

## VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA INFILTRACIÓN EN UNA LADERA DETERMINADA CON PERMEÁMETRO DE GUELPH E INFILTRÓMETRO DE TENSIÓN

Paz González<sup>1</sup>, A., I. Thonon<sup>2</sup>, F. C. Bertolani<sup>3</sup>, M<sup>a</sup>. M. Taboada Castro<sup>1</sup>, E. Vidal Vázquez<sup>1</sup> y J. Dafonte Dafonte<sup>4</sup>.

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias. Universidad de A Coruña (España).

<sup>2</sup> Centre for Geo-ecological Research(ICG). Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen, Universiteit (Países Bajos).

<sup>3</sup> Faculdade de Engenharia Agrícola. Universidade de Campinas (Sao Paulo, Brasil).

<sup>4</sup> Escuela Politécnica Superior. Universidad de Santiago de Compostela (España).

**RESUMEN.** El objetivo de este trabajo es estudiar la infiltración de agua a través de la superficie del suelo y su variabilidad espacial en una ladera. Para ello se compararon datos de conductividad hidráulica saturada obtenidos mediante dos métodos diferentes: permeámetro de Guelph e infiltrómetro de tensión. También, se analizan datos de conductividad no saturada medidos con tensioinfiltrómetro. Las medidas se llevaron a cabo, siguiendo una rejilla regular, en un suelo a barbecho, después de un cultivo de veza-avena. Ambos métodos proporcionaron distribuciones log-normales de conductividad hidráulica, con un amplio rango de valores, lo que está en consonancia con los datos de la bibliografía. Se puso de manifiesto que parámetros como el contenido hídrico o, en su caso, la macroporosidad ejercían una influencia en la magnitud de la variabilidad de la conductividad hidráulica no saturada. Así mismo, se pudo apreciar que los dos métodos de medida empleados sólo son comparables cuando se tiene en cuenta el conjunto de datos muestrales, pero no lo son al relacionar entre sí datos individuales. El análisis geoestadístico mostró que los datos de infiltración presentaban autocorrelación espacial. Se comparan entre sí tres métodos de interpolación de los datos puntuales, distancia inversa, krigeado y simulación condicionada gaussiana, comprobándose que el método de distancia inversa era el de ejecución más sencilla. Así mismo, se pone de manifiesto que la simulación condicional gaussiana proporciona resultados óptimos, cuando se usa conjuntamente con el krigeado ordinario para obtener información acerca de la incertidumbre de la estimación. Se discuten las ventajas y desventajas de estos tres métodos de interpolación.

**ABSTRACT.** The aim of this work is to study soil water infiltration and its variability at the hillslope level. Saturated hydraulic conductivity data obtained by two different methods, i. e. Guelph permeameter and tension infiltrometer, were compared. In addition, also unsaturated hydraulic conductivity data obtained by tensioinfiltrometry were analyzed. Field data were taken according to a regular grid pattern on a fallow soil, after harvesting of a winter oats-vetch crop. Both methods generate log-normally distributed data that exhibit a wide range of values, but comparison with literature values show that this is normal. The unsaturated hydraulic conductivity data were used to show that both, macroporosity and soil moisture content, were possible parameters that influenced the amount of

(spatial) variation in hydraulic conductivity. It appeared that the methods are not comparable on a one-by-one basis but still on the sample level. Geostatistical analysis showed that there exists a spatial structure of the infiltration data as measured with both methods. When the saturated hydraulic conductivity is interpolated with three methods, i.e., inverse distance, kriging and conditional simulation, it appeared that the inverse distance weighted interpolation is the easiest method to use. The more sophisticated method of Gaussian conditional simulation can best be used, guided by ordinary point kriging to obtain information about uncertainties in the interpolation as well. Advantages and disadvantages of the three interpolation methods are discussed.

---

### 1.- Introducción

La agricultura moderna se concibe en el marco de la sostenibilidad de los recursos naturales, por lo que busca la optimización de la explotación agrícola evitando la degradación del medio ambiente, principalmente en lo que se refiere a suelos y aguas. El mantenimiento o la mejora de la calidad del suelo constituye un aspecto fundamental para una práctica agrícola equilibrada. Merecen también mención los avances experimentados por las técnicas de manejo integrado, con objeto de prevenir la contaminación de las aguas superficiales y subterráneas, de acuerdo con los criterios de desarrollo sostenible (Morgan, 1997; Valcárcel Armesto et al., 1999).

El análisis de la infiltración de agua en el suelo es imprescindible, en este contexto, para el planteamiento racional de las actividades agropecuarias y, en particular, para el uso de modelos matemáticos de predicción de erosión y contaminación con objeto de diseñar escenarios de uso del suelo, compatibles con la conservación del medio ambiente. El estudio de esta propiedad física del suelo, y de su variabilidad espacial, es también fundamental para el estudio de las interacciones del sistema suelo-agua.

En la última década se han logrado notables progresos en la puesta a punto de modelos para predecir la escorrentía y las pérdidas de suelo por erosión. En Europa cabe reseñar el desarrollo de LISEM (De Roo *et al.* 1996a, 1996b; Jetten 2000) o EUROSEM (Morgan *et al.* 1998a, 1998b).

Se admite que tanto a escala de parcela como en una

cuenca agrícola, las propiedades del suelo de las que depende el flujo de agua y el transporte de partículas y elementos nutritivos, en particular la capacidad de infiltración y/o la conductividad hidráulica, presentan una gran variabilidad en el espacio y el tiempo (Nielsen et al., 1973; Byers y Stephens, 1983; Bosch y West, 1998). Esta heterogeneidad del suelo juega un papel fundamental en los procesos relacionados con el flujo de agua y el transporte de materiales (por ejemplo, erosión o contaminación de las aguas superficiales y subterráneas, etc.). Sin embargo, para muchos autores consideran que la variabilidad espacial sólo dificulta la caracterización del suelo, por lo que en la mayor parte de los estudios no se toma en consideración. La infiltración del agua en el suelo, parámetro analizado en este trabajo, es uno de los procesos físicos más complejos, y que presenta una mayor variabilidad espacial (Vieira et al., 1983). Esa variabilidad es específica para cada suelo y puede ser atribuida tanto a diferencias de textura y composición como a los sistemas de laboreo. Entre los factores que determinan la heterogeneidad cabe citar la labranza continua del suelo, que al inducir pérdidas de materia orgánica, favorece la disgregación de los agregados y la degradación del horizonte de laboreo, que se vuelve más susceptible la formación de costra superficial; consecuentemente se ven acelerados los procesos erosivos (Salton y Mielniczuck, 1995). La magnitud de la infiltración se ve afectada directamente por estos procesos, e indirectamente por las modificaciones inducidas sobre el sistema poroso (Hillel, 1980).

La caracterización de la variabilidad y la estructura espacial de las propiedades del suelo mediante técnicas geoestadísticas ha mostrado su utilidad para incorporar la heterogeneidad del medio físico a los modelos teóricos, así como para analizar la incertidumbre de los resultados obtenidos por simulación (Comegna y Vitale 1993).

Existen diversos instrumentos de campo para la medida de la infiltración (Reynolds, 1993; Angulo Jaramillo et al., 2000). La mayor parte de ellos proporcionan información acerca de la conductividad o la infiltración referidas a un área relativamente pequeña. En consecuencia, es difícil determinar la variación espacial de estos parámetros, así como evaluar la influencia que puedan tener factores, como por ejemplo la presencia de macroporos, o de sistemas de grietas, sobre todo si generan heterogeneidad a escala más amplia que la de medida.

