

Efecto de las propiedades hidráulicas del suelo sobre la respuesta hidrológica calculada por LISEM 5.0

Effects of soil hydraulic properties on simulated hydrological response generated by LISEM 5.0

LOPEZ PERIAGO, E.¹; SOTO GONZALEZ, B.²; RUBINOS GONZALEZ, D.² & DIAZ-FIERROS, F.²

ABSTRACT

LISEM model (Limburg Soil Erosion Model) is actually being developed in order to perform dynamic simulations of surface runoff and erosion in catchments. This model is also proposed as analysis support system for soil erosion problems derived from agricultural management practices, which can be used as a kernel of an expert system for agricultural and environmental planning.

Hydrological response of LISEM 5.0 is analysed on the basis of soil water flow parameter values of the Green-Ampt sub-model, which estimates infiltration rates. Observed hydrographs in the stream gauge installed in a catchment were tested with those simulated by LISEM 5.0.

Observed hydrographs shows that the hydrological response of experimental catchment corresponds to a variable source type. By contrast, given the assumptions of LISEM 5.0 for calculating runoff, the calculated hydrological response is always hortonian.

Results showed that, for any set of infiltration parameters, Green-Ampt infiltration sub-model is not able to simulate the observed streamflow discharge (variable source). This occurs because the rainfall intensity-infiltration ratios do not allow a generalized hortonian surface runoff as predicted by LISEM 5.0. Hortonian runoff only may be possible at short times and limited to small areas, and does not appear to be significant in the observed hydrographs.

Key words: LISEM, modelling, runoff, infiltration.

(1) Departamento de Bioloxía Vexetal e Ciencias do Solo, Universidade de Vigo. Fac. de Ciencias Campus de Ourense, As Lagoas, 32005 Ourense. E-mail edelperi@uvigo.es. Tel. +43-(9)88-387258.

(2) Departamento de Edafoloxía e Química Agrícola, Universidade de Santiago.

INTRODUCCIÓN

La erosión hídrica derivada de actividades agrícolas, en el ámbito de la política agraria comunitaria, está en la actualidad siendo objeto de investigación. Los objetivos de las investigaciones son variados, pero atienden principalmente a la necesidad de definir una serie de prácticas de manejo y de escenarios ambientalmente correctos, que reduzcan la generación de escorrentía superficial, la degradación de la estructura del suelo y la erosión. Para realizar inferencias sobre los efectos que puedan tener las diferentes prácticas de manejo en cada tipo de escenario ambiental, es necesario disponer de herramientas (modelos) que permitan efectuar predicciones del impacto de estas prácticas, a partir de un conjunto establecido de condiciones iniciales (escenario).

En la parte correspondiente a los cálculos hidrológicos, uno de los aspectos fundamentales es la modelización hidrológica vertical, donde intervienen los procesos de interceptación, almacenamiento superficial e infiltración. La infiltración puede ser estimada mediante el modelo de Green-Ampt para una capa de suelo. El hecho de emplear el modelo de Green-Ampt para la estimación de la infiltración, lleva de forma implícita la asunción de un determinado modelo de generación de escorrentía superficial: un modelo de tipo hortolano en el cual la escorrentía superficial únicamente se genera cuando la intensidad de precipitación supera la velocidad de infiltración (BORAH, 1989; VEN-TE CHOW, 1994).

En este artículo se analiza la respuesta hidrológica de una cuenca agraria de

Galicia y se determina en efecto de la humedad antecedente del suelo y propiedades hidráulicas del suelo (en concreto, la conductividad hidráulica saturada) sobre el tipo de respuesta hidrológica, empleando para ello el modelo LISEM versión 5.0 como herramienta de análisis. Estos análisis tienen como objetivo final la optimización de los parámetros del modelo para simular una respuesta hidrológica consistente con el funcionamiento real del sistema.

MATERIALES Y METODOS

Características de la cuenca de estudio

La cuenca de estudio está situada en el Municipio de Abegondo, Provincia de A Coruña, coordenadas 43°09'10"N 8°21'15"W, el material de partida es los esquistos básicos del Complejo de Ordenes. La textura es bastante homogénea en toda la cuenca, siendo la clasificación textural franco limosa: arena 30%, limo 50% y arcilla 20%.

