabilidad del suelo k_{sSol} y el equivalente a una permeabilidad lateral k_{lat} . La capa inferior tiene el efecto de retrasar la infiltración profunda hacia la zona saturada y mantener el agua disponible para la evaporación desde el suelo.

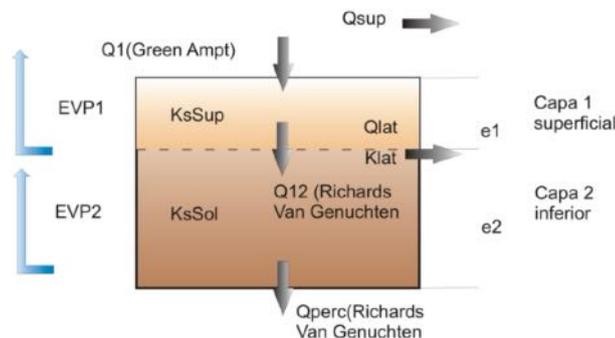


Figura 5.1: Diagrama de la Zona no Saturada en WiM-Med.

Se puede encontrar una justificación más detallada de la base teórica que rige el cálculo en la zona no saturada, incluyendo ejemplos prácticos de aplicación, en Aguilar (2008).

5.1. Infiltración superficial

La infiltración del agua en el suelo es el proceso mediante el cual esta entra en el espacio poroso del suelo, al tiempo que desplaza al aire previamente alojado allí. WiM-Med reproduce la infiltración mediante el modelo físico de Green y Ampt (1911) junto con la solución exacta de Muñoz-Carpena y Ritter (2005). Estos autores propusieron una simplificación del proceso de infiltración para lo cual consideraron ciertas hipótesis de partida en la descripción de la infiltración en un suelo:

- El suelo se encuentra encharcado con una delgada lámina de agua h_0 desde el inicio del proceso.
- Los perfiles del suelo se pueden reducir a perfiles rectangulares homogéneos con una distribución uniforme de humedad en una profundidad L en los que el movimiento de agua se produce en forma de frente de agua que se mueve a la misma velocidad en toda la sección del suelo en forma de flujo tipo pistón. De este modo se origina un frente de humedecimiento bien definido que separa la zona húmeda del suelo de la zona seca (Rawls *et al.*, 1993).

El modelo parte de la ecuación de Darcy, que aplicada al perfil tipo y combinada con la ecuación de continuidad expresada como $I = -z \cdot \Delta\theta$, siendo I la infiltración acumulada, $\Delta\theta$ el intervalo desde la humedad en saturación θ_s a la inicial θ_0 y Ψ_{mf} el potencial matricial en el frente de humedecimiento, se obtiene:

$$i = k_{sSup} \cdot \left(\frac{I - \Psi_{mf} \cdot \Delta\theta}{I} \right) \quad (5.1)$$

que relaciona la intensidad de infiltración i con su valor acumulado I . Reconociendo la relación entre ambas variables, $i = dI/dt$, se obtiene una ecuación diferencial implícita en I :

$$I + \Psi_{mf} \cdot \Delta\theta \cdot L \cdot \frac{I - \Psi_{mf} \cdot \Delta\theta}{-\Psi_{mf} \cdot \Delta\theta} = k_{sSup} \cdot t \quad (5.2)$$

Sin embargo, en condiciones naturales el suelo no se encharca al principio de un suceso de lluvia, en contra de la primera hipótesis del modelo. Por tanto, es necesario calcular la infiltración acumulada que hace falta para llegar al tiempo de encharcamiento t_e en el cual $i = r$, siendo r la intensidad de lluvia y a continuación se reescribe la ecuación anterior considerando que se cumple a partir del punto de encharcamiento (Mein y Larson, 1973):

$$i = r = k_{sSup} \cdot \left(\frac{I_e - \Psi_{mf} \cdot \Delta\theta}{I_e} \right) \quad (5.3)$$

$$I_e = \frac{-\Psi_{mf} \cdot \Delta\theta}{\frac{r}{k_{sSup}} - 1} \quad (5.4)$$

$$I - I_e + \Psi_{mf} \cdot \Delta\theta \cdot L \cdot \frac{I - \Psi_{mf} \cdot \Delta\theta}{I_e - \Psi_{mf} \cdot \Delta\theta} = k_{sSup} \cdot (t - t_e) \quad (5.5)$$

La ecuación de Green y Ampt es una ecuación implícita en I que debe solucionarse mediante algún método numérico. WiM-Med aplica el método de Picard de aproximaciones sucesivas de I siguiendo a Muñoz-Carpena y Ritter (2005), con un nivel de error aceptado de 0.01, 10 iteraciones para encontrar la solución y empleándose como valor inicial para cada evento $k_{sSup} \cdot (t - t_e)$.

Otro problema adicional en la aplicación práctica del modelo lo constituye el no mantenimiento de las condiciones de encharcamiento en algún momento durante un episodio de lluvia con intensidad variable. En el caso de lluvias no uniformes, se produce continuamente el paso de condiciones de encharcamiento a condiciones de no encharcamiento complicando el proceso de infiltración. Este problema se resuelve con ayuda de la hipótesis de compresión de tiempo sugerida por Sherman (1932). WiM-Med define intervalos de una hora para la aplicación del modelo durante los cuales se hace el seguimiento del proceso de infiltración y se aplica la teoría de Sherman cuando es conveniente. Además,

se impone un límite de tiempo sin lluvia h_{red} horas a partir del cual se considera que el fenómeno de infiltración ha acabado. Superado este tiempo sin lluvia, se efectúa una redistribución de la humedad en todo el perfil del suelo y comienza a considerarse evaporación desde el mismo. Por defecto, h_{red} tiene un valor de 3 horas, aunque su valor es modificable para cada simulación.

5.2. Infiltración profunda

Durante un período de infiltración superficial, la infiltración profunda comienza a producirse cuando todo el suelo se encuentra saturado. Durante el proceso de infiltración superficial el agua comienza a incrementar el contenido de humedad en el suelo, desde la superficie hacia el fondo. Cuando se alcanza la saturación en las dos capas del suelo, el exceso de infiltración Q_{ex} se reparte entre infiltración profunda Q_{perc} y flujo subsuperficial lateral Q_{lat} en función de la relación de dos valores de conductividad, k_{sSol} y k_{lat} :

$$Q_{ex} = Q_{lat} + Q_{perc} \quad (5.6)$$

$$\frac{Q_{perc}}{k_{sSol}} = \frac{Q_{lat}}{k_{lat}} \quad (5.7)$$

$$Q_{perc} = Q_{ex} \cdot \frac{k_{sSol}}{k_{sSol} + k_{lat}} \quad (5.8)$$

$$Q_{lat} = Q_{ex} \cdot \frac{k_{lat}}{k_{sSol} + k_{lat}} \quad (5.9)$$

Durante los periodos sin infiltración superficial, el modelo calcula en primer lugar un flujo subsaturado de la capa de suelo 1 a la 2 siguiendo la expresión de Darcy-Buckingham (5.10). Los distintos términos de esta expresión se pueden obtener a partir de las de van Genuchten (5.11) y van Genuchten–Mualem (5.12).

$$q = \frac{\partial \theta \cdot \partial z}{\partial t} = k_{\Theta} \cdot \left(1 - \frac{\partial \Psi}{\partial \Theta} \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) \quad (5.10)$$

$$-\Psi = \frac{1}{\alpha} \left(\Theta^{-1/m} - 1 \right)^{1/n} \quad (5.11)$$

$$k_{\Theta} = k_0 \cdot \Theta^{1/2} \cdot \left(1 - \left(1 - \Theta^{1/m} \right)^m \right)^2 \quad (5.12)$$

en las que q es el flujo de infiltración, Ψ el potencial matricial, n , m , y α son parámetros de regresión de la curva de succión del suelo y k_0 una conductividad equivalente, aunque no necesariamente igual, a la conductividad hidráulica saturada. Ambas expresiones hacen referencia al grado de saturación efectivo Θ , el cual se define en función de la humedad actual θ , la humedad de saturación θ_s y la humedad residual θ_r :

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (5.13)$$

Los valores típicos de la n de van Genuchten se encuentran entre 1.2 y 4.0 (Muñoz-Carpena y Ritter, 2005) y es común adoptar $m = 1 - 1/n$. En cuanto a α , WiM–Med lo

calcula como la inversa del potencial matricial de secado Ψ , que suele adoptar valores entre -2000 y -200 mm.

La conductividad hidráulica no saturada se calcula con la expresión de van Genuchten-Mualem (expresión 5.12), en la que se toma k_{sSup} como valor de k_0 . Este flujo subsaturado I_{12} se reparte a su vez entre flujo lateral y un flujo hacia la capa 2 Q_{12} nuevamente según la relación entre los parámetros de velocidad de flujo k_{sSol} y k_{lat} :

$$I_{12} = Q_{lat} + Q_{12} \quad (5.14)$$

$$\frac{Q_{lat}}{k_{lat}} = \frac{Q_{12}}{k_{sSol}} \leq 1 \quad (5.15)$$

Con el flujo Q_{12} se actualiza la humedad de la capa de suelo 2. Desde esta capa inferior también se produce la infiltración profunda al acuífero siguiendo la expresión de Darcy-Buckingham, siendo en este caso k_{sSol} el valor de k_0 en la expresión de van Genuchten-Mualem.

5.3. Exceso de lluvia

Una vez realizado el balance de agua en el suelo y calculada la infiltración superficial total, se calcula el exceso de lluvia o precipitación efectiva como la diferencia entre la precipitación neta y dicha infiltración. La precipitación neta lleva descontados las pérdidas por interceptación de la cubierta vegetal y acumulación en la capa de nieve. La evapotranspiración se considera despreciable en condiciones de evento de precipitación¹ (Muñoz-Carpena y Ritter, 2005).

5.4. Redistribución de la humedad

Una vez cesa la lluvia, el movimiento de agua en el suelo se desarrolla de acuerdo a los gradientes de potencial hidráulico. La humedad pasa de las capas superficiales hacia las más profundas (Muñoz-Carpena y Ritter, 2005), viaje que en este caso implica el paso por los depósitos en la secuencia capa 1 \rightarrow capa 2 \rightarrow zona saturada. De este modo, el agua acumulada en el suelo en cada celda va moviéndose hacia la zona saturada o perdiéndose en la atmósfera por la demanda evaporativa. La evaporación se calcula de forma independiente en cada capa de suelo (EVP y $EVP2$) teniendo en cuenta la evapotranspiración potencial (ver apartado 2.5) y el contenido de agua en cada capa de acuerdo a la siguiente expresión:

$$EVP_i = ET0 \cdot \alpha_{ev} \cdot \Theta^{\beta_{ev}} \quad (5.16)$$

siendo EVP_i la cantidad evaporada desde la capa i de suelo en mm , $ET0$ la evapotranspiración de referencia y α_{ev} y β_{ev} dos coeficientes de ajuste de la expresión, que WiM-Med considera constantes en toda la cuenca y modificables por el usuario. El contenido de agua se evalúa mediante el grado de saturación efectivo Θ definido según 5.13. En ningún caso la evaporación calculada podrá ser mayor que la potencial, por lo que la expresión anterior se limita a posteriori con la siguiente condición:

$$EVP_i \leq ET0 \quad (5.17)$$

¹Para WiM-Med un evento de precipitación es el total de los **días** durante los que se desarrolla un fenómeno intermitente de precipitación asociado al paso de una sola borrasca.

Capítulo 6

Zona saturada

El modelo de flujo subterráneo en zona saturada incorporado en WiM–Med se basa en el trabajo de Millares (2008). Este modelo se encarga de representar el comportamiento hidrogeológico en toda una cuenca, lo que implica representar la gran heterogeneidad de materiales y tipos de flujo que dominan la zona saturada.

El modelado de los aportes correspondientes a la zona saturada difiere con el carácter distribuido del modelo global debido precisamente a la complejidad de los acuíferos y de la escasez de información. Por ello WiM–Med plantea un modelo agregado alimentado por la recarga distribuida procedente del suelo (zona no saturada) y subdividido en “zonas acuíferas” homogéneas de mayor tamaño al de la celda. Cada zona acuífera seleccionada será simulada mediante tres depósitos en donde se asume la condición de linealidad del sistema (figura 6.1).

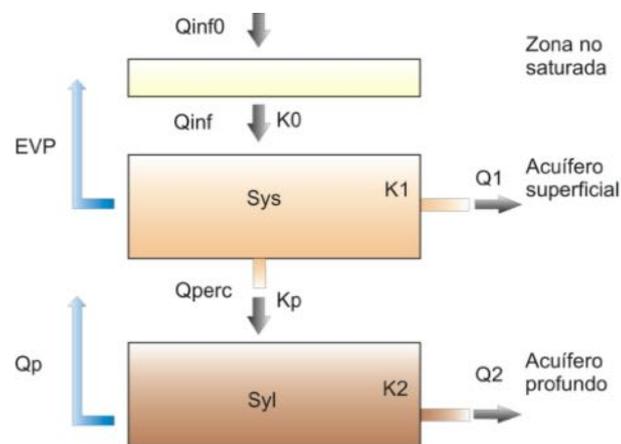


Figura 6.1: Modelo conceptual de depósitos planteado para la simulación de la zona saturada.