Dada la importancia que tiene la determinación de la infiltración en la capa superficial del suelo, sobre todo en presencia de fenómenos de encostrado, se han ido poniendo a punto instrumentos portátiles específicos, como los infiltrómetros de disco que operan bajo succión, también denominados tensioinfiltrómetros, de los que a su vez existen diferentes modelos (Perroux y White, 1988; Ankeny et al., 1988) o los infiltrómetros de anillo que operan bajo presión (Elrick et al., 1995; Gérard-Marchant et al., 1997). Algunos tipos de infiltrómetros de tensión permiten efectuar medidas "in situ", en un intervalo razonable de tiempo (Ankeny, et al., 1988; Ankeny et al., 1991; Taboada Castro et al., 1999). El uso del tensioinfiltrómetro presenta diversas limitaciones, ya que, entre otras condiciones, es necesaria una superficie homogénea; además debe de

establecerse un buen contacto entre dicha superficie y la placa porosa, que proporciona agua durante la medida. Para analizar de los datos obtenidos con este instrumento existen soluciones tanto en las condiciones del estado estacionario, como en régimen transitorio (Angulo Jaramillo et al., 2000). Por otra parte, el permeámetro de Guelph ha sido utilizado, para medir la conductividad a profundidades, que oscilan desde niveles próximos a la superficie hasta dos o más metros (Reynolds et al., 1985; Vauclin et al., 1994).

En la Comunidad Autónoma de Galicia, los suelos desarrollados sobre esquistos pelíticos y rocas básicas del Complejo de Órdenes presentan texturas medias, con contenidos de limo que con frecuencia superan el 50% y una proporción de arcilla del orden del 20 % o inferior (Díaz-Fierros y Gil Sotres, 1984). Las características texturales hacen que estos suelos sean muy sensibles a la formación de costra. Trabajos recientes han puesto de manifiesto que como consecuencia de este proceso, cuando la precipitación alcanza 50 o 100 mm la infiltración se puede reducir ya notablemente en relación con la de una superficie recién labrada (Taboada Castro, 1998).

Con el fin de analizar los patrones de variabilidad espacial a escala de una ladera representativa de las condiciones geomorfológicas de los suelos de la zona del Complejo de Ordenes, se llevó a cabo una campaña de medidas de infiltración, cuyos resultados se presentan a continuación. Los objetivos de este trabajo son: a) caracterizar la variabilidad espacial de la infiltración en términos estadísticos y geoestadísticos y b) comparar los resultados de conductividad hidráulica obtenidos con dos métodos de campo, permeámetro de Guelph e infiltrómetro de tensión.

## 2.- Material y métodos

### 2.1 Experiencias de campo

La parcela estudiada está situada en Mabegondo (A Coruña) y se dedica a policultivo en rotación. El material de partida sobre el que se desarrolla el suelo de la ladera estudiada, está constituido por esquistos pelíticos de la serie Betanzos-Arzúa del Complejo de Órdenes. La pendiente oscila entre 2,2 y 25,7%. La textura del horizonte superficial del suelo es franco-limosa y el contenido en materia orgánica, muy variable, oscilando entre 1,72 y 11,19 %. La precipitación anual media durante el período estudiado ascendió a 992,9 mm (Taboada Castro, 1998).

Durante la segunda quincena de mayo de 1998 se llevaron a cabo determinaciones de infiltración. La ladera estudiada constaba de dos parcelas que estaban a barbecho, después de un cultivo de invierno de veza-avena. La fecha de siembra de este cultivo fue diferente para cada parcela, en noviembre y diciembre de 1997. Durante la fase de implantación del cultivo se apreció la formación de costra estructural y a continuación una costra sedimentaria incipiente que no llegó a ocupar más del 30 % de la superficie total de la zona estudiada. En mayo de 1998 cuando se llevaron a cabo las determinaciones objeto de este trabajo, la costra estaba fragmentada, debido a la acción del clima (expansión y retracción) y al tráfico de

maquinaria durante la recolección.

La infiltración se midió en 45 puntos, siguiendo una red de muestreo regular. Sobre una malla rectangular la distancia entre determinaciones era de 2, 6, 15 y 30 m. Los puntos más próximos de la rejilla estaban situados a 2 m y los más lejanos a 198 m. En cada punto se procedió a efectuar en primer lugar una determinación de infiltración en superficie mediante infiltrómetro de tensión. A continuación se llevó a cabo la medida con permeámetro de Guelph entre 0 y 15 cm de profundidad.

El infiltrómetro de tensión permite obtener datos de sortividad en función del contenido hídrico  $S(q_0, q_n)$  y de conductividad en función del potencial,  $K(\Psi)$ , o de la succión  $K(h)$ , en donde  $S$  = sortividad,  $q_0$  y  $q_n$  = contenido hídrico inicial y final, respectivamente,  $K$  = conductividad hidráulica,  $\Psi$  = potencial matricial y  $h$  = tensión.

El instrumento, descrito inicialmente por Ankeny et al. (1988) y Ankeny (1992) y también posteriormente por Moral et al. (1998) y Taboada Castro et al. (1999) consiste en un disco que entra en contacto con el suelo por medio de una membrana de nylon poroso; este disco se alimenta de agua mediante un depósito transparente con una escala graduada. Para garantizar que el transvase de agua del disco al suelo se produzca con una tensión  $h$ , determinada, se cuenta también con un tubo de Mariotte.

Un tensioinfiltrómetro permite aplicar un valor de potencial constante, positivo o negativo, a la superficie del suelo. Una de las principales ventajas de este método, en relación con otros, consiste en que las medidas efectuadas no son destructivas. El flujo de agua en condiciones no confinadas desde la placa de un infiltrómetro de tensión hacia el suelo se puede dividir en dos etapas:

- Inicialmente, en el primer estadio, la infiltración viene determinada por la capilaridad del suelo y el flujo se aproxima al régimen transitorio.
- Durante la segunda etapa, la intensidad de flujo se aproxima a las condiciones del estado estacionario.

En el estado estacionario, existen soluciones para el cálculo de la conductividad hidráulica tanto si las medidas se efectúan con un sistema de discos de múltiples dimensiones (dos o más discos) como si se llevan a cabo con un solo disco y a varios potenciales hídricos. En este último caso, durante la fase final, una vez alcanzado el estado estacionario, el flujo desde un disco que se encuentra a una succión,  $h$ , hasta la superficie del un suelo cuya succión vale  $h_n$ , se puede describir de acuerdo con las siguientes expresiones:

$$Q(h_1) = \pi r^2 K_{sat} \exp(\alpha h_1) [1 + 4/\pi r \alpha] \quad (1)$$

$$Q(h_2) = \pi r^2 K_{sat} \exp(\alpha h_2) [1 + 4/\pi r \alpha] \quad (2)$$

Por otra parte, si se admite que la conductividad disminuye exponencialmente en función de la succión, se tiene la expresión:

$$K_{sat} = K(h) / \exp(\alpha h) \quad (3)$$

El exponente,  $\alpha$ , puede obtenerse simplemente al dividir la ecuación (1) entre la (2), según:

$$\alpha = \frac{\ln \left[ \frac{Q(h_2)}{Q(h_1)} \right]}{(h_1 - h_2)} \quad (4)$$

En donde,  $Q$  = intensidad de flujo de agua que entra en el suelo ( $\text{mm}^3/\text{hr}$ );  $\alpha$  = pendiente ( $\text{cm}^{-1}$ );  $h$  = tensión (cm).

Las medidas de infiltración se efectuaron a succiones comprendidas entre 16 cm  $H_2O$  y saturación, en fase de humectación. Una vez alcanzado el estado estacionario para una succión determinada, se llevaron a cabo entre 3 y 6 lecturas de flujo, una cada 2 minutos, tomándose la media de estas lecturas como el flujo que corresponde a dicha succión.