En el período de la realización de esta investigación, hasta junio de 1998, el suelo estaba destinado a varios usos: pradera polifítica con predominio de *Lolium perenne* L. destinada a pasto y ensilado, y una parte dedicada al cultivo de maíz forrajero mediante técnica de mínimo laboreo con siembra directa. En la actualidad está dedicada a la producción de Eucalipto.

La superficie aforada es de 10,45 ha y la medida del caudal se efectuó en continuo, empleando como elementos de medida un

canal de aforo tipo Parshall de un pie de anchura de garganta y una sonda de nivel de tipo capacitivo.

El modelo LISEM 5.0

El modelo LISEM (Limburg Soil Erosion Model, DE ROO *et al.*, 1995) está diseñado para el cálculo del transporte de agua y sedimentos durante una avenida en una cuenca hidrográfica. Los cálculos son efectuados mediante ecuaciones de la física y acoplados a ecuaciones empíricas y a listas de coeficientes empíricos tabulados.

La secuencia de operaciones que realiza el LISEM 5.0 se puede enumerar en la tabla 1.

El submodelo de cálculo de la infiltración (Green-Ampt)

Durante el proceso de infiltración se puede observar que se desarrolla un frente de humectación que se desplaza verticalmente hacia abajo, a través del suelo. El contenido hídrico en el frente de humectación es aproximadamente constante en un perfil hidráulicamente homogéneo.

Si el espesor del frente de humectación es z_f , y los potenciales en los extremos del frente son φ_f para el extremo húmedo y φ_i

para el extremo seco, el flujo hidráulico en el frente de humectación (q_f) es

$$q_f = -k \frac{d\varphi}{dz} = \frac{-k(\varphi_f - \varphi_i)}{z_f}$$

donde k es la conductividad hidráulica media en la zona de transmisión. El agua almacenada en el suelo tras el paso del frente es:

$$\frac{-k(\varphi_f - \varphi_i)}{q_f} = \Delta\theta \frac{dz_f}{dt}$$

siendo θ el contenido hídrico medio en el frente de humectación y t el tiempo.

Integrando respecto a t se obtiene la ecuación que calcula la posición del frente de humectación:

$$z_f = \sqrt{\frac{2k(\varphi_f - \varphi_i)t}{\Delta\theta}}$$

Combinando estas ecuaciones se obtiene el flujo de infiltración (i)

$$i = \sqrt{\frac{k(\varphi_f - \varphi_i)\Delta\theta}{2t}}$$

1.	Lectura del hietograma (intensidades).
2.	Calcule el almacenamiento de agua en microdepressiones.
3.	Calcule la infiltración mediante el modelo de Green-Ampt considerando una capa.
4.	Circulación de la escorrentía generada mediante la resolución numérica de la ecuación de onda cinemática.

Tabla 1. Secuencia de operaciones realizadas por LISEM 5.0

Finalmente, integrando esta expresión con respecto a *t* se obtiene el volumen de infiltración acumulado en el tiempo:

$$I = \sqrt{2Kz(\varphi_f - \varphi_z)\Delta\theta}$$

El modelo de Green-Ampt determina que la velocidad de infiltración disminuye proporcionalmente a la raíz cuadrada del tiempo. Una de las limitaciones del modelo consiste en que no incorpora ningún proceso de redistribución de la humedad en el suelo.

RESULTADOS

Respuesta hidrológica de la cuenca

La respuesta hidrológica de la cuenca se analizó a partir del registro de caudal de

escorrentía y del registro pluviométrico. El registro contiene las medidas de precipitación acumulada en intervalos de 5 minutos y el caudal instantáneo medido en los mismos intervalos.

El análisis del registro, en el cual se determina la precipitación efectiva (la que da origen a la escorrentía superficial), a partir de la descomposición de los hidrogramas en sus componentes respectivos de flujo superficial y flujo subterráneo, y de la determinación de los tiempos de retardo entre el pico del hietograma y el pico de avenida, determina que la respuesta hidrológica de la cuenca de estudio es de tipo fuente variable. En las figuras 1-3 se muestran los hidrogramas correspondientes a tres eventos registrados.