Las ecuaciones que rigen el comportamiento del embalse lineal parten de relación lineal existente entre el almacenamiento S y el caudal de salida Q , a través de una constante de almacenamiento k (Barnes, 1939):

$$S = k \cdot Q \quad (6.1)$$

expresión que puede escribirse en función del área A considerada para el embalse que-

dando de la siguiente forma:

$$h = k \cdot q \quad (6.2)$$

siendo h la altura que rige el almacenamiento del embalse lineal $[L]$, k el coeficiente de almacenamiento $[T]$ y q el caudal específico de desagüe $[LT^{-1}]$. El caudal saliente que se manifiesta a partir de un determinado nivel umbral viene dado por la expresión:

$$q = \frac{h - h_{umb}}{k} \quad (6.3)$$

donde h es la altura de agua existente en el embalse y h_{umb} la altura umbral a partir de la cual existe el flujo.

Por otro lado, el balance de masas para un medio poroso, usando caudales específicos, viene dado por la expresión:

$$\sum \frac{Q}{A} = \frac{dh}{dt} \cdot S_S \cdot \frac{\Delta V}{\Delta A} \Rightarrow \sum q = \frac{dh}{dt} \cdot S_S \cdot \Delta h \quad (6.4)$$

siendo $\sum Q$ el balance de caudales en el depósito, dh/dt la variación del nivel en el depósito en el intervalo de tiempo, S_S el coeficiente de almacenamiento específico del medio $[L^{-1}]$ y ΔV el volumen del depósito. Al expresar esta ecuación en función del rendimiento específico S_y , queda en la forma base utilizada para cada estado de los depósitos modelados:

$$\sum q = \frac{dh}{dt} \cdot S_y \quad (6.5)$$

6.1. Recarga desde la zona no saturada

WiM-Med contempla la existencia de un primer depósito ZNS de transición cuya función es recibir la infiltración profunda procedente de la zona no saturada y transmitirla al primer depósito de almacenamiento subterráneo, correspondiente a la respuesta rápida. Este depósito superficial de transición simula el tiempo de retardo que sufre la infiltración en su viaje desde la zona no saturada hacia la zona saturada. Está configurado como un depósito simple, es decir, con una sola salida. Las variaciones del nivel en este depósito vienen dadas por la expresión:

$$h_{ZNS}(t + dt) = h_{ZNS}(t) \cdot e^{-\frac{dt}{k_0}} + k_0 \cdot q_{inf_0} \cdot \left(1 - e^{-\frac{dt}{k_0}}\right) \quad (6.6)$$

donde k_0 es el coeficiente de almacenamiento específico correspondiente al depósito que simula el paso por la zona no saturada hasta la profunda y q_{inf_0} es el caudal infiltrado desde el suelo. Partiendo de la ecuación de continuidad, el flujo saliente q_{inf} vendrá dado por la expresión:

$$q_{inf_0} - q_{inf} = \frac{dh}{dt} \Rightarrow q_{inf} = \frac{-(h_{ZNS}(t + dt) - h_{ZNS}(t))}{dt} + q_{inf_0} \quad (6.7)$$

donde q_{inf} representa el caudal de percolación hacia la zona saturada.

6.2. Respuesta rápida del acuífero

Una vez modelado este tiempo de retardo, la recarga llega al depósito correspondiente a la respuesta rápida del sistema saturado. Se trata de un depósito de dos salidas;

una correspondiente a la respuesta rápida hacia la red de drenaje y otra que pasa a recargar un segundo depósito encargado de modelar la respuesta lenta del sistema. Esta respuesta rápida tendrá un umbral a partir del cual se dejan de realizar aportaciones y a partir del cual todas las aportaciones se realizan como respuesta lenta. Los componentes del balance hídrico en el depósito son los siguientes:

- q_{perc} , caudal específico de infiltración hacia el depósito de respuesta lenta [LT^{-1}].
- q_1 , caudal específico aportado al cauce por el acuífero de respuesta rápida [LT^{-1}].
- Sy_R , rendimiento específico del depósito de respuesta rápida [L^{-1}].
- h_R , altura en el depósito de respuesta rápida [L].
- k_1 , coeficiente de almacenamiento correspondiente al depósito de respuesta rápida [T].
- k_p , coeficiente de almacenamiento correspondiente a la transición hacia el depósito de respuesta lenta [T].

El caudal saliente q_1 se manifiesta a partir de un determinado nivel umbral $h_{R_{umb}}$ y viene dado por la expresión:

$$q_1 = \frac{h_R - h_{R_{umb}}}{k_1} \quad (6.8)$$

Las ecuaciones de un depósito lineal de dos salidas puede expresarse en función de los caudales específicos ($q = Q/A$), y teniendo en cuenta que $q_1 = h/k_1$ y que $q_{perc} = h/k_p$ resulta la ecuación:

$$h_R(t + dt) = h_R(t) \cdot e^{\frac{-(k_1+k_p)}{k_1 \cdot k_p \cdot Sy_R} \cdot dt} + \frac{k_1 \cdot k_p}{k_1 + k_p} \cdot \left(q_{inf} + \frac{h_{R_{umb}}}{k_1} \right) \cdot \left(1 - e^{\frac{-(k_1+k_p)}{k_1 \cdot k_p \cdot Sy_R} \cdot dt} \right) \quad (6.9)$$

expresión que indica el nivel en cada instante en un depósito lineal con dos salidas. A partir de la variación temporal del nivel del depósito dh/dt y la ecuación de continuidad dada por:

$$q_{inf} - q_R - q_{perc} = \frac{dh}{dt} \cdot Sy_R \Rightarrow q_{inf} - q_R - q_{perc} = \frac{-(h_R(t + dt) - h_R(t))}{dt} \cdot Sy_R \quad (6.10)$$

se obtienen las salidas q_1 y q_{perc} desde este depósito:

$$q_1 = \frac{k_p}{k_p + k_1} \cdot \left(\frac{-(h(t + dt) - h(t))}{dt} \cdot Sy_R + q_{inf} - \frac{h_{R_{umb}}}{k_1} \right) \quad (6.11)$$

$$q_{perc} = \frac{-(h(t + dt) - h(t))}{dt} \cdot Sy_R + q_{inf} - q_1 \quad (6.12)$$

Cuando el nivel descienda por debajo del umbral el depósito se comportará como un embalse lineal con una sola salida en cuyo caso ha de tomarse la expresión:

$$h_R(t + dt) = h_R(t) \cdot e^{\frac{-dt}{k_p \cdot Sy_R}} + k_p \cdot q_{inf} \cdot \left(1 - e^{\frac{-dt}{k_p \cdot Sy_R}} \right) \quad (6.13)$$

6.3. Respuesta lenta del acuífero

Este último depósito, un depósito lineal simple, realiza aportaciones hacia la red de drenaje y representa la respuesta lenta del sistema. Del mismo modo que el depósito de respuesta rápida, cuenta con un valor umbral a partir del cual las aportaciones del sistema subterráneo cesan. Este almacenamiento se corresponde con aquellas zonas en las que puede producirse una diferencia de nivel entre el río y el acuífero quedándose éste descolgado. Las variaciones del nivel de agua en el depósito vienen dadas por la expresión:

$$h_L(t + dt) = h_L(t) \cdot e^{\frac{-dt}{k_2 \cdot Sy_L}} + k_2 \cdot q_{perc} \cdot \left(1 - e^{\frac{-dt}{k_2 \cdot Sy_L}}\right) \quad (6.14)$$

donde los componentes son los correspondientes al depósito de respuesta lenta:

- q_2 , caudal específico aportado al cauce por el acuífero de respuesta lenta [LT^{-1}].
- Sy_L , rendimiento específico del depósito de respuesta lenta [L^{-1}].
- h_L , altura en el depósito de respuesta lenta [L].
- k_2 , coeficiente de almacenamiento correspondiente al depósito de respuesta lenta [T].

El flujo saliente viene dado por la expresión:

$$q_2 = q_{perc} - \frac{(h(t + dt) - h(t))}{dt} \cdot Sy_L \quad (6.15)$$

Cuando la altura del depósito subterráneo desciende por debajo del umbral del flujo lento, las aportaciones al río se hacen nulas. La acción de las acciones externas (como la evaporación) pueden seguir secando el acuífero y reproducir fenómenos de descolgamiento río-acuífero.

6.4. Evapotranspiración

La evapotranspiración del almacenamiento subterráneo permite modelar el comportamiento de aquellas zonas en donde el nivel del acuífero es lo suficientemente superficial como para verse afectado por la extracción desde el sistema radicular de la vegetación.

La implementación en el modelo se realiza a partir de la consideración de una profundidad h_{min} a partir de la cual no existe evapotranspiración debido a que el nivel del acuífero se encuentra fuera de la zona de influencia radicular. Por el contrario, a partir de una profundidad máxima h_{max} la evapotranspiración que se realiza sobre la zona saturada coincidirá con la evapotranspiración potencial calculada por el modelo $ET0$ (apartado 2.5). Entre estas dos profundidades, la evapotranspiración es calculada a partir de la evapotranspiración potencial multiplicada por un factor que establece una relación lineal entre las dos situaciones anteriores.

$$E(t) = ET0(t) \cdot F \quad (6.16)$$

$$F = \begin{cases} 1 & \text{si } h > h_{max} \\ \frac{h - h_{min}}{h_{max} - h_{min}} & \text{si } h_{min} < h < h_{max} \\ 0 & \text{si } h_{min} > h \end{cases} \quad (6.17)$$

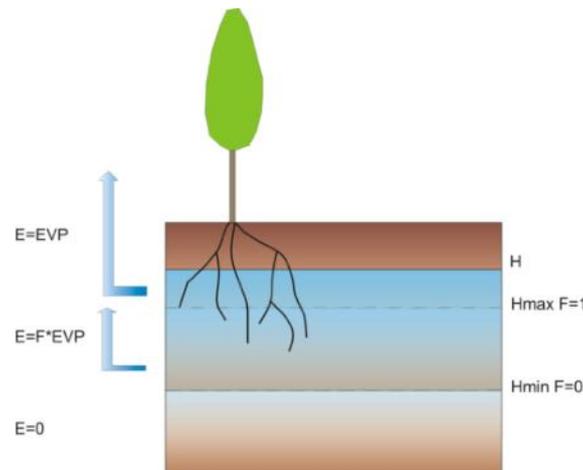


Figura 6.2: División del perfil del suelo para el cálculo de la pérdida de agua desde el acuífero por evapotranspiración.

Para incorporar esta acción externa, que se manifiesta de forma distinta dentro de una misma zona acuifera, en el modelo agregado, es necesario considerar la parte proporcional de cada zona acuifera que se encuentra afectada por procesos de evapotranspiración del medio subterráneo. Por esta razón, la extracción total por evapotranspiración para cada zona acuifera E_T se calcula:

$$E_T(t) = \frac{A_{ET0}}{A_T} \cdot ET0(t) \cdot F \tag{6.18}$$

donde A_{ET0} representa el área dentro de la zona acuifera en donde existe extracción por evapotranspiración en el almacenamiento subterráneo y A_T es el área total de la zona acuifera.

Esta extracción por evapotranspiración se incorpora restando en la ecuación correspondiente a las variables de estado del depósito de respuesta lenta, es decir:

$$h_L(t + dt) = h_L(t) + q_{perc} - E_T(t) \tag{6.19}$$

6.5. Aportación a la red fluvial

Una vez obtenidas las aportaciones del caudal específico del flujo subterráneo q_1 y q_2 para cada intervalo de tiempo, se calcula la aportación total sobre el punto de desagüe de la zona acuifera en la red de drenaje principal.

$$Q_{sub} = (q_1 + q_2) \cdot A_T \tag{6.20}$$

donde Q_{sub} es el caudal aportado por el flujo subterráneo, es decir, la suma de los caudales aportados por el depósito de respuesta rápida y por el depósito de respuesta lenta y A_T es el área de la zona acuifera considerada.

Capítulo 7

Circulación en ladera

La circulación superficial del agua en ladera se basa en el MDE, del cual se obtienen las direcciones preferenciales de flujo, la red de desagüe y la distribución de los tiempos de viaje en la cuenca. En el MDE se encuentran celdas de dos tipos, celdas de ladera y celdas de cauce produciéndose la conexión entre ambas a través de los puntos de desagüe que pertenecen a celdas del cauce. Si se cuantifica la distancia de cada celda de ladera hasta su punto de desagüe, para una velocidad de avance del flujo superficial constante en cada celda se puede estimar el tiempo de viaje de la precipitación efectiva de dicha celda hasta alcanzar el punto de desagüe. Por tanto, desfasando la respuesta de cada celda un tiempo igual al tiempo de viaje y agregando las respuestas individuales de las celdas con igual tiempo de viaje se obtiene el hidrograma de escorrentía directa en el punto de desagüe considerado para un hietograma distribuido de lluvia efectiva dado.