En esencia, el permeámetro de Guelph consta de dos tubos, uno que actúa como depósito de agua y otro de menores dimensiones que se pone en contacto con el suelo y lleva acoplado un sistema que permite mantener una carga hidráulica constante. Para utilizar el permeámetro se perfora un orificio en el suelo con una sonda hasta de 15 cm de profundidad. El depósito cilíndrico se llena con agua sin impurezas para evitar obstrucciones y se cierra para crear condiciones de vacío. Se introduce el cilindro menor en el orificio, cuidando que el permeámetro quede nivelado para facilitar las lecturas. Se abre el émbolo que está situado en la parte superior del permeámetro y se realiza la lectura para dos cargas hidráulicas constantes (5 y 10 cm).

El método de cálculo utilizado para evaluar la infiltración fue el propuesto por Reynolds y Elrick (1985). De acuerdo con estos autores, la infiltración de agua en el suelo, en este trabajo  $K_{\text{guelph}}$ , se puede determinar a partir del flujo constante, propio del régimen estacionario mediante la siguiente ecuación:

$$K_{\text{guelph}} = 60 [Dp^2 / (Do^2 + 4 Do H_2)] * Q \quad (5)$$

en donde:  $K_{\text{guelph}}$  = infiltración en  $\text{mm}/\text{h}$ ;  $Dp$  = diámetro del permeámetro (cm);  $Do$  = diámetro del pozo de muestreo (cm);  $H_2$  es la carga hidráulica utilizada en la medición y  $Q$  es el flujo a intensidad constante en las condiciones del estado estacionario ( $\text{mm}/\text{min}$ ).

## 2.2 Métodos de interpolación

Se llevó a cabo una interpolación global de los valores de conductividad hidráulica a saturación según el clásico método de la distancia inversa (DI). La estimación según este método de interpolación se realiza mediante una media ponderada, lo que significa que únicamente se toman en consideración los puntos muestrales más próximos a aquel en que se pretende efectuar la estimación. Se comprende que cuanto mayor es la distancia entre el punto estimado y los muestrales, menor es el peso de estos últimos. Por tanto, distancias y pesos están inversamente relacionados. De acuerdo con Samper y Carrera (1990) o Burrough y McDonnell (1998), la interpolación por DI se efectúa mediante la expresión:

$$\hat{z}(x_j) = \frac{\sum_{i=1}^n z(x_i) \cdot d_{ij}^{-r}}{\sum_{i=1}^n d_{ij}^{-r}} \quad (6)$$

En donde:  $z(x_j)$  = valor estimado por interpolación de la variable en un punto dado;  $z(x_i)$  = valor en un punto muestral;  $d_{ij}^{-r}$  = pesos de interpolación en el entorno considerado, de modo que  $r$  = exponente de la distancia inversa y  $d_{ij}$  = distancia entre un punto muestral y el punto en el que se efectúa la estima.

La interpolación geoestadística, o kriging, otro de los métodos usados, puede ser considerado como un tipo especial de interpolación según el método de la distancia inversa, en el que los pesos de interpolación no dependen solamente de la distancia, sino también de la autocorrelación entre pares de puntos vecinos.

Para efectuar el análisis geoestadístico se calculó el semivariograma experimental, que expresa el grado de dependencia espacial entre muestras vecinas, utilizándose la siguiente expresión:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n [z(x_i) - z(x_i + h)]^2 \quad (7)$$

Donde,  $\gamma$  = semivarianza;  $n$  = número de pares de muestras, y  $z$  = valores medidos de la variable estudiada, separados por una distancia  $h$ . El gráfico de  $\gamma(h)$  versus la distancia desde el origen,  $h$ , representa el semivariograma.

Para el ajuste matemático de un semivariograma teórico a los datos del semivariograma experimental se han evaluado los siguientes parámetros: 1 - efecto pepita ( $C_0$ ), valor de  $\gamma$  cuando  $h = 0$ ; 2 - alcance de la dependencia espacial ( $a$ ), que es el valor de  $h$  o distancia para la cual la semivarianza ( $\gamma$ ) se estabiliza alrededor de un valor constante; 3 - meseta ( $C$ ) o valor para el que se estabiliza la semivarianza ( $\gamma$ ), generalmente próximo a la varianza muestral.

El semivariograma mide la autocorrelación entre puntos muestrales vecinos. La ventaja principal de la interpolación geoestadística, consiste en que usando la información contenida en el semivariograma, los mapas de valores estimados son óptimos, en el sentido de que se obtiene la mejor estimación lineal posible; además, el kriging proporciona mapas con los errores de estimación. Sin embargo, el kriging y, en particular el kriging por bloques tiende a producir patrones de variación espacial más suavizados que los reales.

El tercer método de interpolación utilizado en este trabajo, fue la simulación condicional (o condicionada) gaussiana. Este tipo de interpolación toma también como base el semivariograma, pero, en contra de lo que ocurre con el kriging proporciona mapas que tienen una apariencia más similar a los observados en la realidad. La simulación condicionada es una técnica de generación de campos aleatorios que reproduce localmente la información disponible, al tiempo que globalmente da cuenta de la variabilidad observada. El principal objetivo de toda simulación es reproducir la variabilidad espacial del fenómeno o la variable de interés, lo que difiere claramente

del objetivo del kriging que consiste básicamente en minimizar la varianza del error de estimación (Samper y Carrera, 1990; Gómez Hernández, 1991).

Uno de los modelos estocásticos preferidos para medir la incertidumbre de la variabilidad espacial es la función de probabilidad gaussiana que queda totalmente definida con el valor medio ( $m$ ) y la covarianza,  $C(h)$ . La función de probabilidad de una variable regionalizada,  $Z(x)$ , condicionada al conjunto de datos muestrales  $\{z_i; x_i : i \in (n)\}$  es una función de probabilidad gaussiana y su momento de primer orden (esperanza matemática) viene dado por:

$$E\{Z(x) | Z(x_i) = z_i : i \in (n)\} = \left(1 - \sum_{i \in (n)} \lambda_i(x)\right) m + \sum_{i \in (n)} \lambda_i(x) z_i \quad (8)$$

y el momento de segundo orden o varianza por:

$$Var\{Z(x) | Z(x_i) = z_i : i \in (n)\} = C(0) - \sum_{i \in (n)} \lambda_i(x) C(x - x_i) \quad (9)$$

donde los coeficientes  $\lambda_i(x)$  son la solución del siguiente sistema de ecuaciones:

$$\sum_{i \in (n)} \lambda_i(x) C(x_i - x_j) = C(x - x_j) \quad \forall j \in (n) \quad (10)$$

en donde se aprecia que los coeficientes son funciones de la posición en la que se está evaluando la función de densidad condicional.

En la práctica, la simulación condicional gaussiana se llevó a cabo siguiendo las etapas descritas por Burroughs y Mc Donnell (1998), que se exponen a continuación:

- Ajuste de un modelo teórico de semivariograma a los datos muestrales.

- Elección al azar de un punto sobre el mapa en el que se representarán los resultados. El valor de la variable en este punto se interpola usando los datos de los puntos vecinos. La interpolación se lleva a cabo eligiendo aleatoriamente un valor de la función de densidad de probabilidades (PDF), que viene definida simplemente por una media y una desviación estándar. El valor promedio se obtiene por kriging simple, y la desviación estándar equivale a los errores de kriging.

- A continuación, se elige otro punto en el mapa y se repite el paso anterior, tomando siempre al azar un valor de la distribución condicionada. Sin embargo, el punto ya interpolado anteriormente se trata como si fuese medido y se tiene en cuenta evaluar semivariograma y PDF. Este procedimiento continúa hasta efectuar la interpolación en todos los puntos del mapa.

- Se repiten los pasos anteriores hasta elaborar al menos 100 mapas. Cada uno de estos mapas es diferente dado que cada vez la interpolación comienza en un punto distinto y además se asigna a cada punto un valor individual de la curva de la función de densidad de probabilidad.

