

Análisis de los métodos de cálculo de la conductividad hidráulica saturada de campo medida con permeámetro Guelph

J. Dafonte Dafonte¹, M.Valcárcel Armesto¹, X.X. Neira Seijo¹ y A. Paz González²

1. Dpto. Enxeñaría Agroforestal. Escola Politécnica Superior. Universidad. Santiago de Compostela. Campus Universitario. 27002 Lugo. e-mail:jdafonte@lugo.usc.es , monvalca@lugo.usc.es, xneira@lugo.usc.es
2. Facultad de Ciencias. Universidade de A Coruña. Campus da Zapateira. 15071 A Coruña. tucho@udc.es.

RESUMEN. Se realizaron 101 medidas con permeámetro Guelph en una cuenca situada en Lugo de 19.75 ha, a dos cargas hidráulicas 5 y 10 cm, sobre diferentes tipos de usos: pradera, terreno labrado, forestal y matorral, a una profundidad de 15 cm. Generalmente se emplea la solución de Richards, para el cálculo de la conductividad hidráulica saturada de campo (K_{fs}), con el inconveniente de que se obtienen muchos valores no válidos, por lo cual otras opciones son utilizar el procedimiento de Laplace que desprecia la componente capilar de la infiltración, el análisis de Elrick que propone unos valores estimados del parámetro α que relaciona la conductividad hidráulica saturada de campo con el potencial de flujo mátrico, y la última opción sería utilizar el método propuesto por Vieira, que relaciona la conductividad hidráulica saturada de campo calculada con el método de Laplace con la calculada utilizando el método de Richards. Los valores calculados de K_{fs} con la aproximación de Richards producen gran cantidad de resultados erróneos (67.3 %), con el método de Laplace se obtienen los mayores valores, la aproximación de Vieira da unos valores razonables igual que los obtenidos con la aproximación de Elrick, siendo esta última poco sensible a los errores de elección del valor de α , estando la precisión dentro del $\pm 50\%$. Estos niveles de precisión son aceptables para un método de campo.

ABSTRACT. 101 measurements at 15 cm were done with a Guelph permeameter in a 19.75 ha catchment located in Lugo, using two constant head levels (5 and 10 cm) under different land uses: grassland, cropland, forest and scrubland. Richards' method is generally used to calculate the field saturated hydraulic conductivity (K_{fs}), but invalid (negative) values are obtained in some cases. Other methods were evaluated: Laplace approximation which rejects the capillary component of the infiltration; Elrick method which uses estimated values of α , which is the ratio between K_{fs} and matric flux potential (ϕ_m), and the last one; and Vieira analysis which uses the data pairs of K_{fs} calculated by Richards' and Laplace's methods to produce an accurate regression curve. The values of K_{fs} calculated with Richards analysis produced a high percentage of invalid values (67.3 %). The values obtained with Laplace method were the highest ones. The Vieira's and Elrick's analysis had reasonable values, the last method isn't very sensitive to α choice, its accuracy is within $\pm 50\%$. These levels of accuracy are acceptable for a field method.

1.- Teoría del cálculo de la conductividad hidráulica saturada de campo con el permeámetro Guelph.

El permeámetro Guelph (Reynolds y Elrick 1985, 1986), se utiliza para la medida en el campo en zona insaturada de la conductividad hidráulica saturada de campo (K_{fs}) y el potencial de flujo mátrico (ϕ_m), hasta una profundidad de 2 m. Este método mide el flujo de recarga necesario para mantener una profundidad constante de agua en un pozo cilíndrico realizado por encima del nivel freático. Utilizando el principio de Mariotte para establecer y mantener el nivel de agua y medir la recarga correspondiente.

El proceso de infiltración en un suelo no saturado es un proceso tridimensional que debería alcanzar el flujo permanente rápidamente y dentro de la región húmeda (Philip, 1969). En el permeámetro de carga constante el flujo hacia el exterior del pozo se asume que es permanente y el suelo que lo rodea uniforme, isotrópico, saturado y poroso (Xiang, 1994)

La recarga de flujo permanente desde un pozo cilíndrico, situado en un suelo uniforme e insaturado, se puede representar como (Reynolds y Elrick 1985, Reynolds et al. 1985)

$$Q_s = \frac{2\pi H^2}{C} K_{fs} + \pi a^2 K_{fs} + \frac{2\pi H}{C} \phi_m \quad (1)$$

donde Q_s ($m^3 s^{-1}$) es el flujo de recarga permanente, H (m) es la carga hidráulica en el pozo, K_{fs} (ms^{-1}) es la conductividad hidráulica saturada de campo, ϕ_m ($m^2 s^{-1}$) es el potencial de flujo mátrico, a (m) es el radio del pozo y C es un factor adimensional que depende de la relación H/a .