Para la definición de la red de desagüe a partir del MDE se siguió el razonamiento propuesto por O'Callaghan y Mark (1984). La hipótesis básica de partida es considerar que el flujo se mueve en la dirección de la máxima pendiente, de modo que, a partir del modelo digital de elevaciones en formato matricial, el desplazamiento será de una celda a la adyacente de las ocho posibles en la dirección descendiente más abrupta y acumular el área de desagüe siguiendo dicho patrón de desagüe que conecta celdas adyacentes. Es lo que se conoce como método *D8*. La red de desagüe se determina estableciendo un umbral mínimo de área de desagüe por encima del cual todas las celdas serán consideradas como parte de la red de desagüe.

El principal problema del algoritmo es la existencia de depresiones o sumideros y superficies planas en los MDE. Las depresiones son conjuntos de celdas rodeadas por vecinos más elevados. En zonas planas existen celdas contiguas con la misma elevación, con un desagüe indeterminable. Deficiencias intrínsecas al MDE (como puentes de carreteras), insuficiente resolución vertical o zonas de poco relieve, son las causas principales de estos errores.

Los algoritmos de cálculo de la red de drenaje necesitan un MDE coherente desde un punto de vista hidrológico, es decir, sin celdas que lleven a atasco en el flujo, por lo que en primer lugar se procede a una corrección que elimine estos errores. Esto se efectúa en tres pasos:

- Incorporación de la red de drenaje real, operación conocida como *river burning*. WiM-Med lee una capa de polilíneas formato *shape* de Arc-GIS y favorece el flujo a través de las líneas marcadas con un algoritmo similar al de Saunders y Maidment (1995). En lugar de elevar las celdas que no sean de río, WiM-Med disminuye la altura de las celdas correspondientes a las polilíneas, bajándolas al nivel mínimo de todas las que las rodean menos un diferencial que se encuentra en

correspondencia con la precisión del MDE. Las celdas originadas por cada polilínea quedan con pendiente descendente ya que la corrección se inicia en el extremo con mayor cota (obtenida de su proyección sobre el MDE, ya que las polilíneas no tienen información 3D). Las polilíneas no necesitan estar conectadas entre sí ni formar una red de drenaje, y pueden estar constituidas simplemente por tramos sueltos que ayuden al modelo a interpretar la dirección del flujo a través de las deficiencias del MDE.

- Relleno de depresiones. Si a pesar de la corrección anterior se mantienen celdas o grupos de celdas que viertan hacia su “interior”, se detectan y delimitan siguiendo el algoritmo descrito en Martz y Garbrecht (1992). Una vez limitadas las vaguadas, simplemente se iguala toda su altura a la de la celda que funcionaría como salida natural (la más baja de dicho límite).
- Tratamiento de zonas llanas. Ya sin depresiones, se puede calcular la dirección de flujo definitiva en cada celda mediante el algoritmo D8. Sólo las zonas llanas quedan indefinidas. La dirección en estas zonas se decide actuando directamente sobre la matriz de direcciones de flujo, sin modificar el MDE, siguiendo la idea que se propone en Turcotte *et al.* (2001). WiM–Med fuerza el vertido de aquellas celdas de la llanura que limitan con otras de menor altura que estas (celdas de vertido) hacia estas últimas. Estas celdas de la llanura serán a su vez destinatarias de los flujos de vertido de las adyacentes llanas, por lo que la asignación de flujos se va extendiendo recursivamente hacia aguas arriba.

El cálculo final de los tiempos de viaje de cada celda hasta el punto de desagüe más próximo se realiza contando el número de celdas por las cuales circula el flujo hasta alcanzar dicho punto y considerando una velocidad de avance del flujo constante en cada celda. De esta manera se obtiene el tiempo que emplearía el exceso de lluvia de una celda concreta en llegar desde la misma al punto de desagüe correspondiente, lo que permite reconstruir el hidrograma correspondiente a una lluvia distribuida (heterogénea).

Capítulo 8

Circulación en cauce

Existen dos posibilidades para la simulación del flujo dentro del cauce con WiM-Med. La primera es el modelo de detalle que resuelve las ecuaciones unidimensionales de un flujo no permanente en cauces naturales denominado GuadalFortran. Es en sí mismo un modelo avanzado de circulación en cauce, por lo que se presenta en un ejecutable propio separado del WiM-Med. Ambos modelos están perfectamente conectados entre sí a través de ficheros de texto con los resultados de WiM-Med de los hidrogramas en los puntos de desagüe de las subcuencas, que son los datos de entrada al río para el modelo GuadalFortran. Este modelo está pensado para su aplicación en periodos poco extensos (del orden del día e inferiores), con las mayores avenidas, para el cálculo preciso de los hidrogramas y las llanuras de inundación. Una explicación más detallada de las bases teóricas de este modelo se puede encontrar en la Documentación y Manual de Usuario del Modelo GuadalFortran v44 (Ávila, 2008).

Además de este modelo, WiM-Med incorpora un modelo de circulación en cauce sencillo y rápido basado en el método de Muskingum. Este modelo permite obtener resultados más generales sobre los caudales medios a escala de días/años en el cauce aunque no da información sobre llanuras de inundación.

Para utilizar el modelo con Muskingum el río se debe discretizar como un elemento lineal unidimensional dividido en tramos. En las uniones de los tramos es donde se pueden incorporar los caudales superficiales/subsuperficiales o los subterráneos procedentes de los acuíferos. Los primeros proceden de las subcuencas por circulación superficial/subsuperficial de cada celda, mientras que los acuíferos funcionan como depósitos formados a partir de un conjunto de celdas agregadas y vierten el caudal en un punto determinado. La circulación del hidrograma en cada tramo i para cada paso de tiempo t a través de la expresión de Muskingum requiere la definición del parámetro de tiempo de viaje o coeficiente de almacenamiento K y del de ponderación del amortiguamiento o factor de forma X para cada tramo. Dicha aproximación de Muskingum permite calcular el caudal saliente de cada tramo en el tiempo actual $Q(i, t)$ a partir del caudal saliente en ese mismo tramo en el tiempo anterior $Q(i, t - 1)$ y del caudal saliente en el tramo inmediatamente aguas arriba en este mismo tiempo $Q(i - 1, t)$ y en el tiempo anterior $Q(i - 1, t - 1)$:

$$Q(i, t) = C1 \cdot Q(i - 1, t) + C2 \cdot Q(i - 1, t - 1) + C3 \cdot Q(i, t - 1) \quad (8.1)$$

donde $C1$, $C2$ y $C3$ son funciones que dependen de X , K y Δt :

$$\begin{aligned} C1 &= \frac{\Delta t - 2 \cdot K \cdot X}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \\ C2 &= \frac{\Delta t + 2 \cdot K \cdot X}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \\ C3 &= \frac{2 \cdot K \cdot (1 - X) - \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \end{aligned} \quad (8.2)$$

El algoritmo de resolución es iterativo tanto en el espacio como en el tiempo, condicionado por las restricciones:

$$\frac{\Delta t}{K} > 1 \text{ en el tiempo} \quad (8.3)$$

$$\frac{\Delta t}{K} > 2\Delta X \text{ en el espacio}$$

WiM-Med sólo permite factores de forma X comprendidos entre 0 y 0.5 ($0 \leq X \leq 0.5$), y coeficientes de almacenamiento K mayores que 0 ($K > 0$). Para el cálculo de la expresión de K en cada tramo se puede utilizar la ecuación de Cunge (1969) que relaciona este parámetro con la longitud del tramo L_c y la celeridad del flujo para una profundidad determinada c_k :

$$K = \frac{L_c}{c_k} \quad (8.4)$$

La fórmula de Manning permite relacionar esta última con la velocidad del flujo v_c o con el radio hidráulico R_h , la pendiente del cauce β_c y la rugosidad de Manning n (?). Sustituyendo se obtiene:

$$K = \frac{L_c}{\frac{5}{3} \cdot \left(\frac{R_h^{2/3} \cdot \beta_c^{1/2}}{n} \right)} = \frac{3}{5} \cdot \frac{L_c}{v_c} \quad (8.5)$$

WiM-Med utiliza unidades de hora para la definición de K en sus ficheros de entrada.

Capítulo 9

Circulación en ladera

La circulación superficial del agua en ladera se basa en el MDE, del cual se obtienen las direcciones preferenciales de flujo, la red de desagüe y la distribución de los tiempos de viaje en la cuenca. En el MDE se encuentran celdas de dos tipos, celdas de ladera y celdas de cauce produciéndose la conexión entre ambas a través de los puntos de desagüe que pertenecen a celdas del cauce. Si se cuantifica la distancia de cada celda de ladera hasta su punto de desagüe, para una velocidad de avance del flujo superficial constante en cada celda se puede estimar el tiempo de viaje de la precipitación efectiva de dicha celda hasta alcanzar el punto de desagüe. Por tanto, desfasando la respuesta de cada celda un tiempo igual al tiempo de viaje y agregando las respuestas individuales de las celdas con igual tiempo de viaje se obtiene el hidrograma de escorrentía directa en el punto de desagüe considerado para un hietograma distribuido de lluvia efectiva dado.

Para la definición de la red de desagüe a partir del MDE se siguió el razonamiento propuesto por O'Callaghan y Mark (1984). La hipótesis básica de partida es considerar que el flujo se mueve en la dirección de la máxima pendiente, de modo que, a partir del modelo digital de elevaciones en formato matricial, el desplazamiento será de una celda a la adyacente de las ocho posibles en la dirección descendiente más abrupta y acumular el área de desagüe siguiendo dicho patrón de desagüe que conecta celdas adyacentes. Es lo que se conoce como método $D8$. La red de desagüe se determina estableciendo un umbral mínimo de área de desagüe por encima del cual todas las celdas serán consideradas como parte de la red de desagüe.

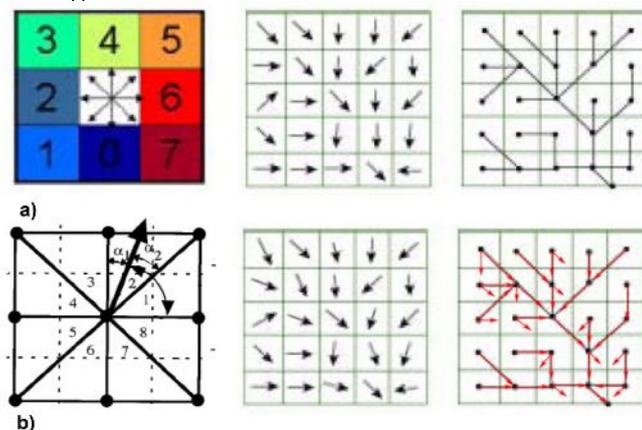


Figura 1.1: Posibles direcciones de vertido según los algoritmos D_8 (a) y D_{∞} (b).

El principal problema del algoritmo es la existencia de depresiones o sumideros y

superficies planas en los MDE. Las depresiones son conjuntos de celdas rodeadas por vecinos más elevados. En zonas planas existen celdas contiguas con la misma elevación, con un desagüe indeterminable. Deficiencias intrínsecas al MDE (como puentes de carreteras), insuficiente resolución vertical o zonas de poco relieve, son las causas principales de estos errores.

Los algoritmos de cálculo de la red de drenaje necesitan un MDE coherente desde un punto de vista hidrológico, es decir, sin celdas que lleven a atasco en el flujo, por lo que en primer lugar se procede a una corrección que elimine estos errores. Esto se efectúa en tres pasos:

- Incorporación de la red de drenaje real, operación conocida como *river burning*. WiMMed lee una capa de polilíneas formato *shape* de Arc-GIS y favorece el flujo a través de las líneas marcadas con un algoritmo similar al de Saunders y Maidment (1995). En lugar de elevar las celdas que no sean de río, WiMMed disminuye la altura de las celdas correspondientes a las polilíneas, bajándolas al nivel mínimo de todas las que las rodean menos un diferencial que se encuentra en correspondencia con la precisión del MDE. Las celdas originadas por cada polilínea quedan con pendiente descendente ya que la corrección se inicia en el extremo con mayor cota (obtenida de su proyección sobre el MDE, ya que las polilíneas no tienen información 3D). Las polilíneas no necesitan estar conectadas entre sí ni formar una red de drenaje, y pueden estar constituidas simplemente por tramos sueltos que ayuden al modelo a interpretar la dirección del flujo a través de las deficiencias del MDE.
- Relleno de depresiones. Si a pesar de la corrección anterior se mantienen celdas o grupos de celdas que viertan hacia su “interior”, se detectan y delimitan siguiendo el algoritmo descrito en Martz y Garbrecht (1992). Una vez limitadas las vaguadas, simplemente se iguala toda su altura a la de la celda que funcionaría como salida natural (la más baja de dicho límite).
- Tratamiento de zonas llanas. Ya sin depresiones, se puede calcular la dirección de flujo definitiva en cada celda mediante el algoritmo D8. Sólo las zonas llanas quedan indefinidas. La dirección en estas zonas se decide actuando directamente sobre la matriz de direcciones de flujo, sin modificar el MDE, siguiendo la idea que se propone en Turcotte et al., (2001). WiMMed fuerza el vertido de aquellas celdas de la llanura que limitan con otras de menor altura que estas (celdas de vertido) hacia estas últimas. Estas celdas de la llanura serán a su vez destinatarias de los flujos de vertido de las adyacentes llanas, por lo que la asignación de flujos se va extendiendo recursivamente hacia aguas arriba.