Por tanto, son dos las características que hay que resaltar de cualquier imagen obtenida por simulación. En primer lugar, el valor estimado en cada punto es "coherente" con los valores medidos en los puntos vecinos, pero no con los valores estimados en otros puntos y, en segundo lugar, el mapa promedio de los valores simulados presenta (aunque no el de cada mapa individual) presenta unos patrones de

variabilidad similares a los observados en la realidad.

El análisis geostatístico y la simulación condicionada se llevaron a cabo mediante el programa GSTAT (Pebesma y Wesseling, 1998). Los mapas obtenidos por los tres sistemas de interpolación empleados (distancia inversa, krigeado y simulación) se elaboraron utilizando el sistema de información geográfica PCRaster (Wesseling et al., 1996; Karssenber, 1996; De Jong, 1999).

### 3.- Resultados y discusión.

La serie de datos medida con infiltrómetro de tensión consta de 45 puntos; sin embargo, la medida con infiltrómetro de Guelph únicamente contiene 42 datos dado que se eliminaron 3 valores extremos, una vez comprobada la inconsistencia de los mismos.

#### 3.1 Análisis general de las medidas de conductividad saturada y no saturada.

Los parámetros estadísticos de las dos series de datos se presentan en la Tabla 1. El valor medio obtenido con permeámetro de Guelph ( $K_{Guelph}$ ) fue de 31.84 mm/h, más elevado que el obtenido con tensioinfiltrómetro ( $K_{sat}$ ), que se cifra en 25.48 mm/h. Estos resultados muestran, en primer lugar, una gran variabilidad entre los dos métodos de medida de la conductividad a saturación y la ausencia de correlación lineal entre ellos.

**Tabla 1.** Parámetros estadísticos de las medidas de conductividad.

Varia.	h [cm]	Me [mm/h]	Med [mm/h]	De (mm/h)	CV [%]	Asimetría	Curtosis
$K_{sat}$	0	25.48	12.08	31.94	125	2.05	4.00
$K_{nsat}$	-3	6.11	3.46	7.09	116	3.30	13.28
$K_{nsat}$	-6	2.00	1.53	1.39	70	2.09	4.90
$K_{nsat}$	-15	0.51	0.43	0.29	56	1.83	4.02
$K_{guelph}$	0	31.84	21.43	30.64	96	1.68	3.19

Varia = variable estudiada;  $K_{sat}$  y  $K_{nsat}$  = conductividad a saturación y no saturada, respectivamente, determinadas con infiltrómetro de tensión;  $K_{satax}$  = conductividad a saturación con el permeámetro de Guelph; h = tensión (valor negativo de la succión); Me = media; Med = mediana; De = desviación estándar; CV = coeficiente de variación.

Los coeficientes de variación de la conductividad saturada son relativamente elevados cifrándose en 125% para el tensioinfiltrómetro y 96% para el permeámetro de Guelph. Sin embargo se encuentran dentro del rango de valores mencionados en la bibliografía, como se puede comprobar en la Tabla 2. Es un hecho generalmente aceptado que la conductividad hidráulica es uno de los parámetros más variables del suelo (Nielsen et al., 1973; Wilding y Drees, 1983; Bosch y West, 1998).

El hecho de que el rango de variación entre máximo y mínimo sea tan elevado, debe de ser considerado como una característica de la medida de la conductividad hidráulica y, por tanto, ello no implica necesariamente que las mediciones efectuadas sean erróneas o que se lleve a cabo una aplicación incorrecta de los métodos.

**Tabla 2.** Coeficientes de variación para la conductividad hidráulica, de acuerdo con algunas referencias.

Referencia	CV Minimo [%]	CV Maximo [%]
Nielsen <i>et al.</i> (1973)	88.8	125.9
Babalola (1978)	53.6	176.2
Burden y Selim (1989)	-	100.7
Jetten <i>et al.</i> (1994)	24	109
Thonon (2001)	-	87.5

Para interpretar estos resultados hay que considerar también que las medidas con tensioinfiltrómetro se efectuaron sobre una superficie que consiste en una costra fragmentada, y las medidas con permeámetro de Guelph se en un pozo con poco diámetro y 15 cm de profundidad.

Los coeficientes de variación consignados en la Tabla 1 ponen de manifiesto otra característica importante. En efecto se aprecia que la variabilidad estadística de este parámetro disminuye conforme las condiciones hídricas del suelo se alejan de saturación. Además, el coeficiente de determinación entre los valores del coeficiente de variación (CV) y la succión ( $h$ ) consignados en la Tabla 1 es elevado,  $r = 0.897$ , si bien no es significativo ya que se dispone solamente de cuatro datos ( $p = 0.103$ ). Con todo, cabe interpretar dicha correlación admitiendo que la variabilidad de la conductividad hidráulica disminuye al aumentar la succión matricial (o lo que es lo mismo, conforme decrece el potencial mátrico). Este resultado puede ser explicado por el hecho de que la influencia de los macroporos (es decir los poros interagregados) sobre la conductividad se va haciendo menor cada vez, conforme aumenta la succión matricial (Kutílek y Nielsen, 1994).

Dicho de otro modo, los poros de mayores dimensiones drenan a succiones bajas, próximas a valores 0 cm. Por tanto, si se considera que los macroporos son una de las causas más importantes que inducen la variabilidad estadística de la conductividad hidráulica (Thonon, 2001), cuanto menor sea la influencia de los primeros, menor será el coeficiente de variación de este segundo parámetro, como indican los resultados consignados en la Tabla 1.

Así mismo, cabe esperar que al disminuir el efecto de los macroporos sobre la conductividad hidráulica, en proporción directa al aumento de la succión matricial, crecerá paralelamente el efecto del agua retenida por los meso- y microporos, del que dependerá en gran parte la variabilidad espacial de  $K_{sat}$  para contenidos hídricos alejados de saturación. En consecuencia, la cantidad de agua que contienen los microporos cuando se inicia la infiltración debe de ejercer una influencia importante sobre la magnitud de la misma. Por ello, cuanto mayor sea el contenido hídrico previo al inicio de una medida de  $K_{sat}$  con infiltrómetro de tensión, mayor debe de ser la probabilidad de obtener un valor elevado de conductividad hidráulica.

Por otra parte, el contenido hídrico en condiciones no saturadas es un parámetro que también presenta una gran variabilidad espacial (Romano, 1993), a veces incluso mayor que la de la conductividad hidráulica, de tal modo que con frecuencia entre puntos próximos no se aprecia correlación espacial. Por tanto, conforme el contenido hídrico de los microporos, adquiere mayor importancia y se

convierte en el principal factor que controla la variabilidad espacial, esta tiende también a aumentar. Por ello, si el suelo no está saturado, aunque la variabilidad espacial sea elevada, el rango de valores posibles (es decir, la variabilidad estadística) puede ser reducido dado que cabe esperar que el efecto de los poros de mayores dimensiones sobre el CV llegue a ser anulado.

Para comprobar esta hipótesis se compararon los parámetros del semivariograma (efecto pepita,  $C_0$  y la diferencia meseta-efecto pepita,  $C_1$ ), obtenidos por ajuste tras el análisis de la dependencia espacial de los datos experimentales de conductividad hidráulica a diferentes succiones. El efecto pepita se considera como una medida de la heterogeneidad a pequeñas distancias, inferiores a la distancia menor de muestreo, aunque también puede ser debido a errores de medida (Samper y Carrera, 1990). Para unas condiciones experimentales específicas, es decir para una red de muestreo dada, todo incremento en la proporción que representa el efecto pepita en relación con la varianza muestral, puede ser atribuido a un incremento de la heterogeneidad o variabilidad espacial.