El tiempo de concentración es un parámetro que indica el modo de respuesta hidrológica de la cuenca. Un procedimiento empírico para calcularlo lo constituye la

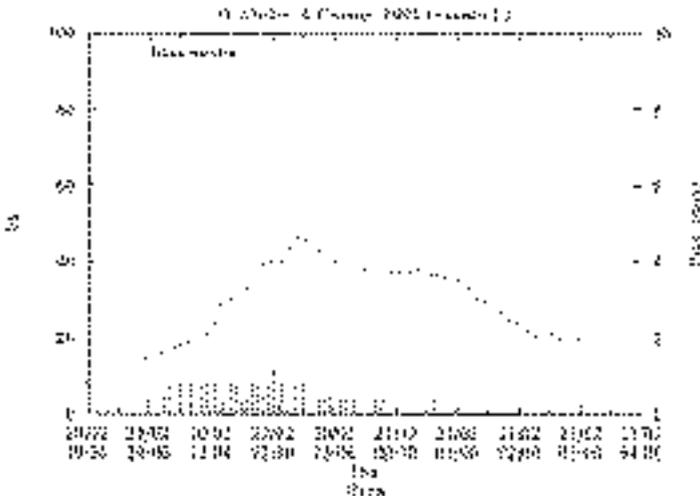


Figura 1. Hidrograma e hietograma correspondiente a un evento con bajas intensidades de lluvia (*I_p* < 20 mm/h) y de duración prolongada. Este tipo de eventos no puede ser simulado por LISEM 5.0 dado que no puede originarse escorrentía según un modelo hortoniano.

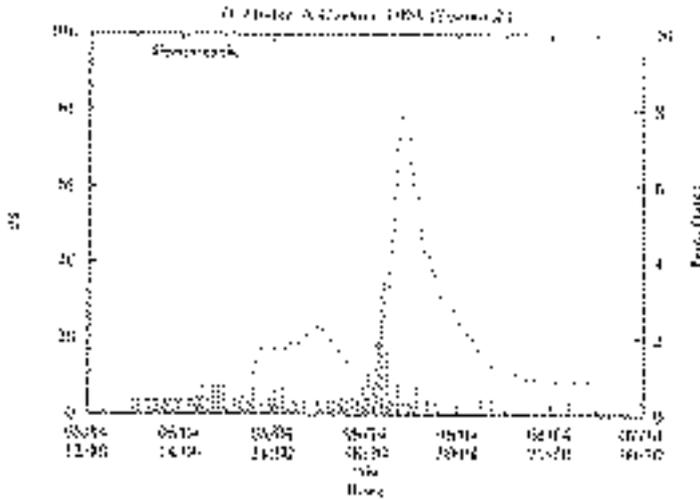


Figura 2. Hidrograma e hietograma correspondiente a una secuencia de dos eventos, uno de intensidad moderada y otro de elevada intensidad. Este evento puede ser simulado parcialmente por el modelo LISEM 5.0 si se determina el tiempo óptimo de inicio de la simulación y las condiciones de humedad inicial.