El cálculo final de los tiempos de viaje de cada celda hasta el punto de desagüe más próximo se realiza contando el número de celdas por las cuales circula el flujo hasta alcanzar dicho punto bajo diferentes supuestos de velocidad de avance de flujo en ladera. De esta manera se obtiene el tiempo que emplearía el exceso de lluvia de una celda concreta en llegar desde la misma al punto de desagüe correspondiente, lo que permite reconstruir el hidrograma correspondiente a una lluvia distribuida (heterogénea). Se ofrecen diferentes alternativas en función de mayor o menor simplificación en el cálculo de la velocidad de flujo en ladera que dependerá de la consideración de diferentes procesos según el tipo de estudio que se realice (balance de agua, sedimentos, sustancias, . . .), para lo que se proponen 2 métodos diferenciados según la escala temporal y espacial:

1. Circulación con velocidad constante en ladera: Método simplificado para simulaciones en periodos continuados intra-anales y cuencas medianas o grandes. El método no es adecuado para el cálculo de sedimentos.
2. Circulación con velocidad variable: Método simplificado basado en el anterior pero con actualización de velocidad en ladera para cada intervalo de tiempo horario o sub-horario, con un coste computacional mayor que el anterior. Adecuado para generación de sedimentos.

1.1. Conceptualización del modelo de circulación en ladera

La distribución del exceso de agua calculado para cada intervalo de tiempo Δt no se realiza de forma homogénea en toda la celda sino en función de dos aproximaciones conceptuales de canales o surcos existentes en la misma, la red de circulación primaria y la red de circulación secundaria.

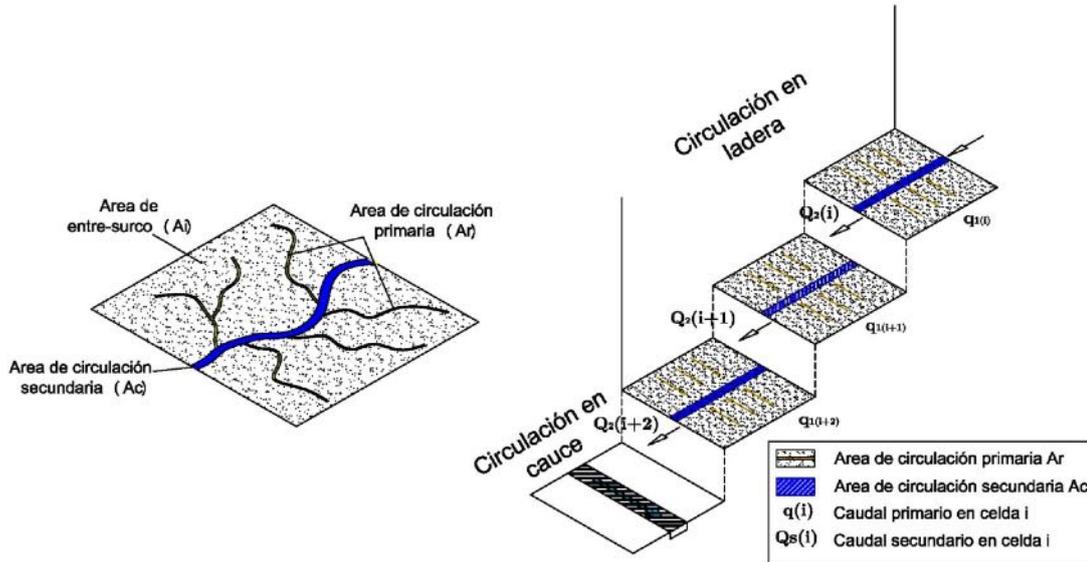


Figura 1.2: Conceptualización de la circulación en ladera. (a) Circulación primaria y secundaria en celda, (b) circulación en ladera y cauce.

La red de circulación primaria distribuye el exceso de precipitación dentro de la celda en función de una densidad de surcos predeterminada que conduce esta escorrentía hasta la red de drenaje secundaria, con una densidad y morfología de los canales diferenciada, que relaciona la escorrentía entre celdas a lo largo de la ladera. Cuando la precipitación cesa, la circulación en ladera se realizará exclusivamente por la red de circulación secundaria. De esta manera coexisten en la celda tres áreas fundamentales determinadas por las relaciones;

$$A_c = \frac{w_r 2}{W} \quad (1.1)$$

$$A_r = N_{r1} w_{r1} [1 - A_c] \quad (1.2)$$

$$A_i = (1 - N_{r1} w_{r1}) [1 - A_c] \quad (1.3)$$

Donde A_r es la fracción de área correspondiente a los surcos (%), A_c es la fracción de área correspondiente a canales secundarios (%), A_i es la fracción de área correspondiente a la zona entre-surcos (%), N_{r1} es el número de surcos primarios por metro (n/m), w_{r1} es el ancho de surco primario (m), w_{r2} es el ancho de surco secundario (m) y W es el ancho de celda (m). Esta consideración implica un reparto de la altura de agua dentro de la celda diferenciada según se trate de la red primaria o secundaria. Por otra parte, tal como se muestra en la figura 1.2, durante el intervalo de tiempo considerado, se realiza un reparto a lo largo de la red secundaria que se extiende a las celdas colindantes según la dirección calculada por el algoritmo de flujo D8. De esta manera, la circulación secundaria actúa de manera independiente durante el intervalo Δt . Al finalizar el intervalo temporal, la red primaria aportará en cada celda caudal a la red secundaria.

Las ecuaciones que definen el caudal para la circulación primaria son:

$$q_{cel} = (i - f)W^2 \quad (1.4)$$

$$q_{r1} = \frac{q_{cel}}{N_{r1}(W - w_{r2})} \quad (1.5)$$

Siendo q_{cel} el caudal existente en la celda durante el intervalo Δt (m^3/s), i la infiltración en el suelo en el intervalo Δt (m/s), f la precipitación en el intervalo Δt (m/s), W la dimensión de la celda (m), q_{r1} es el caudal existente en cada surco perteneciente a la red primaria en la celda (m^3/s) y N_{r1} la densidad de surco existente en cada celda (n° surco/m).

Por otra parte, el caudal correspondiente a la red secundaria, q_{r2}^{t2} (m^3/s) se actualiza en función del caudal generado en la propia celda y los fujos de entrada y salida de la misma.

$$q_{r2}^{t2} = q_{cel}^{t1} + q_{in}^{t1} \quad (1.6)$$

Siendo q_{r2}^{t2} el caudal secundario en la celda al final del periodo $t1$, q_{in}^{t1} el caudal entrante en la celda a partir de las celdas adyacentes al final del periodo $t1$. La circulación primaria representa el exceso de precipitación en una celda mientras que la circulación secundaria modela el flujo de escorrentía a lo largo de la red de drenaje. Con este esquema conceptual se exponen dos opciones de circulación según diferentes consideraciones de la velocidad de ladera.

1.2. Métodos de circulación

1.2.1. Consideración de velocidad constante en ladera

Los métodos simplificados basados en la relación tiempo/área para la transformación lluvia-escorrentía han sido propuestos por diferentes autores (Maidment, 1993; Elsheikh y Guercio, 1997; Saghafian et al., 2002) donde la información distribuida de un MDE aporta variabilidad espacial de lluvia efectiva a lo largo de la cuenca estudiada, lo que mejora considerablemente el concepto de hidrograma instantáneo unitario geomorfológico (Maidment, 1993). A pesar de que algunos autores (Ponce, 1989), consideran estos modelos de escorrentía como modelos paramétricos agregados, otros autores sostienen que actúan como modelos distribuidos al incluir el exceso de lluvia no uniforme y la variabilidad espacial de las características de la cuenca (Saghafian et al., 2002).

Tal y como se ha comentado en el apartado anterior, para este caso simplificado se considera que $w_{r2} = Wm$ que implica que $A_c = 1$ y $A_r = A_i = 0$. De esta manera,

la celda se comporta como un solo canal que aporta el caudal q_{cel} sin que exista una diferencia entre red primaria y secundaria.

Bajo la consideración de velocidad constante, el cálculo del tiempo de viaje de cada celda hasta el punto de desagüe se realiza a partir de un solo mapa distribuido de velocidad, constante en el tiempo. Cada celda cuenta con un tiempo de viaje en función del recorrido, determinado a partir del modelo de flujos y el mapa de velocidad distribuida en ladera, lo que permite reconstruir el hidrograma instantáneo correspondiente a una lluvia distribuida (heterogénea) a partir de la expresión

$$q_{o(i),\Delta t} = \frac{W^2}{\Delta t} \sum_{c=1}^{C \in i} P_e(c, i) \quad (1.7)$$

Donde $q_{o(i),\Delta t}$ es el caudal correspondiente al área de la cuenca o subcuenca que presenta el mismo tiempo de llegada al punto de cierre, o isocrona i , del hidrograma instantáneo en Δt , siendo $i = 1, 2, 3, \dots, I$, donde I es el número total de isocronas existentes, C es el número total de celdas pertenecientes a cada isocrona, W^2 es el área de cada celda y $P_e(c, i)$ es la precipitación efectiva distribuida en cada celda c perteneciente a la isócrona i . Bajo la consideración de velocidad constante, el área de estas isócronas es constante por lo que $I = Cte$.

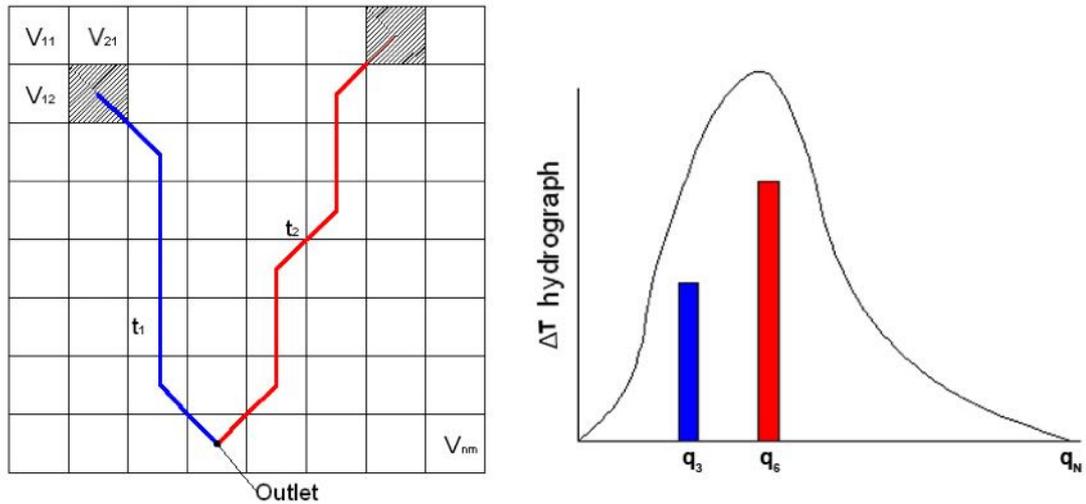


Figura 1.3: Representación esquemática de la generación del hidrograma a partir del mapa constante en el tiempo de velocidad espacialmente distribuida.

El resultado final de las aportaciones en el punto de control se basa en la ecuación de convolución discreta para un sistema lineal (Chow, 1994):

$$Q_{o(n)} = \sum_{m=1}^{n \leq M} q_{o(n-m+1), t_m} \quad (1.8)$$

Donde $Q_{o(n)}$ representa el caudal en el n -ésimo intervalo de tiempo, m el índice que representa el pulso de precipitación correspondiente a cada intervalo de tiempo Δt y M , el número total de pulsos de precipitación.

La configuración de un mapa distribuido de velocidad de ladera se puede realizar bajo diferentes consideraciones. Por un lado, algunos autores (Parsons y Wainwright, 2006; Asante et al., 2007) estiman la velocidad en ladera para cada celda a partir de

una altura \bar{h} constante en toda la superficie, asumiendo que el radio hidráulico R , $wh/(w + 2h)$, siendo w el ancho del flujo considerado y h el calado, R es igual al calado en ladera al asumir que el ancho de cada celda es muy superior a h , aceptable bajo la consideración de flujo en ladera. Bajo esta consideración los autores establecen valores de \bar{h} constantes en ladera de 0.002 m, 0.005 m, 0.01 m, 0.02 m y 0.05 m para áreas de drenaje de 1000, 2000, 3000, 4000 y 5000 km^2 respectivamente. Para áreas de drenaje inferiores, se puede considerar una altura media de flujo en ladera de 0.0015 m, tal y como sugieren diversos estudios (Parsons y Wainwright, 2006; Abrahams y Parsons, 1989). Por otra parte, celdas con área de drenaje superior a un determinado valor umbral, se consideran celdas de cauce, y sus velocidades pueden oscilar entre 0.2 y 1.5 m/s (Asante et al., 2007). A partir de estos valores, la pendiente derivada del MDT y los valores de resistencia al flujo propuestos, se puede estimar un valor distribuido de la velocidad en ladera a partir de la expresión de Manning

$$v_1 = \frac{1}{n} S^{0.5} \bar{h}^{2/3} \quad (1.9)$$

Donde v_1 representa la velocidad de cada celda (m/s) \bar{h} representa un valor medio de altura de escorrentía en ladera ($h \approx 0.0015$), n y S los valores distribuidos de la resistencia al flujo y la pendiente (m/m) respectivamente.