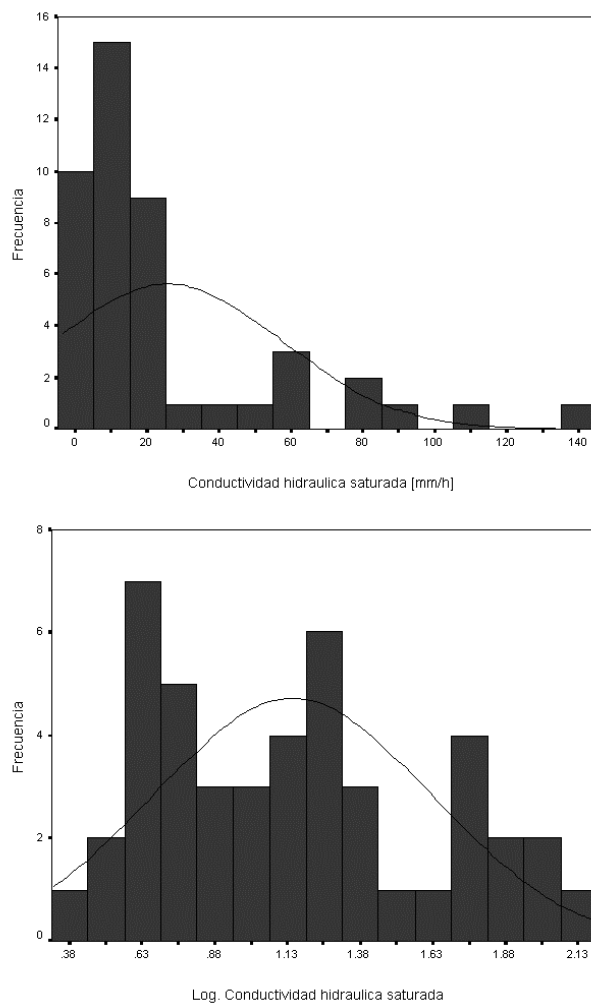
**Tabla 3.-** Varianza del efecto pepita y meseta-efecto pepita y proporción de efecto pepita para series de datos de conductividad medidos a cuatro potenciales hídricos diferentes.

h [cm]	Efecto pepita [(mm/h) <sup>2</sup> ]	Meseta-pepita [(mm/h) <sup>2</sup> ]	Efecto pepita / (Meseta) [%]
0	0.13	1.14	10.2
-3	0.40	0.28	58.9
-6	0.13	0.25	34.2
-15	0.20	0.042	82.6

Los valores de estos parámetros, obtenidos tras el análisis estructural de la conductividad saturada y no saturada, se presentan en la Tabla 3. Se puede comprobar que la contribución relativa del efecto pepita a la varianza total aumenta con la succión, es decir, conforme el espacio poroso disminuye, contrariamente a lo que ocurriría con el coeficiente de variación que disminuía con la succión (Tabla 1). Así mismo, se observa en la Tabla 3 que el valor absoluto del efecto pepita también tiende a aumentar, si bien esta tendencia no siempre es clara.

En suma se puede decir que la variabilidad espacial de la conductividad hidráulica aumenta conforme lo hace la succión matricial y que, sin embargo, la variabilidad estadística, medida por el coeficiente de variación, disminuye. Estos resultados parece que en buena parte pueden ser explicados por la gran variabilidad espacial de los contenidos de humedad (y macroporosidad) a potenciales hídricos próximos a saturación.

Todas las series de medidas de conductividad presentaron distribuciones de frecuencia log-normales, lo que se comprobó mediante el ensayo de normalidad de Kolmogorov-Smirnov. En la Figura 1 se presenta la distribución de frecuencias de la conductividad a saturación medida con infiltrómetro de tensión,  $K_{sat}$ , pudiendo apreciarse la asimetría de la misma, motivada por la presencia de valores elevados en algunos de los puntos de medida.



**Figura 1.** Diagramas de frecuencia de la conductividad a saturación y de su transformada logarítmica.

Después de efectuar una transformación logarítmica de los datos de conductividad hidráulica originales, el test Z de Kolmogorov-Smirnov puso de manifiesto que la nueva distribución no difería significativamente de una normal, como se puede comprobar en la parte inferior de la Figura 1. En este caso, el ensayo de Z de Kolmogorov-Smirnov proporcionó un valor de  $p = 0.666$ . Estos resultados están de acuerdo con los obtenidos previamente por numerosos autores, (véase, entre otros, Hillel, 1980; Vieira et al., 1983; Kutílek y Nielsen, 1994; Bosch y West, 1998; Angulo Jaramillo et al., 2000).

### 3.2 Comparación de dos métodos de medida de la conductividad saturada.

Al comparar los resultados de conductividad hidráulica medidas con los dos métodos se aprecian importantes diferencias en cuanto a los valores medios, como ya se mencionó previamente y también en cuanto a la mediana. Sin embargo, la desviación estándar, la asimetría y la curtosis para las dos series de datos son comparables. También los valores mínimos ( $K_{sat} = 0.7$  mm/h y  $K_{guelph} = 0.13$  mm/h) y máximos ( $K_{sat} = 143.41$  mm/h y  $K_{guelph} = 142.95$  mm/h) y por lo tanto los rangos de variación obtenidos con los dos métodos son prácticamente similares.

Además, es necesario tener en cuenta que estos valores los valores máximos y mínimos de cada serie de datos se midieron en lugares completamente diferentes. Esto pone de manifiesto que dichos valores no pueden ser comparados directamente uno a uno, sino solamente cuando se refieren al conjunto de la población muestral es decir para toda la ladera estudiada. El hecho de que la correlación entre estas dos variables,  $K_{sat}$  y  $K_{Guelph}$ , sea apenas significativa ( $r = -0.10$ ;  $p = 0.35$ ) también proporciona cierta evidencia adicional, indicando que ambas medidas no pueden ser comparadas sobre una base individual, sino solamente a escala de toda la parcela.

Para evaluar el nivel de significación de los valores obtenidos con estos dos métodos diferentes también se utilizó un ensayo no paramétrico, elegido porque se adapta bien a variables que, como la conductividad hidráulica, con frecuencia presentan distribuciones de tipo log-normal (véase por ejemplo Sisson y Wieringa, 1981; Mason et al, 1957; Coelho, 1974 y Thonon, 2001). Se utilizó el ensayo W de Wilcoxon que no pudo poner de manifiesto diferencias significativas entre las dos series de datos ( $p = 0.098$ ), lo que probablemente sea debido a las elevadas desviaciones estándar de las dos series de datos. Por tanto los dos métodos de medida pueden ser considerados solo como parcialmente comparables, *a escala de ladera*. Este resultado es esperado, teniendo en cuenta que el permeámetro de Guelph mide conductividad hidráulica *en* el interior del suelo y el infiltrómetro de tensión en la costra formada *sobre* la superficie del suelo. Las características estructurales y la porosidad de la débil costra y la capa de 15 centímetros, a las que se refieren los datos de conductividad medidos con los dos métodos, son totalmente distintas.

### 3.2 Interpolación a escala de ladera

El hecho de que los datos de conductividad hidráulica presenten distribuciones log-normales tiene consecuencias no sólo para los test estadísticos, sino que también debe de ser tomada en cuenta para la interpolación de los datos por krigeado. Ello es debido a que el krigeado presenta mayor eficacia cuando la variable regionalizada se ajusta a una distribución normal (Isaaks y Srivastava, 1989). Sin embargo, la transformación posterior de datos logarítmicos interpolados por krigeado, puede ser tediosa (Burrough y McDonnell, 1998) y con frecuencia está sujeta a errores. Por ello, en este trabajo se llevó a cabo previamente al análisis geoestadístico la transformación de los datos originales de  $K_{sat}$  en una distribución log-normal, pero no se efectuó una transformación inversa, dado que el objetivo esencial del mismo es discutir diferentes métodos de interpolación y no se utilizan los valores interpolados en un ejercicio ulterior de modelización.