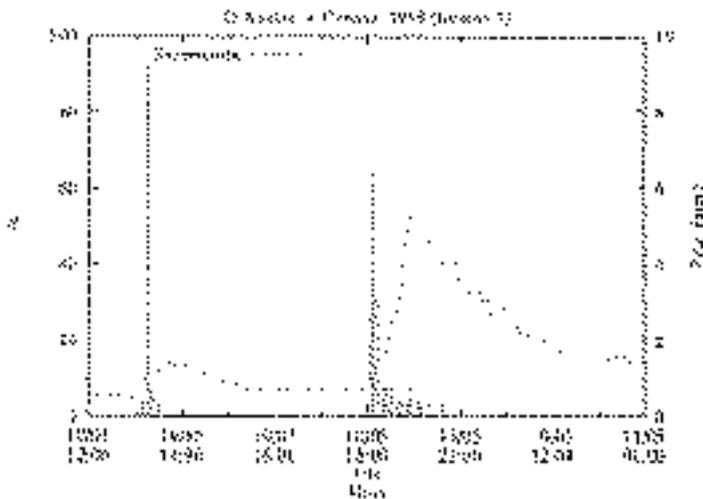


Figura 3. Hidrograma e hietograma correspondiente a una secuencia de dos eventos, el primero de intensidad muy elevada y muy corta duración y otro menos intenso y más prolongado. El primer evento presenta dificultades para ser simulado por LISEM 5.0, porque el bajo contenido hídrico inicial del suelo supone una elevada velocidad de infiltración, lo cual no permite la generación de escorrentía superficial.

fórmula de California y puede servir como una primera estimación:

$$T_c = 0,02 \frac{L^{1,43}}{\Delta H^{0,384}}$$

La longitud del cauce principal (L) es de 560 m y la diferencia máxima entre cotas (ΔH) es de 36 m, la estimación del tiempo de concentración según esta fórmula (T_c) es de 7 minutos y 30 segundos. Este valor indica el retraso de la respuesta hidrológica respecto a un evento de precipitación.

Los tiempos de retraso calculados a partir de hidrogramas registrados (retraso del centro de masa del pico de escorrentía respecto al centro de masa del hietograma) oscilan entre 14 minutos y 1 hora.

Finalmente, los tiempos de concentración determinados a partir de la descomposición del hidrograma y la determinación del período de lluvia efectiva indican que el tiempo de concentración oscila entre 17 y 26 minutos. Estos valores indican una contribución importante de escorrentía subsuperficial en la descarga total de la cuenca.

El T_c calculado a partir de los resultados de LISEM 5.0 en condiciones de humedad a saturación oscila en un rango de 6 a 9 min, valores que son acordes con obtenidos mediante la fórmula de California, por contra, no se ajustan a las observaciones hidrométricas.

Simulaciones en condiciones de humedad a saturación

Las simulaciones efectuadas con el

LISEM 5.0 se fueron realizadas a partir de una serie de parámetros distribuidos que son los que determinan la infiltración, la generación de escorrentía superficial y su circulación a través de la red de drenaje (figura 4). De estos parámetros, uno de los más importantes es la conductividad hidráulica saturada (K_s), cuya representación espacial aparece en el mapa de la figura 5, la distribución de K_s se determinó a partir de medidas efectuadas *in situ* mediante infiltrómetros de disco (REYNOLDS & ELRICK, 1991) y medidas de la permeabilidad en el laboratorio efectuadas sobre testigos de suelo estructurado mediante el procedimiento de Flannery y Kirkhan (KLUTE & DIKERSEN, 1986). Los valores de conductividad hidráulica fueron geo-referenciados y la interpolación de los valores se efectuó sobre una red de puntos dispuestos sobre una malla regular de 5 metros de lado ocupando la superficie exacta de la cuenca. La interpolación se llevó a cabo mediante Krigging estratificado (VIEIRA *et al.*, 1981), empleando los tres modelos de varianza espacial mejor ajustados a cada uno de los estratos. Las tres categorías o estratos que se definieron son: zonas de vagoada, laderas y promontorios o interfluvios.

Otros parámetros distribuidos son el contenido de humedad inicial, el contenido hídrico a saturación y el potencial matricial en el frente de humectación, todos ellos, intervienen en el submodelo Green-Ampt para el cálculo de la velocidad de infiltración.

En este estudio se efectuaron dos análisis: la sensibilidad del modelo frente a la variación de la conductividad hidráulica