El primer término de la Ecuación 1 describe los efectos de la carga hidráulica en la zona saturada, el segundo los efectos de la gravedad, y el tercero la zona no saturada, resumiendo los dos primeros términos de la Ecuación 1, representarían la componente saturada del flujo fuera del pozo y el tercer término se referiría a la componente insaturada o "capilar" del flujo.

La componente saturada del flujo crece en importancia relativa al incrementarse el radio del pozo (a), al aumentar la carga hidráulica en el pozo (H), al hacerse más gruesa la textura del suelo y también al incrementarse la humedad inicial del suelo.

Normalmente la K_{fs} es menor que la conductividad hidráulica saturada medida en laboratorio debido a que existen burbujas de aire atrapadas, las cuales quedan atrapadas en el suelo cuando se satura debido al proceso de infiltración, resultando en un contenido en agua menor que bajo condiciones totalmente saturadas. La K_{fs} medida es más apropiada que la conductividad hidráulica saturada para la simulación de los procesos de infiltración debido a que representa más fielmente las condiciones de humectación en el campo. Reynolds y Elrick (1985) encontraron que los valores de K_{fs} son la media de las conductividades hidráulicas saturadas horizontales y verticales de muestras de suelo inalteradas. La conductividad hidráulica saturada de campo se considera que tiene un valor aproximadamente la mitad de la conductividad hidráulica saturada verdadera (Bouwer, 1986).

Otra variable calculada con este método es el potencial de flujo mátrico ϕ_m , que se define como (Gardner 1958):

$$\phi_m = \int_{\psi_i}^0 K(\psi) d\psi \quad \psi_i \leq \psi \leq 0 \quad (2)$$

donde ψ (m) es el potencial mátrico en la porosidad del suelo, ψ_i (m) es el potencial mátrico inicial en el suelo que rodea al pozo y $K(\psi)$ es la relación entre conductividad hidráulica y potencial mátrico.

La otra variable calculada es α , la cual tiene un valor aproximado de K_{fs}/ϕ_m , siendo α la que aparece en la relación empírica $K(\psi)$ dada por Gardner (1958).

$$K = K_{fs} \exp(\alpha\psi) \quad 0 < \alpha < \infty \quad \psi \leq 0 \quad (3)$$

donde α es la pendiente de $\ln K$ vs. ψ , y es una medida de la capacidad del suelo de absorber agua, su valor tiende a incrementarse desde bajos valores en arenas (texturas gruesas) a altos valores en arcillas (texturas finas).

Otro parámetro necesario para el cálculo de la conductividad hidráulica saturada de campo es la C que es un coeficiente adimensional dependiente del radio del pozo, de la carga hidráulica y de la variación de ϕ_m en profundidad y con la componente radial. Para poder calcularlo Reynolds y Elrick (1987) desarrollaron tres familias de curvas para calcular este factor en función de la relación H/a , estas tres familias son “suelos arenosos”, “suelos francos y arcillosos estructurados” y “suelos arcillosos desestructurados”, estas curvas parecen compensar adecuadamente el despreciar en las ecuaciones las interacciones gravedad capilaridad (Reynolds y Elrick, 1987).

En el análisis de Richards la correcta elección de C (a partir de las tres familias de curvas) es menos crítico para el cálculo de la K_{fs} . En suelos con textura gruesa, y/o estructurados (α grande) y/o húmedos (ϕ_m pequeña), K_{fs} es más importante que ϕ_m para describir el flujo (al dominar la componente saturada), y el error en el cálculo de K_{fs} debido a una incorrecta elección de C es pequeño (Reynolds y Elrick, 1987).

1.1.- Análisis de Richards (K_{fs} , ϕ_m).