Otra aproximación es la propuesta por Maidment (1996). En este caso la velocidad distribuida en ladera se obtiene a partir de la expresión

$$v_1 = V_m \frac{S^{0.5} A_v^{0.5}}{[S^{0.5} A_v^{0.5}]_m} \quad (1.10)$$

Donde v_1 representa la velocidad de cada celda (m/s), V_m es la velocidad media de ladera (m/s), S es la pendiente de cada celda, A_v es el área vertiente en cada celda calculada a partir del algoritmo de flujo acumulado y el término $[S^{0.5} A_v^{0.5}]_m$ representa el valor medio de la relación $S - A_v$.

1.2.2. Consideración de velocidad variable en ladera

En este caso, el valor de la velocidad distribuida no es constante en el tiempo sino que varía en función de la altura de agua disponible para escorrentía por lo que se calcula un mapa de velocidades variable para cada paso de tiempo (Saghafian et al., 2002).

$$v_2 = \frac{1}{n} S^{0.5} h_{r2}^{t2 2/3} \quad (1.11)$$

Donde h_{r2}^{t2} es la altura de agua en la celda correspondiente a la circulación secundaria y v_{r2} es la velocidad variable para cada paso de tiempo. El cálculo de h_{r2}^{t2} se realiza a partir del caudal secundario q_{r2} a partir de la expresión

$$h_{r2}^{t2} = \left[\frac{q_{r2}^{t2} n}{S^{0.5} w_{r2}} \right]^{3/5} \quad (1.12)$$

Igual que en apartado anterior, el desplazamiento de la cantidad disponible para escorrentía dentro de la ladera considerada y para el intervalo de tiempo Δt dependerá de la ruta ya establecida a partir del algoritmo D8 (Marks et al., 1994) y, en este caso, de la velocidad de cada una de las celdas comprendidas en esa ruta para el Δt . A diferencia del método anterior, donde es posible el cálculo del tiempo que tarda un determinado volumen en llegar al punto de cierre, en este caso se calcula para cada celda un balance

q_{in}^{t1} y q_{out}^{t1} entre las celdas periféricas. Este balance se calcula a partir del caudal saliente de la celda circula asumiendo que la altura de agua permanece constante durante todo el recorrido para el intervalo Δt . Esta simplificación se corrige en el tiempo siguiente $t + 1$, cuando se actualizan los caudales de todas las celdas. La consideración de una velocidad variable en el tiempo en función de la cantidad de escorrentía en cada celda permite un cálculo más detallado del de sedimento en ladera.

1.3. Obtención de parámetros necesarios

1.3.1. Resistencia al flujo

Diversos autores proponen valores para el parámetro de rugosidad de Manning teniendo en cuenta las diferencias existentes para el flujo en ladera, con una altura de lámina de agua muy inferior a la altura existente en canal. Por lo tanto, el valor correspondiente a la rugosidad de Manning, mayor a los valores utilizados en cauces, puede relacionarse con el tipo de cobertura vegetal o uso del suelo tal y como se muestra en la tabla 1.1.

1.3.2. Densidad de surco

La densidad de surco primario N_{r1} (n/m) determina el número de surcos por metro existente en cada zona de ladera. La influencia de factores espaciales tanto en la localización como en la densidad de surcos está relacionada con la variabilidad espacial de las características del suelo y del paisaje (Guilley et al., 1990; Mancilla et al., 2005). Algunos de los estudios relacionados con la estimación de la densidad de surcos en parcelas cultivadas relacionan la dependencia de ésta al flujo en ladera, la pendiente, el contenido de humedad en los primeros 15 cm de suelo y el factor de cobertura del suelo, acotando su valor entre 0.4 y 2.2 surco/m (Mancilla et al., 2005) o 0.7 y 1.5 surco/m (Guilley et al., 1990). Algunas de las relaciones obtenidas en este sentido están limitadas a áreas muy concretas de zonas de cultivo. Mancilla et al. (2005) propone la siguiente expresión para la predicción de la densidad de surcos en parcelas de cultivo bajo diferentes tratamientos del terreno.

Tabla 1.1: Valores estimados para n en escorrentía de ladera según diferentes autores

	Engman (1986)	USDA (1986)	Asante et al., (2007)
Concrete/asfalt	0.011	0.05-0.15	0.03
Graveled surface	0.02	-	-
Bare sand	0.01	-	-
Bare clay	0.02	0.03	0.03
Natural Range	0.13	0.05-0.17	0.06
Clipped range	0.1	0.05	0.04
Short grass/praire	0.15	0.10-0.20	0.05
Grass (bluegrass sod)	0.45	0.2-0.5	-
Dense grass	0.24	0.24-0.35	-
Bermuda grass	0.41	0.43	-
Forest	-	-	0.12
Mixed forest	-	-	0.1
Tundra/snow	-	-	0.05

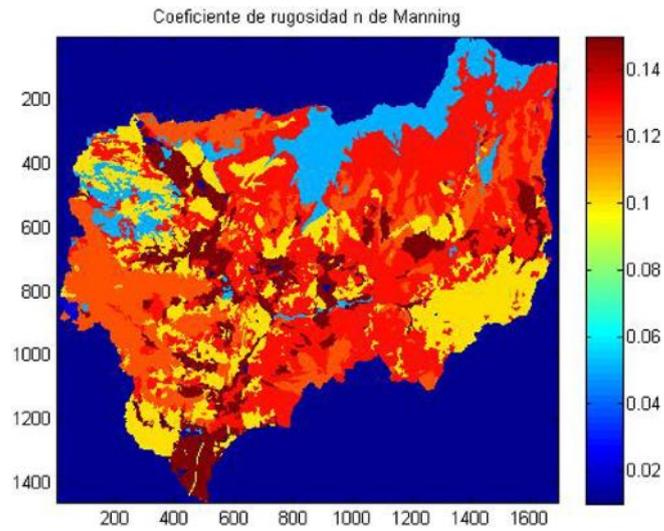


Figura 1.4: Distribución del parámetro n de Manning en la cuenca del Guadalfeo

$$N = 0.66 + 0.69 \ln(Q) + 0.91 \ln(MC) + 2.4 \ln(S) - 0.37[\ln(RR) + \ln(Re)] \quad (1.13)$$

Donde N es la densidad de surcos (surco/m), Q es el caudal (l/min/m), MC es el contenido de humedad de la capa de 15 cm de perfil de suelo (m^3/m^3), S representa la pendiente longitudinal (m/m), Re es la fracción cubierta por residuo (m^2/m^2) y RR es la rugosidad aleatoria correspondiente a diferentes técnicas de laboreo (m).

Capítulo 10

Generación de sedimentos en ladera

El estudio y valoración de los procesos erosivos se ha incrementado notablemente durante las últimas décadas como consecuencia de una creciente preocupación por parte de científicos, gestores y usuarios. La monitorización y seguimiento de la pérdida de suelo en tiempo real es una herramienta fundamental para el conocimiento de estos procesos, si bien estos estudios han de acompañarse de metodologías capaces de representar y pronosticar su evolución. De manera particular, en sistemas mediterráneos existe un gran problema relacionado con la falta de determinación de riesgo por erosión, la predicción de tasas erosivas a escala de evento y el diseño y evaluación de estrategias de protección del suelo (Morgan et al., 1998). Con este fin, se han desarrollado diferentes modelos matemáticos capaces de predecir tanto la distribución espacial de la escorrentía como los procesos erosivos a escala de cuenca (Morgan, 2006).

En este contexto, es importante destacar la importancia en la determinación de la distribución espacial de los procesos erosivos y la localización de las zonas fuentes/sumideros de sedimento más que el cálculo de tasas erosivas medias en un entorno determinado. Los modelos físicos distribuidos resultan muy interesantes frente a las limitaciones del uso de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo, USLE, (Wishmeier y Smith, 1978) ya que estas metodologías no proporcionan información una vez que el sedimento es erosionado y circula a lo largo de la red de drenaje. Por otro lado, la USLE tan solo predice valores medios de pérdida anual de suelo, siendo fundamental para la gestión el conocimiento de los procesos erosivos a escala de evento máxime en sistemas mediterráneos donde la mayor parte de la producción de sedimento corresponde a eventos aislados de gran intensidad (Sfalanga y Franchi, 1978; Boschi y Chisci, 1978; Richter, 1979; Raglione et al., 1980; Govers, 1987).

Estas particularidades ponen de manifiesto la necesidad de desarrollar modelos que sean capaces de reproducir adecuadamente las escalas espaciales y temporales de los procesos y se ha traducido en numerosas propuestas con diferentes aproximaciones distribución espacial y temporal de sedimentos durante eventos p.ej.; Meyer y Wischmeier (1969), Rowlinson y Martin (1971), Foster y Meyer (1972), Smith (1976), Li (1979), Foster (1982), Woolhiser et al. (1990), Morgan et al (1998), Govindaraju y Cavas (1991), Julián y Rojas (2002), por citar algunos de los más importantes. Un claro ejemplo lo constituye el primer modelo europeo de erosión de suelo, European Soil Erosion Model (EUROSEM) (Morgan et al., 1998). Este modelo consiste en una estructura modular que modela la erosión considerando la circulación de agua y sedimento, donde la discretización espacial se corresponde con la separación de grandes zonas de ladera de pendiente uniforme (Woolhiser et al., 1990). Sin embargo esta estructura no logra representar la distribución real de los procesos erosivos a la escala detallada en la que éstos se desarrolla

Recientemente se han desarrollado modelos hidrológicos que modelan la escorrentía superficial a partir de la información proporcionada por los modelos digitales del terreno (MDT) (Beven y Kirby, 1979; Beasley et al., 1980; Abbott et al., 1986). De este modo, se consigue acoplar no sólo la variabilidad en la generación de escorrentía superficial sino también la variabilidad espacial de la precipitación y otros procesos (Orlandini et al., 1996; Olivera y Maidment, 1999). Además, esta discretización espacial en celdas se adapta adecuadamente a los formatos proporcionados por los sensores remotos y los sistemas de información geográfica (Doe y Harmon, 2001).

El módulo de sedimento integrado en el modelo WiMMed va acoplado con el módulo de circulación en ladera, y su MDT, asociado debido a la importancia que tiene ésta tanto en la generación de sedimento como en la distribución espacial del balance erosión/deposito y transporte de sedimento desde la ladera hasta el cauce.

2.1. Conceptualización de la generación de sedimento en ladera

Acorde con el planteamiento de circulación expuesto en el apartado de circulación en ladera, la generación de sedimento se divide de dos componentes principales;

1. Generación primaria: asociada a la red de surcos y el efecto de la lluvia dentro de la propia celda.
2. Generación secundaria: producida por la escorrentía existente en la circulación secundaria.

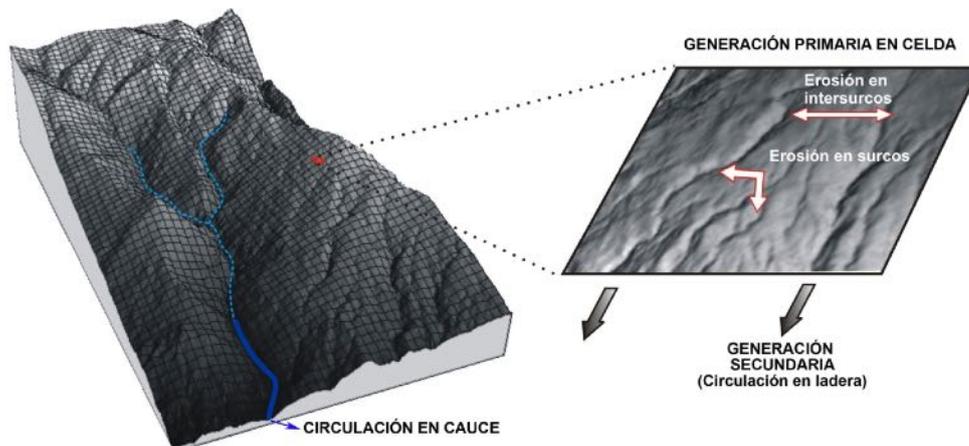


Figura 2.1: Representación esquemática de la generación de sedimentos en ladera implementada en WiMMed.