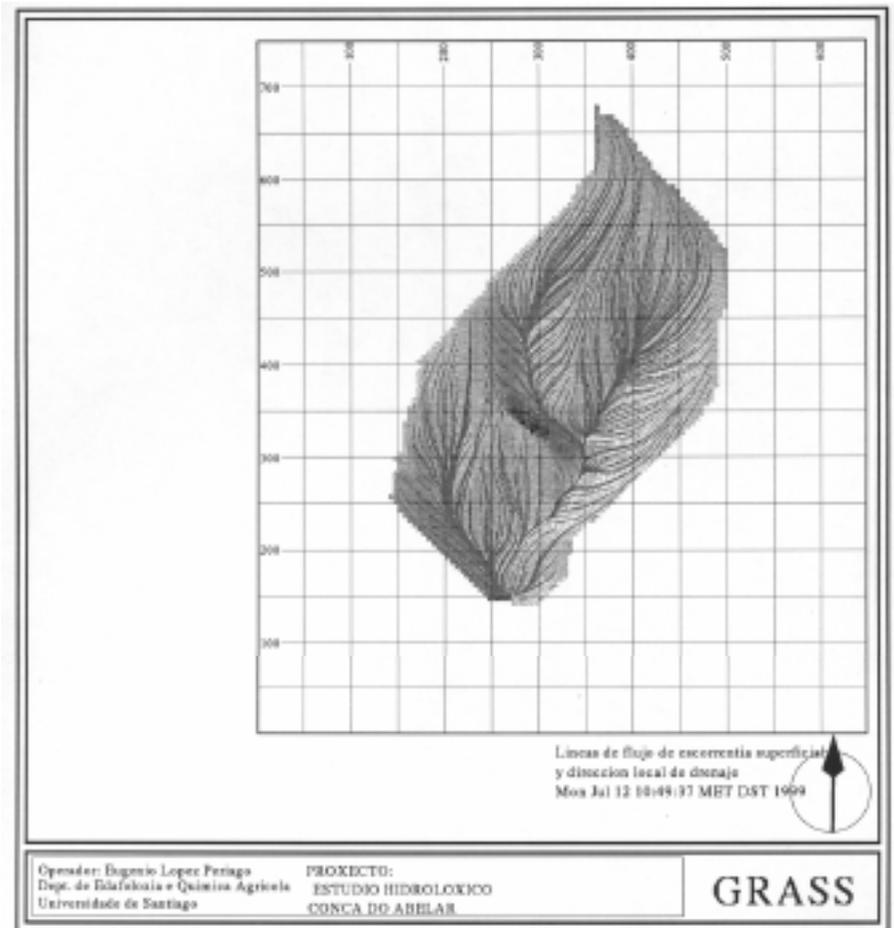


Figura 4. Aspecto de las líneas de flujo de escorrentía superficial obtenido a partir del modelo de elevación digital.

saturada y el efecto de la humedad inicial del suelo.

Efecto de la conductividad hidráulica saturada

La variación de K_s tiene un efecto muy marcado sobre la respuesta hidrológica, en la figura 6 se muestran los resultados de simulaciones efectuadas con el LISEM, en

condiciones de humedad a saturación, variando únicamente el valor medio de K_s en un pequeño porcentaje con respecto al determinado experimentalmente, y conservando la estructura de la variación espacial de los valores. Es decir, multiplicando el valor de K_s en cada punto del mapa por unas constantes. En la figura 6 se observa que pequeñas variaciones de los valores medios de K_s (del orden del 30 %)