Usa la Ecuación 1, y resuelve el siguiente sistema

$$(2\pi H_i^2 + C_i \pi a^2) K_{fs} + (2\pi H_i) \phi_m = C_i Q_i \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (4)$$

donde Q_i es el flujo permanente correspondiente a la carga hidráulica H_i , C_i es el valor correspondiente y $n \geq 2$. Esta ecuación se obtiene midiendo los caudales de salida del permeámetro (Q_i) a distintas cargas hidráulicas (H_i) en un pozo (sin permitir el drenaje entre las diferentes medidas), y se resuelve entonces mediante ecuaciones simultáneas para $n=2$, o por mínimos cuadrados de CQ vs. H ($n \geq 2$).

1.2.- Análisis de Laplace (K_{fs}^1).

Este método proporciona una estimación de K_{fs} y consiste en la resolución de la ecuación de Laplace para flujo permanente (Reynolds et al. 1983, Reynolds y Elrick 1987, Reynolds et al. 1992).

$$K_L = \frac{CQ_s}{(2\pi H^2 + C\pi a^2)} \quad (5)$$

En este procedimiento de cálculo se desprecia la componente capilar por lo que $0 < K_{fs} \leq K_L$.

1.3.- Análisis de Elrick.

Para evitar la aparición de valores negativos en el cálculo de K_{fs} y ϕ_m utilizando el análisis de Richards, Elrick et al. (1989) propusieron las siguientes ecuaciones

$$K_{fs} = \frac{CQ_s}{\left[2\pi H^2 + C\pi a^2 + \left(\frac{2\pi H}{\alpha^*} \right) \right]} \quad (6)$$

$$\phi_m = \frac{CQ_s}{\left[(2\pi H^2 + C\pi a^2) \alpha^* + 2\pi H \right]}$$

donde los valores de α^* se obtienen por inclusión de nuestro suelo dentro de una de las cuatro categorías de medios porosos que aparecen en la Tabla 1, por lo cual sólo se necesita una carga hidráulica para la obtención de K_{fs} y ϕ_m .

Tabla 1. Categorías de medios porosos usados para la estimación de α^* en el análisis del permeámetro de pozo de carga simple de Reynolds et al. (1989).

Categoría medio poroso	Valor de α^* (m ⁻¹)
- Materiales arcillosos poco estructurados, compactados.	1
- Suelos que tienen textura fina y desestructurados	4
- La mayor parte de los suelos estructurados desde arcillas, pasando por francos; además incluyendo arenas finas y gruesas desestructurados.	12
- Arenas gruesas y gravas, pueden además incluir algunos suelos con gran estructura como con grandes grietas y macroporos	36

1.4.- Análisis de Vieira.

Vieira et al. (1988) propusieron otra alternativa para el cálculo de la conductividad hidráulica saturada de campo, la utilización de la siguiente ecuación

$$K_{fs} = \beta K_L^\gamma \quad (7)$$

donde β y γ son parámetros adimensionales empíricos determinados por ajuste de mínimos cuadrados al gráfico de los datos de $\ln K_{fs}$ vs. $\ln K_L$. Los pares de datos se obtienen de aquellas medidas donde el análisis de Richards fue realizado satisfactoriamente.

2.- Material y métodos.

Se realizaron 101 medidas con un permeámetro Guelph (Soil Moisture Equipment, Santa Barbara, California) en una cuenca con una superficie de 19.75 ha, y una pendiente media de 21.1 % situada en el término municipal de Taboada (Lugo). Esta zona se caracteriza por un clima atlántico continental, con temperatura media anual de 10-11 °C, y una precipitación media anual de 1100-1300 mm.

Las medidas fueron efectuadas entre mayo-septiembre de 1998, sobre diferentes usos del suelo, los diferentes usos del suelo (los cuales pueden verse en la Figura 1) son pradera temporal (compuesta principalmente de *Lolium perenne*, *Lolium multiflorum*, *Trifolium repens*, *Trifolium pratense*, *Dactylis glomerata*,...), suelo desnudo de cultivo y vegetación natural (dentro de esta última clase están agrupadas las zonas con especies forestales y de matorral como *Pinus pinaster*, *Quercus robur*, *Ulex europaeus*, *Genistella tridentata*, *Erica arborea*, *Erica umbellata*, *Erica cinerea*...). En la Tabla 2 pueden observarse el número de medidas realizadas sobre cada una de estas clases y en la Figura 2 se encuentra la disposición espacial de las medidas efectuadas, que formaba una malla irregular debido a lo abrupto del terreno.