Dado que existen diversas posibilidades para interpolar según el método de la distancia inversa se llevó a cabo una validación cruzada para determinar el valor más adecuado del exponente de la función de ponderación, previamente a la cartografía de los valores de  $K_{sat}$ . En la Figura 2 se presentan los coeficientes de correlación entre valores

medidos y estimados, y se pone de manifiesto que el valor más adecuado del exponente es 5. Esto supone que los datos más próximos al punto interpolado reciben un peso relativamente alto y los más alejados apenas intervienen en el cálculo de los datos estimados.

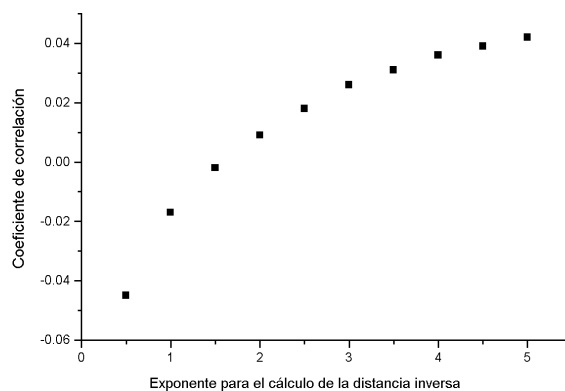


Figura 2. Validación cruzada para el exponente en el método de la distancia inversa.

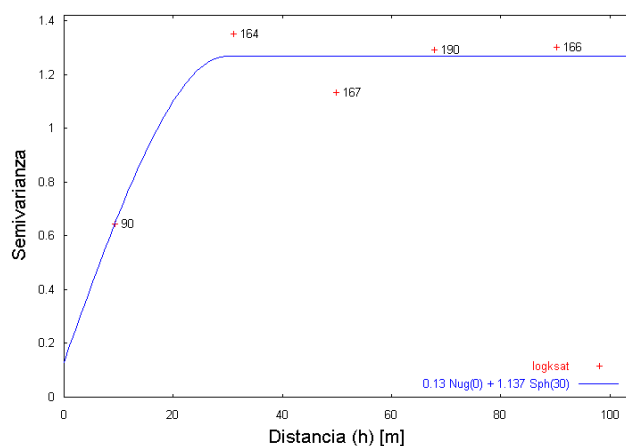


Figura 3. Dependencia espacial de  $K_{sat}$ .

En la Figura 3 se presentan los resultados del análisis de la dependencia espacial de la conductividad a saturación,  $K_{sat}$ . En ella, se comprueba que la semivarianza aumenta rápidamente en función de la distancia hasta llegar a un valor estable a aproximadamente 25 m del origen.

En consecuencia, aquellos puntos situados a más de 25 m de distancia no presentan autocorrelación espacial, dado que el modelo de semivariograma ajustado, de tipo esférico, alcanza una meseta estable a partir de 30m. De estos resultados se infiere que en el caso estudiado la interpolación por krigeado es más bien de tipo local.

La simulación condicional gaussiana de la variable  $K_{sat}$  se llevó a cabo también usando la información contenida en el semivariograma presentado en la Figura 3.

Los resultados obtenidos con los tres métodos de interpolación se presentan en la Figura 4. En primer lugar hay que tener en consideración que el krigeado es el único de los métodos utilizados que proporciona un mapa de errores de interpolación. Este mapa puede ser utilizado para comprobar la incertidumbre de las predicciones efectuadas. Se puede comprobar que en el caso estudiado los errores de

interpolación son mayores en los bordes de la parcela estudiada, lo que está motivado por la pequeña distancia de autocorrelación y la baja densidad de medidas en los límites de la zona estudiada. Por el contrario los errores de estimación son relativamente poco importantes en la proximidad de los puntos muestrales. La estimación por krigeado tiende a producir patrones de variación espacial más suavizados que los reales.

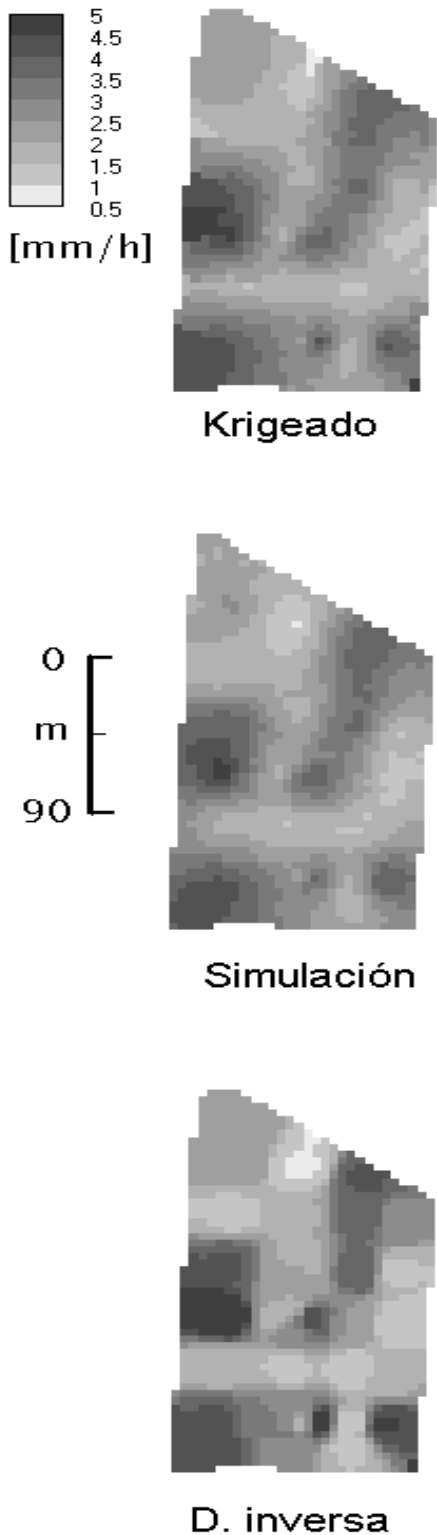


Figura 4.-  $K_{sat}$  interpolada con tres métodos.

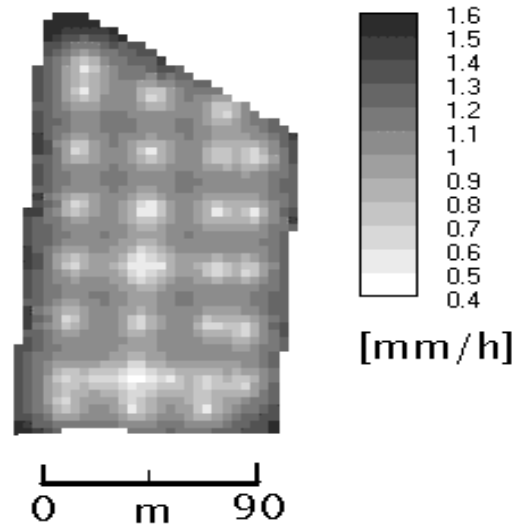


Figura 5. Errores de krigeado para  $K_{sat}$ .

El mapa de simulación condicionada gaussiana se calculó a partir de 100 realizaciones individuales obtenidas mediante PCRaster. El mapa de valores medios presenta datos simulados de conductividad hidráulica que son coherentes con los valores observados y reproduce el patrón de variación espacial de un modo más adecuado que el krigeado. Finalmente, en la Figura 4 se presenta también el mapa obtenido con el método de la distancia inversa. Entre los mapas obtenidos con los tres métodos de interpolación se aprecia un buen paralelismo de modo que las zonas de conductividad elevada y conductividad baja tienden a solaparse.

A continuación, se discuten las ventajas e inconvenientes de estos tres métodos. En primer lugar, considerando el tiempo dedicado a efectuar la interpolación, el método de la distancia inversa presenta ventajas, en comparación con los otros dos métodos. En efecto, la interpolación por krigeado requiere efectuar un análisis previo de la dependencia espacial y elaborar un modelo de semivariograma que se ajuste a los datos teóricos. La simulación condicionada requiere más tiempo tanto para la elaboración previa de los datos como para los cálculos con ordenador.