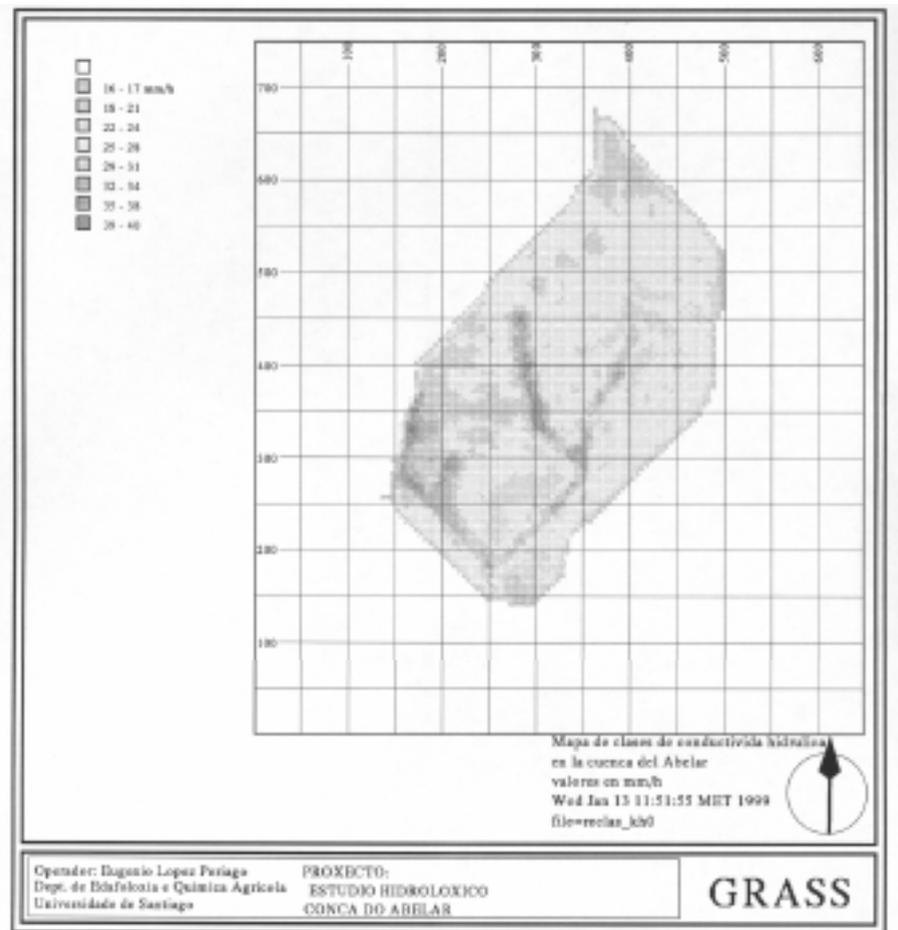


Figura 5. Mapa de los valores de conductividad hidráulica saturada (Ks) en la cuenca del Abelar.

se expresan en variaciones del 200% tanto del caudal máximo de escorrentía como del volumen total de escorrentía. Por otra parte, en la misma figura se observa la diferencia de la forma entre los hidrogramas calculados y el observado, formas que expresan las diferencias en la respuesta hidrológica.

En las simulaciones efectuadas en condiciones de no saturación (90% del conte-

nido hídrico respecto a la saturación) el efecto de la conductividad hidráulica saturada es mucho más pronunciado. Este efecto se debe a que se pone de manifiesto una de las limitaciones del LISEM para la simulación de determinados tipos de eventos. En la figura 7, se observa que la generación de la escorrentía superficial con el suelo no saturado solamente ocurre si la conductividad hidráulica es muy baja, del

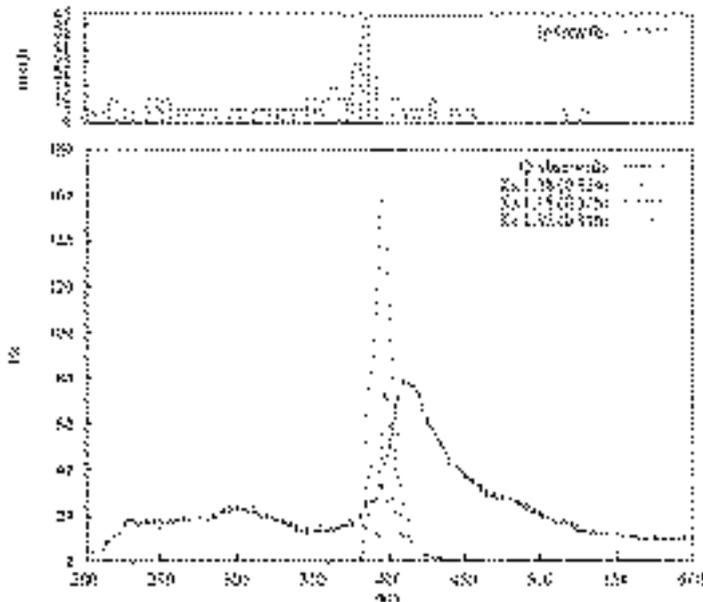


Figura 6. Efecto de la variación de K_s (cm/h) sobre la respuesta hidrológica calculada por el LISEM 5.0 en condiciones de humedad a saturación. Cada uno de los hidrogramas se corresponde con un valor medio de K_s para toda la cuenca, la cifra entre paréntesis es la desviación típica de los valores de cada distribución espacial.