Los procesos de generación de sedimento correspondientes a la red primaria, o generación primaria, se desarrollan dentro de la propia celda y son principalmente dos; generación por impacto de gota de lluvia y generación por flujo concentrado en surcos. En este caso, la generación de sedimento está relacionada con los periodos de ocurrencia de precipitación. Cuando la lluvia cesa, se asume que el caudal primario en surco es nulo $q_{r1} = 0$, y, obviamente, no existe generación por impacto de gota de lluvia, por lo que no existe generación primaria.

Los procesos asociados a la generación secundaria se limitan al efecto del esfuerzo cortante del flujo a lo largo de la red de canales. La carga de sedimentos generada en el intervalo Δt en la celda por generación primaria, se incorpora para el siguiente paso de tiempo en la carga de sedimentos secundaria de manera que se cumple:

$$E_2^{t2} = E_2^{t1} + E_1^{t1} \quad (2.1)$$

Donde E_2^{t2} es la carga de sedimento por generación secundaria en el tiempo $t2$, E_2^{t1} y E_1^{t1} son la carga de sedimento por generación secundaria y la carga de sedimento por generación primaria en la celda respectivamente para el paso de tiempo anterior. Es importante señalar que mientras en la generación secundaria existe un balance entre erosión y depósito que depende de la carga transportada y de la capacidad de transporte, en la generación primaria no se considera el proceso de depósito.

2.2. Generación primaria

Como se ha descrito en el apartado anterior, los procesos erosivos en ladera, dependen de la alteración por gota de lluvia y del flujo concentrado como modos de fallo predominantes de los procesos erosivos.

2.2.1. Impacto por gota de lluvia

La generación de sedimento por impacto de gota de lluvia depende de muchos factores de entre los que destacan el tamaño, forma y velocidad de la gota de lluvia, la energía cinética, densidad de la partícula de suelo, textura del suelo e intensidad de la lluvia según estudios elaborados por diferentes autores (Ekern, 1950; Wischmeier, 1959; Meyer, 1981; Kneale, 1982; Gilley y Finkner, 1985; Zhang et al., 1998; Salles et al., 2000).

Aunque el impacto produce un desplazamiento hacia todas las direcciones, se asume que la acción conjunta entre el impacto y el movimiento o flujo en las zonas entresurco produce el movimiento de las partículas de suelo desde las zonas entre surcos hacia las zonas de surcos (Meyer et al., 1975b; Mutchler y Young, 1975). Por tanto, se produce en aquellas zonas donde la acumulación de flujo no es aún suficiente como para dar lugar a un flujo concentrado.

La mayoría de los modelos tienen en cuenta la intensidad de la lluvia, el diámetro de la gota de lluvia y la pendiente como las variables más utilizadas. De esta manera puede expresarse por la siguiente ecuación (Elliot et al., 1989).

$$e_{i_t} = K_i f^2 S_f \quad (2.2)$$

Donde e_{i_t} , es la erosión en zonas entre surcos ($\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$) durante el periodo Δt , K_i es el parámetro de erodibilidad de las zonas situadas entre surcos ($\text{kg} \cdot \text{s} \cdot \text{m}^{-4}$), f^2 es la intensidad de la lluvia (m/s) y S_f es el factor de pendiente.

2.2.2. Generación en surco

El esfuerzo cortante que ejerce el flujo concentrado en el suelo produce la incisión responsable de la generación de surcos a pequeña escala.

La primera incisión de surco se produce en zonas muy localizadas con erosión muy intensa y su forma puede ser variada presentándose de forma con una caída abrupta o de caída más suave. La densidad de surcos, su geometría y el rango con el que avanzan

ladera arriba son función de la resistencia del suelo, su erodibilidad y la pendiente (Meyer et al., 1975; Foster, 1982). Generalmente las dimensiones de estos surcos se mantienen relativamente constantes aunque en ocasiones puede existir una distribución no uniforme del esfuerzo cortante producido por el flujo que origina una erosión no-uniforme a lo largo del surco (Foster et al., 1984).

El modelado de la erosión en la zona de surco se ha realizado bajo diferentes aproximaciones (Foster et al.; 1995; Morgan et al., 1998) con diferentes variables p.ej. caudal, velocidad del flujo, esfuerzo cortante, potencia de cauce, potencia de cauce unitaria. Bajo la consideración del esfuerzo cortante $\tau(Pa)$, se tiene en cuenta la tensión que ejerce el flujo de escorrentía sobre la superficie del suelo. Cuando ésta es capaz de producir incisión en el terreno, se denomina tensión cortante crítica, τ_{cr} , que define el estado límite para la ocurrencia de este proceso erosivo.

El cortante en cada surco vendrá dado por la expresión:

$$\tau_{r1} = \gamma h_{r1} S F_{f1} \quad (2.3)$$

Donde τ_{r1} es el esfuerzo cortante en cada surco de la circulación primaria (Pa), γ es el peso específico del agua ($kg/m^2/s^2$), h_{r1} la altura correspondiente al flujo de un surco, S es la pendiente local de la celda y F_{f1} es un factor de fricción que dependerá de la fracción real de suelo erodible a lo largo del surco (pedregosidad, vegetación, etc.) en la generación primaria. Se ha de destacar la importancia del valor de calado en surco h_{r1} a partir del caudal que circula en cada surco q_{r1} y a su vez a lo largo de la celda. Esto se ha explicado en el apartado anterior de circulación en ladera y tiene una influencia importante en la generación primaria de sedimento.

La erosión por flujo en surco puede determinarse a partir de (Foster et al., 1995)

$$e_{r1} = K_{r1}(\tau_{r1} - \tau_{cr1})(1 - \frac{Q_{sr1}}{T_{cr1}}) \quad (2.4)$$

Donde e_{r1} representa la generación primaria de sedimento en zonas de surcos ($kg/m^2/s$), K_{r1} es la erodibilidad primaria del suelo (s/m), τ_{r1} y τ_{cr1} son el esfuerzo cortante y el esfuerzo cortante crítico de la generación primaria en un surco (Pa), Q_{sr1} es la descarga unitaria de sedimento ($kg/m/s$) y T_c es la capacidad de transporte del flujo ($kg/m/s$). De esta manera, existirá erosión primaria solo cuando se cumpla la condición $\tau_{r1} > \tau_{cr1}$. Cuando $\tau_{r1} \leq \tau_{cr1} \Rightarrow e_{r1} = 0$. Por otro lado, como se ha descrito anteriormente, en la generación primaria no existe deposición de sedimento por lo que cuando $Q_{sr1} > T_{cr1}$ se considera que $Q_{sr1} = T_{cr1}$, por lo que la producción primaria será nula para ese intervalo de tiempo.

La capacidad de transporte, como se ha comentado anteriormente, se basa en el esfuerzo cortante como variable que controla la generación de sedimentos y puede ser expresada de forma simplificada como (Foster et al., 1996; Yang, 1996):

$$T_{cr1} = k_t \tau^\eta \quad (2.5)$$

Donde k_t coeficiente experimental de erodibilidad del suelo dependiente del diámetro de la partícula y de su densidad pudiendo variar entre un amplio rango de valores. Foster (1982) recomienda un valor de 0.6, η es un exponente con un valor comprendido entre 1 y 2.5 con un valor recomendado de 1.5 (Foster, 1982). Por otro lado, la descarga unitaria de sedimento de generación primaria puede ser expresada por:

$$Q_{sr1} = \frac{e_{it}}{N_{r1} w_{r1}} W \quad (2.6)$$

Siendo $Q_{s,r,1}$, la descarga unitaria de sedimento (kg/m/s), ρ_s la densidad del sedimento (kg/m^3), w_{r1} es el ancho de surco (m) y $e_{i,t}$, la erosión en zonas entre surcos ($\text{kg/m}^2/\text{s}$). Como se observa, la cantidad de sedimento generado en la zona entre-surco, se incorpora como carga de sedimento a la circulación primaria por lo que influye en una mayor o menor capacidad erosiva de la zona de surco.

2.2.3. Generación primaria

Una vez calculado el sedimento correspondiente a la circulación primaria para el intervalo de tiempo Δt se calcula la cantidad total que se transfiere a la circulación secundaria de la forma:

$$E_1 = e_{i1}A_i + e_{r1}A_r \quad (2.7)$$

Donde E_1 es el sedimento generado en la celda ($\text{kg/m}^2/\text{s}$), e_r es el sedimento generado por concentración de flujo en surco ($\text{kg/m}^2/\text{s}$) y e_i es el sedimento generado por impacto de gota de lluvia en la zona entre-surco ($\text{kg/m}^2/\text{s}$) para el intervalo Δt . Teniendo en cuenta la conceptualización de generación expuesta en el apartado anterior, se ha de tener en cuenta la fracción de área efectiva de generación por impacto de gota de lluvia A_i , y la correspondiente a la zona de surco A_r .

2.3. Generación secundaria

Tal y como se ha descrito en el apartado anterior, la red de circulación secundaria se encarga de la distribución del agua y sedimento generado en cada celda a lo largo de la ladera hasta la red de ríos. Sin embargo, el modelo tiene en cuenta el efecto erosivo que tiene lugar a lo largo del propio flujo de la circulación secundaria. A esta generación de sedimento se ha de añadir el aporte de la generación primaria y el balance generación-circulación-deposición a lo largo de la red de drenaje de ladera. El esfuerzo cortante generado en los canales es proporcional a la altura calculada para la circulación secundaria, h_{r2} teniendo en cuenta la superficie ocupada por ésta a lo largo de la celda y el caudal que circula en cada canal. Por lo tanto, el esfuerzo cortante secundario vendrá dado por la expresión:

$$\tau_{r2} = \gamma h_{r2} S F_{f2} \quad (2.8)$$

Donde τ_{r2} es el esfuerzo cortante en cada canal de circulación secundaria (Pa), γ es el peso específico del agua ($\text{kg/m}^2/\text{s}^2$), h_{r2} la altura correspondiente al flujo de un surco, S es la pendiente local de la celda y F_{f2} es un factor de fricción que depende de la fracción real de suelo a lo largo del canal. La erosión secundaria generada por la circulación del flujo en ladera se calcula de la misma manera que la generación primaria:

$$e_{r2} = K_{r2}(\tau_{r2} - \tau_{cr2})\left(1 - \frac{Q_{s,r,2}}{T_{c,r,2}}\right) \quad (2.9)$$

Donde e_{r2} representa la generación secundaria de sedimento en canales ($\text{kg/m}^2/\text{s}$), K_{r2} es la erodibilidad secundaria del suelo (s/m), τ_{r2} y τ_{cr2} son el esfuerzo cortante correspondiente a la generación primaria en un surco (kg/m/s^2) y el esfuerzo cortante crítico, $Q_{s,r,2}$ es la descarga unitaria de sedimento (kg/m/s) de la red secundaria y $T_{c,r,2}$ es la capacidad de transporte del flujo (kg/m/s) para la red secundaria. De la misma manera que ocurría con la generación primaria, existirá erosión secundaria solo cuando se cumpla la condición $\tau_{r2} > \tau_{cr2}$. Sin embargo para el caso de la red secundaria se

considera que existe balance de erosión/depósito por lo que cuando $Q_{s,r,2} > T_{c,r,2}$, el valor de erosión es negativo ($e_{r,2} < 0$). Para este caso, se aplica la expresión (Foster, 1982; Tayfur, 2002)

$$e_{r,2} = \beta \frac{V_f}{q_{r,2}} (T_{c,r,2} - Q_{s,r,2}) \quad (2.10)$$

Donde β es el coeficiente de turbulencia inducida por el impacto de la gota de lluvia con un valor aproximado a $\beta = 0.5$ (Foster et al., 1982), V_f es la velocidad de sedimentación de la partícula de sedimento (m/s), $q_{r,2}$ es el caudal correspondiente a la red secundaria (m^3/s) y $T_{c,r,2}$ y $Q_{s,r,2}$ son la capacidad de transporte y la carga de sedimento de la red secundaria respectivamente ($\text{kg}/\text{m}/\text{s}$). En este caso, la capacidad de transporte se expresa como

$$T_{c,r,2} = k_t \tau_{r,2}^\eta \quad (2.11)$$

Donde k_t coeficiente experimental de erodibilidad del suelo, $k_t \approx 0.6$ (Foster, 1982), η es un exponente cuyos valores varían entre 1 y 2.5. De manera general se puede asumir que $\eta = 1.5$ (Foster, 1982). Por otro lado, la descarga unitaria de sedimento de generación secundaria puede ser expresada a su vez por:

$$Q_{s,r,2} = \frac{1}{w_{r,2}} [\rho_s C_{r,2} q_{r,2} + E_1 W^2] \quad (2.12)$$

Siendo $Q_{s,r,2}$, la descarga unitaria de sedimento ($\text{kg}/\text{m}/\text{s}$), ρ_s la densidad del sedimento (kg/m^3), $C_{r,2}$ la concentración de sedimento ($\text{m}^3_{\text{sed}}/\text{m}^3$) y $q_{r,2}$ es el caudal existente en un canal (m^3/s), $w_{r,2}$ es el ancho de canal (m) y $e_{i,t}$, la erosión en zonas entre surcos ($\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$). Como se observa, la cantidad de sedimento generado en la zona entre-surco, se incorpora como carga de sedimento a la circulación primaria por lo que influye en una mayor o menor capacidad erosiva de la zona de surco.