Por lo que respecta a la posibilidad de aplicación el método de la distancia inversa se puede utilizar para construir mapas de variabilidad espacial en cualquier circunstancia. El krigeado y la simulación condicionada, se pueden utilizar sólo si existe autocorrelación espacial, y además si se usan estos métodos de interpolación conviene que los datos analizados se ajusten a una distribución normal. En el caso de que exista un patrón de dependencia espacial, sin embargo, el krigeado y la simulación condicionada presentan la ventaja de que optimizan la interpolación. Por otra parte el krigeado proporciona información acerca de la importancia de la incertidumbre de los valores estimados, lo que constituye otra diferencia entre la interpolación con los métodos geoestadísticos tradicionales, la simulación condicionada y el método de la distancia inversa.

En cuanto a la calidad de los resultados, el krigeado es



superior a la interpolación con el método de la distancia inversa, dado que el primero de los métodos está basado en la teoría de la variable regionalizada cuyos fundamentos científicos están bien establecidos (Matheron, 1971) en contra del empirismo del segundo de los métodos. En este sentido, el krigeado presenta un objetivo que difiere claramente de la simulación condicional ya que el primero minimiza el error de la varianza de estimación, mientras que la segunda, además, reproduce la variabilidad espacial del fenómeno estudiado. En cierto modo, la simulación condicional puede ser considerada, como un método de optimización de los resultados obtenidos por krigeado dado que utiliza la información resultante del análisis de la correlación espacial, al mismo tiempo que reproduce la variabilidad espacial del fenómeno estudiado.

La interpolación con el método de la distancia inversa, no requiere conocimientos específicos; si se utilizan las utilidades contenidas en PCRaster, es suficiente ejecutar una línea de comando. El uso de la interpolación por krigeado y simulación condicional obviamente requiere conocimientos más especializados. La simulación condicional gaussiana es, sin duda, el más sofisticado de los tres métodos empleados.

#### 4.- Conclusiones

Al analizar los resultados de conductividad hidráulica medidos con permeámetro de Guelph y tensiointrómetro no pudieron ponerse de manifiesto ventajas sistemáticas de uno de ellos sobre el otro. No obstante el infiltrómetro de tensión proporciona también datos de conductividad no saturada, si bien en un rango de succiones próximo a saturación, lo que representa una ventaja adicional. La decisión sobre la utilización de uno de los dos métodos dependerá de cada aplicación específica y de características del suelo estudiado como la presencia o ausencia de encostrado. Así, en suelos de cultivo que tienden a formar costra superficial se recomienda el uso del infiltrómetro de tensión. El análisis de la variabilidad espacial en una ladera puso de manifiesto que ambos métodos proporcionaron series de datos con un amplio rango de valores, que se ajustaban a una distribución log-normal. También se puso en evidencia que la macroporosidad y el contenido hídrico pueden ejercer cierta influencia en la variabilidad de la conductividad hidráulica. El análisis comparativo de las medidas de conductividad a saturación efectuadas con los dos métodos puso de manifiesto que los resultados de ambas medidas no pueden ser comparadas sobre una base individual, sino solamente a escala de parcela. Como método de interpolación, la simulación condicional gaussiana presentó ventajas, tanto en relación con el krigeado como con el método de la distancia inversa, debido a que los mapas generados presentan una variabilidad que los hace parecer reales y reproduce, al mismo tiempo, los valores medidos. Si además los resultados de la simulación se combinan con el krigeado, no obstante, se obtiene la ventaja de conocer la incertidumbre de la estimación. El método de la distancia inversa no debe de ser descartado, ya que facilita una rápida visualización

general y no requiere conocimientos específicos

**Agradecimientos.** Este trabajo ha sido financiado en el marco de los proyectos HID96-1085-C02 y XUGA 10306 B 97, financiados con fondos CICYT y Xunta de Galicia, respectivamente.

#### 5.- Referencias

- Angulo-Jaramillo, R., J. P. Vandervaere, S. Roulier, J. L. Thony, J. P. Gaudet y M. Vauclin, 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. A review and recent developments. *Soil and Tillage Research*, 55: 1-29.
- Ankeny, M. D., 1992. Methods and theory for unconfined infiltration measurements. In: *Advances in measurement of soil Physical properties: Bringing theory into practice*. Topp, G. C. and Reynolds, W. D (eds). Madison. Soil Science Society of America. p. 123-141.
- Ankeny, M.D., Th. C. Kaspar, y R. Horton, 1988. Design for an automated tension infiltrometer; *Soil Science Society of America Journal*, 52: 89-896.
- Ankeny, M.D., M. Ahmed, Th. C. Kaspar, y R. Horton, 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity; *Soil Science Society of America Journal*, 55 (2): 460-470.
- Babalola, O., 1978. Spatial variability of soil water properties in tropical soils of Nigeria. *Soil Science* 126 (5), 269-279.
- Bosch, D. D., 1991. Error associated with point observations of matric potential in heterogeneous soil profiles. *Trans. ASAE*. 34 : 2427-2436.
- Bosch, D. D. y L. T. West., 1998. Hydraulic conductivity variability for two sandy soils. *Soil Science Society of America Journal*, 62: 90-98.
- Byers, E. y B. D. Stephens, 1983. Statistical and stochastic analysis of hydraulic conductivity and particle size in a fluvial sand. *Soil Science Society of America Journal*, 47: 1072-1080.
- Burden, D.S. y H. M. Selim, 1989. Correlation of spatially variable soil water retention for a surface soil. *Soil Science* 148 (6): 436-447.
- Burrough, P.A. y McDonnell, 1998. *Principles of geographical information systems; Spatial information systems and geostatistics*, Oxford University Press, Oxford (Oxfordshire - UK), 333 pp.
- Coelho, M.A., 1974. *Spatial variability of water related soil physical properties*; PhD Thesis, University of Arizona, Tucson (Arizona - USA), 88 pp.
- Comegna, V., y C. Vitale, 1993. Space-time analysis of water status in a volcanic Vesuvian soil. *Geoderma*, 60: 135-158.
- De Roo, A.P.J., R. J. E. Offermans, y N. H. D. T. Cremers, 1996a. LISEM: a single event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. II: Sensitivity analysis, validation and application. *Hydrological processes*, 10 (8): 1119-1126.
- De Roo, A.P.J., C. G. Wesseling y C. J. Ritsema, 1996b. LISEM: a single event physically based hydrological and erosion model for drainage basins; I: Theory, input and output. *Hydrological processes* 10 (8): 1107-1117.
- De Jong, K., 1999. *PCRaster Display* - <http://pccraster.geog.uu.nl/display.html>. Utrecht Centre for Environment and Landscape Dynamics, Facultad de Ciencias Espaciales, Universidad de Utrecht, Utrecht (Países Bajos).
- Díaz-Fierros F., y F. Gil Sotres, 1984. Capacidad productiva de los suelos de Galicia. Mapa 1:200000. Servicio de Publicaciones. Universidad de Santiago. 81pp.
- Elrick, D. E., G. W. Parkin, W. D. Reynolds y D. J. Fallow, 1995. Methods for analyzing constant head well permeameter data. *Soil Science Society of America Journal*, 56:320-323.
- Gérard-Marchant, P., R. Angulo-Jaramillo, R. Haverkamp, M. Vauclin, P. Groenevelt y D. E. Elrick, 1997. Estimating the hydraulic conductivity of slowly permeable and swelling materials from single-ring experiments. *Water Resources Research*, 33 (6). 1375-1382.
- Gómez Hernández, J., 1991. Geoestadística para el análisis de riesgos. Una introducción a la geoestadística no paramétrica. ENRESA. Madrid. 60 pp.
- Hillel, D., 1980. *Application of soil physics*. New York, Academic Press. 385 pp.
- Isaaks, E.H. y R. M. Srivastava, 1989. *An introduction to applied geostatistics*. Oxford University Press, New York (USA), 561 pp.
- Jetten, V.G., 2000. *LISEM on line user manual* - <http://www.geog.uu.nl/lisem>; Utrecht Centre for Environment and Landscape Dynamics, Facultad de Ciencias Espaciales, Universidad de Utrecht, Utrecht (Países