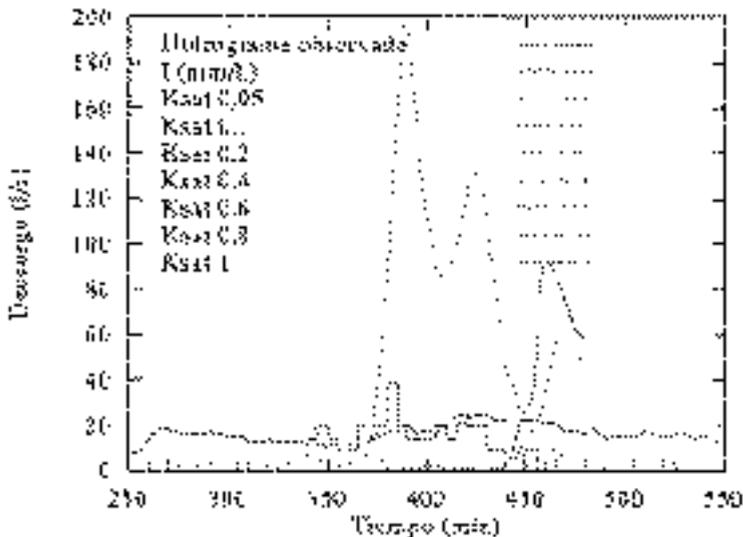


Figura 7. Efecto de la variación de K_s sobre la respuesta hidrológica calculada por el LISEM 5.0 en condiciones de humedad no saturada. Cada uno de los hidrogramas se corresponde con un factor de multiplicación del valor medio de K_s calculado para la cuenca. Solamente producen escorrentía valores muy bajos de K_s (5, 10 y 20%) de los valores medios calculados.

orden del 5% de los valores determinados experimentalmente. La otra forma de aparición de la escorrentía superficial (20% de la K_s calculada) consiste simplemente en que se sature el suelo, y una vez saturado, se forme la escorrentía. Este funcionamiento da lugar a los hidrogramas que

aparecen en la figura 8, que no reflejan la respuesta hidrológica observada.

Se realizaron otros ensayos para determinar el efecto de las condiciones iniciales de humedad. En concreto, se efectuaron simulaciones con el LISEM 5.0 con idénticos hietogramas, variando únicamente el