Un tercer grado sería cuando estos canales se ensanchan incluyendo un mayor número de modos de fallo como los fallos en orilla y los fallos en cabecera de cárcavas aunque se ha considerado este proceso, la erosión de cárcavas, como un proceso aparte debido a la complejidad y magnitud de los modos de fallo que integra.

2.3.1. Aportación secundaria

Una vez calculado el sedimento generado a partir de la circulación secundaria se añade la carga correspondiente a la circulación primaria para el intervalo de tiempo Δt y se calcula la cantidad total que se transfiere a la circulación secundaria de la forma:

$$E_2 = E_1 + e_{r,2} A_c \quad (2.13)$$

Donde E_2 es el sedimento existente en la celda ($\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$), E_1 es el sedimento existente en la celda ($\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$) por generación primaria, $e_{r,2}$ es el sedimento generado por concentración de flujo en canal ($\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$) y A_c es la fracción de área correspondiente al canal (%).

La carga de sedimento se actualiza para la red secundaria mediante la expresión:

$$Q_{sol} = E_2 \frac{W^2}{q_2} \quad (2.14)$$

Donde Q_{sol} (kg/m^3) es el valor positivo (erosión) o negativo (depósito) que caracteriza el flujo erosivo de cada celda de ladera y a partir del cual se obtiene el sedimentograma en el punto de cierre seleccionado.

2.4. Obtención de parámetros necesarios

2.4.1. Densidad de sedimento

La densidad del sedimento ρ_s (kg/m³) depende generalmente de su mineralogía. La mayoría de los sedimentos naturales parten de una composición mineralógica basada en el cuarzo debido a la resistencia de éste a la abrasión física y química medioambiental. La densidad del cuarzo es de 2650 (kg/m³) y es asumida en muchos casos como dato medio en la formulación matemática de sedimentos (Julien, 1994). Sin embargo, se ha de tener en cuenta que otros minerales como la hornblenda o la magnetita tienen una densidad muy superior.

2.4.2. Velocidad de sedimentación

La velocidad de sedimentación V_f (m/s) condiciona la cantidad de sedimento en el balance erosión/depósito de la generación secundaria. La complejidad en desarrollar relaciones entre las fuerzas hidrodinámicas del flujo y el transporte de sedimentos han llevado a muchos investigadores al desarrollo de formulaciones empíricas para la velocidad de sedimentación (Rubey, 1933; Zhang, 1989; Van Rijn, 1989; Burban, 1990, Ibade-Zade, 1992; Zhu and Cheng, 1993; Cheng, 1997; Ahrens, 2000; Chang and Liou, 2001;). El modelo estima la velocidad de sedimentación a partir del diámetro característico d de cada celda a partir de las siguientes expresiones

Para $d < 1$ mm

$$V_f = \left[\left(\frac{2/3 + 36\nu^2}{(G-1)gd^3} \right)^{0.5} - \left(\frac{36\nu^2}{(G-1)gd^3} \right)^{0.5} \right] (G-1)gd^{0.5} \quad (2.15)$$

Para $1 < d < 2$ mm

$$V_f = 0.79[dg(\rho_s - 1)]^{1/2} \quad (2.16)$$

Para $d > 2$ mm

$$V_f = 3.32d^{0.5} \quad (2.17)$$

Siendo G la gravedad específica ($G = \gamma_s/\gamma \approx 2.6$), d el diámetro medio del sedimento (m), ν viscosidad cinemática del agua m²/s, ($\nu \approx 1.004 \cdot 10^{-6}$ m²/s). El diámetro medio del sedimento en ladera puede estimarse a partir de ensayos granulométricos disponibles en la zona de estudio o a partir de los valores porcentuales del contenido en arena, limo y arcilla para cada tipo de suelo mediante la siguiente expresión (Julien, 1994):

$$d = \frac{arc}{100} 0.25 + \frac{lim}{100} 0.016 + \frac{arc}{100} 0.001 \quad (2.18)$$

Donde d es el diámetro medio de sedimento (mm), arc es el contenido de arena (%), lim es el contenido de limo (%) y arc es el contenido de arcilla (%). Una vez obtenido el mapa distribuido de d y considerando la viscosidad cinemática del agua a 20° C como $1.004 \cdot 10^{-6}$ m²/s y la densidad media del sedimento como 2650 kg/m³ se obtiene el mapa distribuido de velocidad de sedimentación en ladera.

2.4.3. Cortante crítico

El esfuerzo cortante crítico τ_{cr} (Pa), es el esfuerzo cortante umbral a partir del cual se inicia el movimiento de la partícula producida por el flujo. El valor de τ_{cr} puede ser muy variable. Dependiendo de la metodología empleada y puede oscilar entre valores bajos

de 0.3-7.0 Pa (Foster et al., 1995) hasta valores más altos 32-40 Pa correspondientes a la incisión en el terreno y formación de cárcavas (Prosser y Abarnethy, 1996; Millares et al., 2012).

Algunos autores (Li, 1979), proponen expresiones que estiman el valor de τ_{cr} a partir del diámetro de la partícula y de los pesos específicos del sedimento y del agua:

$$\tau_{cr} = \delta_s(\gamma_s - \gamma)d \quad (2.19)$$

Donde δ_s es una constante que depende de las condiciones de flujo. Gessler (1965) propone un valor de δ_s cercano a los 0.047 para la mayoría de condiciones de flujo.

Otra manera de cálculo del esfuerzo crítico fue propuesta en el modelo WEPP (Flanagan y Nearing, 1995) obtenida como resultado de experimentos de campo en suelos de cultivo con un porcentaje de arena superior al 30 % y donde el esfuerzo cortante crítico es obtenido a partir de los principales compuestos del suelo.

$$\tau_{cr} = 2.67 + 6.5clay - 5.8vfs \quad (2.20)$$

Donde vfs es la fracción de arena muy fina y $clay$ es la fracción de arcilla en el suelo. Estas aproximaciones son válidas para surcos desarrollados en laderas descubiertas por lo que son compatibles con el cortante crítico de generación primaria τ_{cr1} del modelo.

Los valores correspondientes al cortante crítico de generación secundaria τ_{cr2} han de ser superiores a estos valores calculados para pequeños surcos en ladera, ya que los canales se desarrollan hasta capas más profundas de suelo. A falta de ensayos y metodologías que estimen este valor, se empleará la distribución del cortante crítico primaria modificada a través de un factor de corrección, $\tau_{cr2} = C \cdot \tau_{cr1}$, donde $C > 1$.

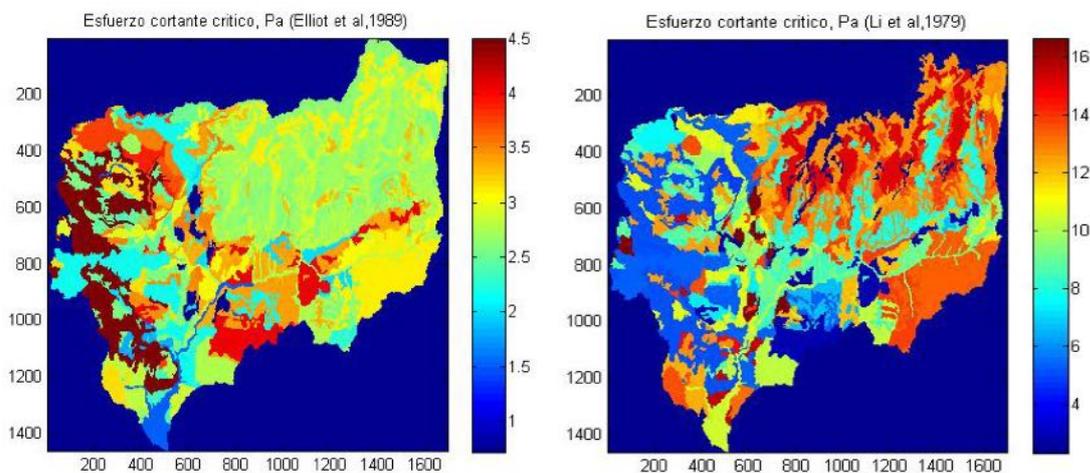


Figura 2.2: Diferencias entre los valores de cortante crítico (Pa) de la cuenca del Guadalupe según las expresiones de Li et al., (1979) y Elliot et al. (1989).

2.4.4. Erodibilidad entre-surco

El parámetro de erodibilidad entre-surco K_i ($\text{kg} \cdot \text{s}/\text{m}^4$) se estima generalmente mediante experimentos y ensayos de simulación de lluvia en parcelas de campo (Barthes y Roose, 2002; Gabbet y Dunne, 2003; Romero et al., 2007). Son trabajos en los que se gasta mucho tiempo y resultan bastante costosos. Generalmente se suele recurrir a

simuladores de lluvia portátiles (Kamphost, 1987) en donde se mide la escorrentía y la pérdida de suelo generada por un simulador de lluvia en una parcela con una superficie y pendiente concretas donde toda escorrentía es recolectada en un punto inferior. En cada parcela se caracterizan las principales propiedades físicas del suelo como el porcentaje de arena, limo, arcilla, materia orgánica y arena muy fina con el fin de establecer las relaciones empíricas que más se ajusten a cada tipo de suelo.

Elliot et al. (1989) proponen una aproximación al valor de erodibilidad entre-surco a partir de diferentes ecuaciones de regresión ajustadas a partir de trabajos de campo realizados entre 1987 y 1989 en suelos de cultivo de Estados Unidos. A partir de estos trabajos se llegó a las siguientes expresiones empíricas.

Para suelos con contenido en un 30 % o más de arena, la ecuación de regresión utilizada es:

$$K_i = 2728000 + 19210000vfs \quad (2.21)$$

Donde vfs es la fracción de arena muy fina. En esta expresión, si el contenido en arena es mayor del 40 %, se utiliza un máximo de 40 %. Para suelos cuyo contenido en arena es menor del 30 %, se propone la siguiente expresión:

$$K_i = 6054000 + 5513000clay \quad (2.22)$$

Donde $clay$, es la fracción de arcilla en el suelo (%). Si el contenido en arcilla es menor del 10 %, se utilizará un mínimo de 10 % en la ecuación. Esta expresión puede ser corregida mediante factores que incorporen el efecto de otros parámetros sobre la erodibilidad del suelo tal y como se propone en el modelo modelo WEPP (Flanagan y Nearing, 1995), siendo los más importantes los factores de corrección por cubierta vegetal o cobertura del suelo. Dado que el modelo considera la interceptación de la lluvia, se aplica tan solo el factor de corrección de cobertura de suelo otorgando gran importancia a pedregosidad.

$$CK_{ig} = e^{-2.5ircov} \quad (2.23)$$

En donde $ircov$ es la fracción de cobertura (pedregosidad, vegetación,...) (0-1) respectivamente.

2.4.5. Erodibilidad en surco

El parámetro de erodibilidad en surco K_r es fundamental en cualquier aproximación de pérdida de suelo ya que transfiere a las propiedades intrínsecas o inherentes del suelo y su susceptibilidad para ser erosionado por concentración de flujo. En el desarrollo de un modelo empírico como el de la ecuación universal de pérdida de suelo USLE (Wischmeier y Smith, 1978), la identificación del parámetro de erodibilidad en surco K_r constituye en muchos casos el elemento central de los estudios (Bryan et al., 1989). Para su estimación, se recurre a datos texturales, contenido en materia orgánica y a estimaciones cualitativas de la estructura y permeabilidad (Aguilar, 2005). El uso de este coeficiente USLE en modelos de base física puede resultar inapropiado (Kinnell, 2005). En un modelo físico el parámetro de erodibilidad, puede ser dividido en dos componentes según la zona en donde se produzca el fallo. En la zona de surcos, existe concentración de flujo por lo que se produce erosión y transporte debido a esta concentración que será función del esfuerzo cortante ejercido en el propio surco.