- Bajos).
- Jetten, V.G., H. Th. Riezebos, F. Hoefsloot y J. Van Rossum, 1993. Spatial variability of infiltration and related properties of tropical soils; *Earth Surface Processes and Landforms*, 18 (6): 477-488.
- Karssenberg, D., 1996. *PCRaster version 2 manual*; Utrecht Centre for Environment and Landscape Dynamics, Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen, Universiteit Utrecht, Utrecht (Países Bajos). 368 pp.
- Kutilek, M. y D. R. Nielsen, 1994. *Soil hydrology: textbook for students of soil science, agriculture, forestry, geoecology, hydrology, geomorphology or other related disciplines*; *GeoEcology*, Catena Verlag, Cremlingen-Destedt (Baja Sajonia- Alemania), 370 pp.
- Mason, D. D., J. F. Lutz, y R. G. Petersen, 1957. Hydraulic conductivity as related to certain soil properties in a number of great soil groups – sampling errors involved; *Soil Science Society of America Proceedings*, 21 (5): 554-560.
- Matheron, G., 1971. *The theory of regionalized variables and its applications*; *Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique* 5, ENSMP (Ecole de Mines de Paris), Paris (Île-de-France – France), 212 pp.
- Moral, F. J., J. V. Giráldez y A. Laguna., 1998. Caracterización de los parámetros de transmisión del agua en un suelo arenoso con un infiltrómetro de succión. En : *Progresos en la Investigación en Zona no saturada*. Universidad de Huelva. pp 277-288.
- Morgan, R. P. C., 1997. *Erosión y Conservación del Suelo*. Mundi\_Prensa. Madrid. 343 pp.
- Morgan, R.P.C., J. N. Quinton, R.E. Smith, G. J. Govers, J. W. A. Poesen, K. Auerswald, G. Chisci, D. Torri, M.E. Stycen, 1998b. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 527-544.
- Morgan, R.P.C., J. N. Quinton, R. E. Smith, G. J. Govers, J. W. A. Poesen, K. Auerswald, G. Chisci, D. Torri, M. E. Stycen, y A. J. V. Folly, 1998a. *The European Soil Erosion Model (EUROSEM): documentation and user guide, version 3.6*; Silsoe College, Cranfield University, Silsoe (Bedford – Reino Unido), 22 pp.
- Nielsen, D.R., J. W. Biggar y K. T. Erh, 1973. Spatial variability of field measured soil water properties. *Hilgardia* 42, 215-259.
- Pebesma, E.J. y C. G. Wesseling, 1998. Gstat: a program for geostatistical modelling, prediction and simulation. *Computers and Geosciences* 24 (1), 17-31.
- Pebesma, E.J., 2001. *Gstat user's manual* – <http://www.gstat.org/gstat.pdf>; Utrecht Centre for Environment and Landscape Dynamics, Facultad de Ciencias Espaciales, Universidad de Utrecht, Utrecht (Países Bajos). 100 pp.
- Perroux, K.M. y I. White, 1988. Design for disc permeameter; *Soil Science Society of America Journal* 52, 1205-1215.
- Reynolds, W. D. y D. E. Elrick., 1985. Measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and conductivity-pressure head relationship using the “Guelph permeameter”. In: National Water Well Association Conference on Characterization and Monitoring of the Vadose (unsaturated) Zone, Denver, Colorado Proceedings. 25p.
- Reynolds, W. D., D. E. Elrick y B. E. Clothier, 1985. The constant head well permeameter : effect of unsaturated flow. *Soil Science*, 139: 172-180.
- Reynolds, W. D., 1993. Saturated hydraulic conductivity: Field measurement. In: M. R. Carter (ed.). *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Lewis Publ. Boca raton. FL. USA.
- Romano, N., 1993. Use of an inverse method and geostatistics to estimate soil hydraulic conductivity for spatial variability análisis. *Geoderma*, 60: 169-186
- Salton, J.C. y J. Mielniczuk, 1995. Relações entre sistemas de preparo, temperatura e umidade de um podzólico vermelho-escuro de Eldorado do Sul (RS). *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, 19(2), 313-319.
- Samper Calvete, J. y Carrera Ramírez, J., 1990. *Geoestadística. Aplicaciones a la hidrología subterránea*. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería. Barcelona. 484 pp.
- Sisson, J. y P. J. Wieringa, 1981. Spatial variability of steady-state infiltration rates as a stochastic process. *Soil Science Society of America Journal*, 45 (4): 699-704.
- Taboada Castro, Mª. M., 1998. *Dinámica de la formación de costras superficiales en suelos de cultivo*. Tesina de Licenciatura. Universidad de La Coruña. 92 pp.
- Taboada Castro, M. M., M. Lado Liñares, A. Diéguez Villar, y A. Paz González, 1999. Evolución temporal de la infiltración superficial a escala de parcela. En: Paz González, A. y Taboada Castro, M.T. (eds.): *Avances sobre el estudio de la erosión hídrica; Colección cursos, congresos, simposios* 52, Universidade da Coruña, A Coruña. 101-127.
- Thonon, I., 2001. *The effect of skiing on soil, hydrology and erosion hazard in the ski area of Sölden, Tirol, Austria*; M Sc Thesis, Utrecht Centre for Environment and Landscape Dynamics, Facultad de Ciencias Espaciales, Universidad de Utrecht, Utrecht (Países Bajos), 112 pp.
- Valcarcel Armesto, M., A. Paz González, J. Dafonte Dafonte, y Mª Teresa Taboada Castro, 1999. Importancia de las prácticas agrícolas en el control de los procesos erosivos y evaluación mediante modelos de la incidencia de las mismas. En: Paz González, A. y Taboada Castro, M.T. (eds.): *Avances sobre el estudio de la erosión hídrica; Colección cursos, congresos, simposios* 52, Universidade da Coruña, A Coruña. 7-42.
- Vauclin, M., D. E. Elrick, J. L. Thony, G. Vachaud y Ph. Ruelle, 1994. Hydraulic conductivity measurements of the spatial variability of a loamy soil. *Soil Technology*, 7: 181-195.
- Vieira, S.R.; J- L. Hatfield, D. R. Nielsen, y J. W. Biggar, 1983. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. *Hilgardia, Berkeley*, 51 (3): 1-75.
- Wesseling, C.G., D. Karssenberg, W. P. A. Van Deursen y P. A. Burrough, 1996. Integrating dynamic environmental models in GIS: the development of a Dynamic Modelling language. *Transactions in GIS* 1 (1): 40-48.
- Wilding, L.P. y L. R. Drees, 1978. Spatial variability: a pedologist's viewpoint. Capítulo 1. In: Drosdorff, M., Daniels, R.B. & Nicholaides, J. J. (eds.): *Diversity of soils in the tropics; Soil Science Society of America Special Publication* 34, Soil Science Society of America & American Society of Agronomy, Madison (Wisconsin – USA), 119 pp.
- Wilding, L.P. y L. R. Drees, 1983. Spatial variability and pedology. Capítulo 4: Wilding, L.P., Smeck, N.E. & Hall, G.F. (eds.): *Pedogenesis and soil taxonomy I. Concepts and interactions; Developments in Soil Science* 11A, Elsevier Science Publishers, Amsterdam (The Netherlands), 303 pp.