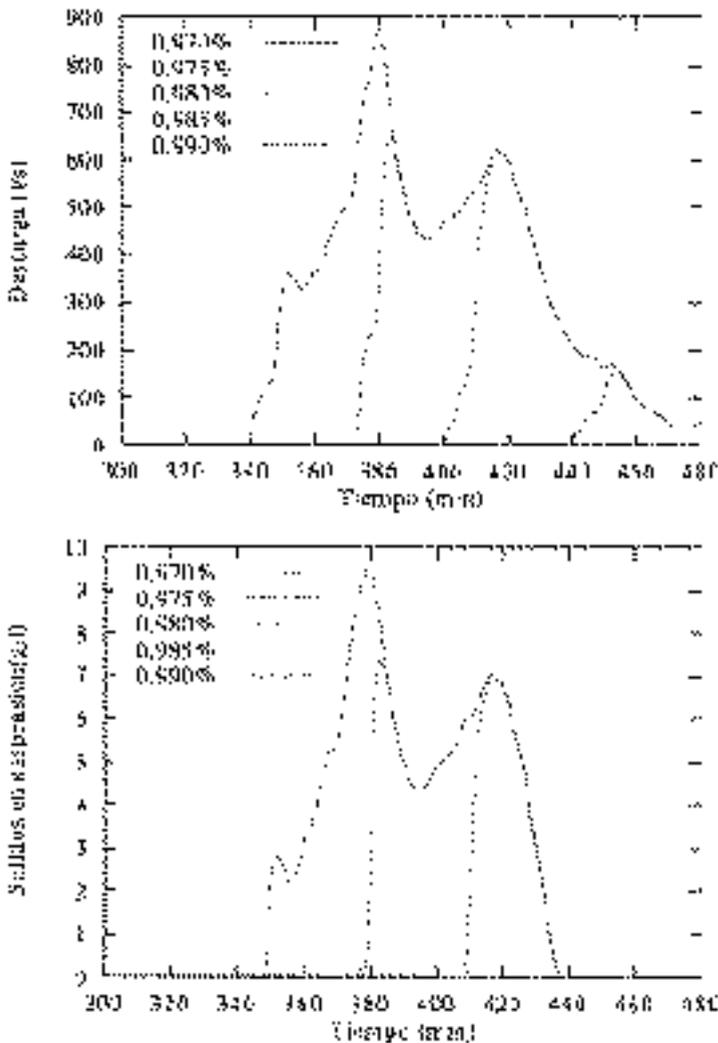


Figura 8. Efecto de la variación de contenido hídrico inicial en la respuesta hidrológica (figura superior) y en el transporte de sólidos en suspensión (inferior). Los valores expresan el porcentaje de saturación.

contenido de humedad inicial. El contenido hídrico inicial de referencia fue obtenido a partir del registro continuo de datos de potencial matricial y expresado en contenido hídrico volumétrico mediante las curvas características de humedad determinadas para el horizonte superficial del suelo.

Se observa que el efecto de variar el contenido hídrico inicial únicamente produce un retraso en la aparición del pico de escorrentía. Este efecto en ningún momento aparece reflejado en el registro hidrométrico de la cuenca.

Con respecto a la parte correspondiente al transporte de sólidos en suspensión, el LISEM reproduce los mismos resultados que en el caso de la escorrentía.

CONCLUSIONES

El análisis de los hidrogramas revela el predominio de la descarga por escorrentía subsuperficial en eventos de intensidad moderada. Este tipo de descarga corresponde a un modelo de generación de escorrentía de fuente variable.

La similitud entre el tiempo de con-

centración (T_0) calculado por medio de la fórmula de California y calculado a partir de hidrogramas simulados confirma que la simulación de la circulación de la escorrentía superficial efectuada por LISEM es correcta.

Los supuestos asumidos para el LISEM 5.0, en el proceso de generación de escorrentía no son válidos para la simulación de la respuesta hidrológica en la cuenca de estudio, debido a que el modelo de generación de escorrentía asumido por el LISEM 5.0 es de tipo hortoniano, modelo que no describe adecuadamente la respuesta hidrológica de la cuenca de estudio.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el ámbito del proyecto Effective land management for surface runoff control, financiado y contratado por la Unión Europea en el marco del programa FAIR (CT95-0458). Se agradece asimismo la colaboración de los propietarios de la finca O Abelar por permitir el acceso y realizar estas experiencias.

BIBLIOGRAFIA

- BORAH, D. K. (1989). Runoff simulation model for Small Watersheds. *Trans. of ASAE*, **33** (1): 105-110.
- CHOW, V. T. (1994). *Hidráulica de canales abiertos*/ Ven Te Chow ; traducción Juan G. Saldarriaga ; revisión técnica Antonio Zuluaga Angel. McGraw-Hill, Santa Fe de Bogotá.
- DE ROO, A. P. J.; WESSELING, C. G.; JETTEN, V. G. & RITSEMA, C. J. (1995). *Limburg Erosion Model. A User Guide*. Department of Physical Geography, University of Utrecht.
- KLUTE, A. & DIKERSEN, C. (1986). *Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods*. Methods of Soil Analysis, part 1, Agronomy Monograph, 2ª Edición, (Editado por Klute), A.S.A. and S.S.L.A. Publisher, Madison, **9**: 687-734.
- REYNOLDS, W. D. & ELRICK, D. E. (1991). Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, **55** (3): 633-639.
- VIEIRA, S. R.; NIELSEN, D. R. & BIGGAR, J. W. (1981). Spatial variability of field-measurement infiltration rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **45**: 1040-1048.