La estimación del valor de erodibilidad en surco en WiMMed se basa en ecuaciones de regresión que tienen en cuenta propiedades del suelo como el contenido en arcilla,

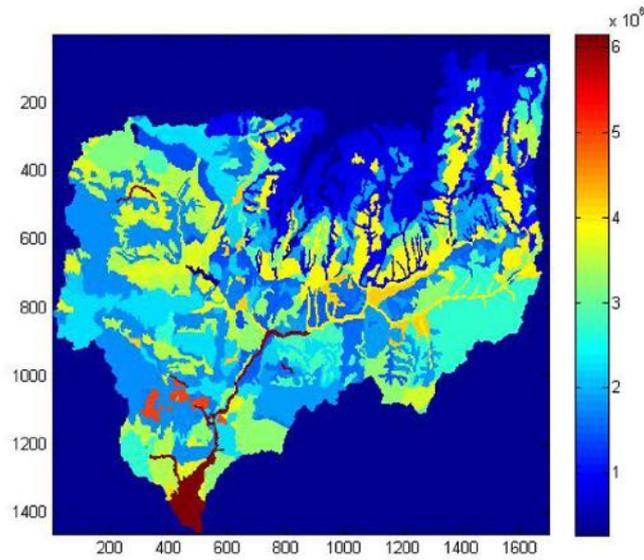


Figura 2.3: Valores de erodibilidad entre-surco ($\text{kg} \cdot \text{s}/\text{m}^4$) propuestos para la cuenca del Guadalfeo.

limo, arena y contenido en materia orgánica y fueron propuestas por Elliot et al. (1989) tras la realización de numerosos experimentos de campo. De esta manera, se emplea la expresión

$$K_r = 0.00197 + 0.030vfs + 0.03863e^{(-184 \cdot \text{orgmat})} \quad (2.24)$$

Donde K_r es la erodibilidad en surco (m/s), orgmat es la fracción de materia orgánica contenida en el suelo (%). El modelo utiliza una erodibilidad en surco K_{r1} diferente a la erodibilidad en canal K_{r2} correspondiente a la generación secundaria. En general, $K_{r1} > K_{r2}$ debido al cierto grado de acorazamiento existente en los canales o barranqueras.

2.4.6. Factor de fricción

El factor de fricción F_f (%) representa el porcentaje efectivo de cortante τ que actúa en el suelo de surcos o canales (Foster et al., 1995). Este factor dependerá fundamentalmente de la pedregosidad y del tipo y densidad de vegetación. En el modelo se diferencia entre factor de fricción para generación primaria F_{f1} y secundaria F_{f2} aunque ambas dependen de la pedregosidad del suelo. Se estiman a partir de la expresión

$$F_f = (1 - a \cdot \text{pedreg}) \quad (2.25)$$

Donde pedreg representa la pedregosidad en el suelo (%) y a es un coeficiente que permite diferenciar entre F_{f1} y F_{f2} .

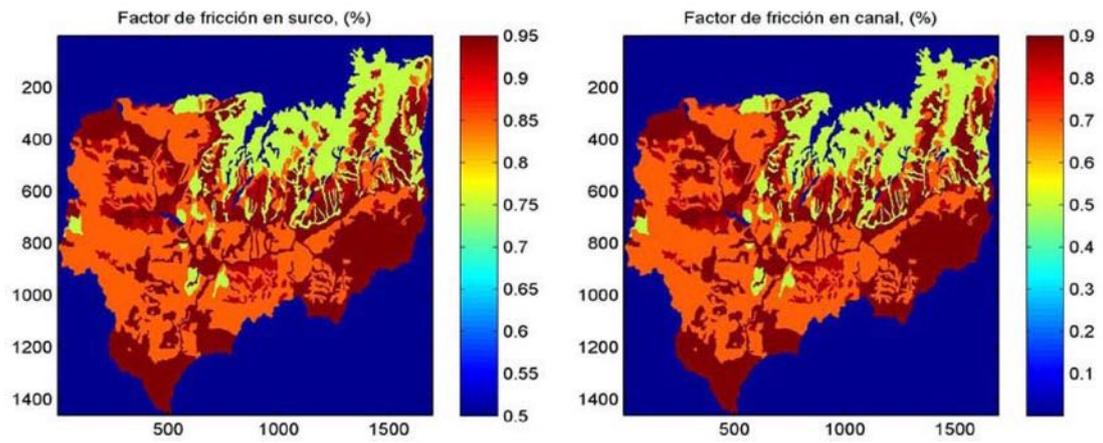


Figura 2.4: Factor de fricción en surco y canal estimado para la cuenca del río Guadalupe.

Bibliografía

- AGNEW, M.D., PALUTIKOV, J.P. 2000. *GIS-based construction of baseline climatologies for the Mediterranean using terrain variables*. *Climate Research* 14, 115-127. 6, 8
- AGUILAR, C. 2008. *Efectos de escala en procesos hidrológicos. Aplicación a la cuenca del río Guadalfeo (Granada)*. Tesis doctoral. Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola. Universidad de Córdoba. 11, 23
- ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D., SMITH, M. 1998. *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Rome. 11
- ÁVILA, A. 2008. *Modelo unidimensional de flujo no estacionario en cauces naturales. GuadalFORTRAN v 4.4. Documentación y Manuales de usuario*. Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales. Universidad de Granada. 35
- BARNES B.S., 1939 *The structure of discharge-recession curves*. *Transactions of the American Geophysical Union*, 20, 721-725. 27
- BUYTAERT, W., CELLERI, R., WILLEMS, P., DE BIÈVRE, B., WYSEURE, G. 2006. *Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes*. *Journal of Hydrology* 329, 413-421. 5
- CHUNG, Y., YUN, J. 2004 *Solar irradiance-corrected spatial interpolation of hourly temperature in complex terrain*. *Agricultural and Forest Meteorology* 126, 129-139. 6
- CREUTIN, J.D., OBLED, C. 1982. *Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison*. *Water Resources Research* 18(2), 413-431. 5
- CUNGE, J.A. *On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method)*. *Journal of Hydraulic Research*, 7, n°2, 205-230. 36
- DÍAZ GUTIÉRREZ, A. 2007. *Series temporales de vegetación para un modelo hidrológico distribuido*. Monografías 2007, Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola, Universidad de Córdoba. 13
- DIRKS, K.N., HAY, J.E., STOW, C.D., HARRIS, D. 1998. *High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island Part II: interpolation of rainfall data*. *Journal of Hydrology* 208, 187-193. 5
- DOZIER, J., FREW, J. 1990. *Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data*. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. 28, n°5, sept. 1990. 11
- DROOGERS, P., ALLEN, R.G. 2002. *Estimating evapotranspiration under inaccurate data conditions*. *Irrigation and Drainage Systems*, 16, 33-45. 12
- GAVILÁN, P., BERENGENA, J., ALLEN, R.G. 2007. *Measuring versus estimating net radiation and soil heat flux: Impact on Penman-Monteith reference ET estimates in semiarid regions*. *Agricultural Water Management*, 89, 275-286. 11

- GAREN, D.C., MARKS, D. 2005. *Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: estimation of meteorological inputs and verification of model results*. Journal of Hydrology 315, 126-153. 6
- GASH, J.H.C. 1979. *An analytical model of rainfall interception in forests*. Quaterly Journal of the Royal Meteorology Society, 105, 43-55. 13
- GOFF, J.A., GRATCH, S. 1946. *Low-pressure properties of water from -160 to 212°F*. Transactions of the American society of heating and ventilation engineers, 52, 95-122. 20
- GOOVAERTS, P. 2000. *Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall*. Journal of Hydrology 228, 113-129. 5, 8
- GREEN, W.H., AMPT, G.A. 1911. *Studies on soil physics, part I, the flow of air and water through soils*. Journal of Agricultural Science, 4(1), 1-24. 23
- HARGREAVES, G.L., HARGREAVES, G.H., RILEY, J.P. 1985. *Irrigation water requirements for Senegal river basin*. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE, 111 (3), 265-275. 12
- HARTKAMP, A.D., DE BEURS, K., STEIN, A., WHITE, J.W. 1999. *Interpolation Techniques for Climate Variables*. NRG-GIS Series 99-01. Mexico, D.F.: CIMMYT. 5
- HERRERO, J. 2007 *Modelo físico de acumulación y fusión de la nieve. Aplicación a Sierra Nevada (España)*. Tesis Doctoral. Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales. Universidad de Granada. <http://www.ugr.es/local/herrero> (16-01-2009). 5, 7, 8, 10, 17, 18
- HERRERO, J., AGUILAR, C., POLO, M.J., LOSADA, M. 2007. *Mapping of meteorological variables for runoff generation forecast in distributed hydrological modeling*. Hydraulic Measurements & experimental methods 2007. New York. Book of extended abstracts. EWRI & IAHR. 6
- HERRERO, J., AGUILAR, C., MILLARES, A., POLO, M.J., LOSADA, M. 2008. *WiM-Med. Manual de Usuario*. Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales, Universidad de Granada. 2, 3
- INEICHEN, P., PÉREZ, R. 2002. *A new air mass independent formulation for the Linke Turbidity coefficient*. Solar Energy, 73(3), 151-157. 10
- IQBAL, M. 1983. *An introduction to solar radiation*. Academic Press. New York. 8, 10
- ITENFISU, D., ELLIOTT, R.L. ALLEN, R.G., WALTER, I.A. 2003. COMPARISON OF REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION CALCULATIONS AS PART OF THE ASCE STANDARDIZATION EFFORT. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE, 129 (6), 440-448. 11
- JACOVIDES, C.P., HADJIOANNOU, L., PASHIARDIS, S., STEFANOY, L. 1996. *On the diffuse fraction of daily and monthly global radiation for the island of Cyprus*. Solar Energy, 56(6), 565-572. 10
- KASTEN, F., YOUNG, A.T. 1989. *Revised optical air mass tables and approximation formula*. Applied Optics 28(22), 4735-4738. 10
- LONDON, J., FROHLICH, C. 1982. *Extended abstract presented at the symposium on the solar constant and the spectral distribution of solar irradiance*. International Association of Meteorology and Atmospheric Physics. Third Scientific Assembly. Hamburg, 17-28 Aug. 1981. IAMAP. Innsbruck, Austria. 10
- MAIDMENT, D.R. (EDS.). 1993. *Handbook of hydrology*. McGraw-Hill. New York. 39
- MARTZ, L.W., GARBRECHT, J. 1992. *Numerical definition of drainage network and sub-catchment areas from digital elevation models*. Computers & Geosciences 18 (6), 747-761. 34

- MEIN, R.G., LARSON, C.L. 1973. *Modeling infiltration during a steady rain*. Water Resources Research 9, 384-394. 24
- MILLARES, A. 2008 *Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca. Estudio de las aportaciones subterráneas en ríos de montaña*. Tesis Doctoral. Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales. Universidad de Granada. 27
- MUÑOZ-CARPENA, R., RITTER, A. 2005. *Hidrología Agroforestal*. Mundi Prensa. Madrid. 23, 24, 25, 26
- NEITSCH, S.L., ARNOLD, J.G., KINIRY, J.R., WILLIAMS, J.R., KING, K.W. 2002. *Soil and water assessment tool. Theoretical documentation*. Version 2000. Blackland Research Center and Grassland Soil and Water Research Laboratory, Temple, Texas, USA.
- O'CALLAGHAN, J.F., MARK, D.M. 1984. *The extraction of drainage networks from digital elevation data*. Computer vision, graphics and image processing. 28, 328-344. 33
- PARTON, W.J., LOGAN, J.A. 1981. *A model for diurnal variation in soil and air temperature*. Agricultural Forest Meteorology 23, 205-216. 7
- RAWLS, W.J., AHUJA, L.R., BRANKENSIEK, D.L., SHIRMOHAMMADI, A. 1993. *Infiltration and soil water movement*. En Maidment (1993), pp. 5.1-5.51. 24
- RUTTER, A.J., KERSHAW, K.A., ROBINS, P.C., MORTON, A.J. 1971. *A predictive model of rainfall interception in forests. I. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine*. Agricultural Meteorology, 9, 367-384. 13, 14
- SAUNDERS, W.K., MAIDMENT, D.R. 1995. *Grid-Based Watershed and Stream Network Delineation for the San Antonio-Nueces Coastal Basin*. Proceedings, Texas Water '95: A Component Conference of the First International Conference of Water Resources Engineering, August 16-17, 1995, American Society of Civil Engineers, San Antonio, TX. 33
- SELLERS, P.J., LOCKWOOD, J.G., 1981. *A computer simulation of the effects of differing crop types on the water balance of a small catchment over long time periods*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 107, 395-414. 14
- SHERMAN, L.K. 1932. *Stream-flow from rainfall by the unit-graph method*. Engineering News-Record 108, 501-505. 24
- SHUTTLEWORTH, W.J., 1978. *A simplified one-dimensional theoretical description of the vegetation-atmosphere interaction*. Journal of Boundary Layer Meteorology, 14, 3-27. 14
- SHUTTLEWORTH, W.J., GASH, J.H.C., 1982. *A note on the paper by P.J. Sellers and J.G. Lockwood (1981)*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 108, 464-467. 14
- SUSONG, D., MARKS, D., GAREN, D. 1999. *Methods for developing time-series climate surfaces to drive topographically distributed energy and water-balance models*. Hydrological Processes 13, 2003-2021. 6
- TURCOTTE, R., FORTIN, J.-P., ROUSSEAU, A.N., MASSICOTTE, S., VILLENEUVE, J.-P. 2001 *Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network*. Journal of Hydrology, 240, 225-242. 34
- WORLD METEOROLOGIC ORGANIZATION (WMO), 1982. *Comission for instruments and methods of observation*. Final Report of the 8th session, WMO 590. Geneva. 10
- ZENG, N., SHUTTLEWORTH, J.W., GASH, J.H.C., 2000. *Influence of temporal variability of rainfall on interception loss. Part I. Point analysis*. Journal of Hydrology, 228, 228-241. 14