Con respecto al material geológico de partida, éstos son esquistos micáceos grafiticos con niveles de ampelitas y luditas del Precámbrico Silúrico (IGME, 1982). Los grupos de suelos predominantes de acuerdo con FAO-ISRIC (1994) son Leptosoles en las zonas altas y de mayor pendiente, existiendo en algunas zonas afloramientos rocosos y en las zonas de vaguada Umbrisoles y Cambisoles, estos últimos con menor presencia, también se aprecia la existencia de Gleysoles causados por condiciones de hidromorfia temporal en la zona más baja de la cuenca, siendo las texturas principales francas o franco-limosas.

Tabla 2. Número de medidas efectuadas con el permeámetro Guelph en los diferentes usos del suelo.

Uso	Nº Medidas
Pradera	53
Vegetación Natural	38
Cultivo	10
TOTAL	101

El procedimiento de medida efectuado fue el siguiente: 1º realización de un hoyo de 15 cm de profundidad utilizando una barrena “soil auger” de 6 cm de diámetro; 2º limpieza de los posibles derrubios que hayan podido caer al fondo de

agujero con una barrena “sizing-auger” y además terminar el hoyo; 3º en el caso de que el suelo sea muy arcilloso o las medidas se hayan hecho con contenido en humedad cercano a capacidad de campo, se utiliza un pequeño cepillo para eliminar la posible compactación que se haya producido al realizar el hoyo; 4º medida de la tasa de descenso de agua en el tubo hasta que se haya estabilizado con una carga hidráulica de 5 cm. y 5º realizar la misma operación que en el paso 4º, pero con una carga hidráulica de 10 cm.

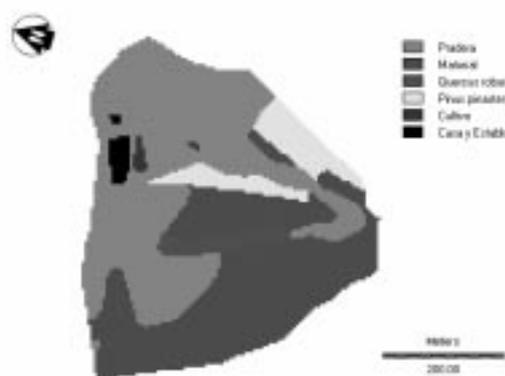


Fig. 1. Mapa de clases de usos de la cuenca, en formato raster.

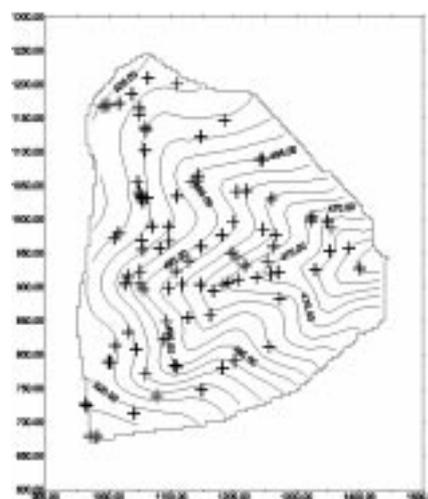


Fig. 2. Localización de los puntos de medida con el permeámetro Guelph.

Se calculó la K_{fs} y ϕ_m utilizando el método de Richards (Ecuación 4) resolviendo simultáneamente las dos ecuaciones para las cargas hidráulicas de 5 y 10 cm, considerando los resultados válidos cuando las dos variables calculadas eran positivas y además el α calculado se encontraba dentro del siguiente rango $1 \text{ m}^{-1} \leq \alpha \leq 100 \text{ m}^{-1}$. (Reynolds et al., 1992). Posteriormente se calculó K_L y K_{fs} , utilizando respectivamente las aproximaciones de Laplace y de Elrick, con los datos medidos con 10 cm de altura de agua, y los

coeficientes β y γ del método de Vieira, para calcular la K_{fs} , a partir de los valores calculados de K_L .

3.- Resultados y discusión.

3.1.- Análisis de Richards.

Se puede deducir de los cálculos efectuados, la gran cantidad de valores negativos de K_{fs} y/o ϕ_m encontrados y de valores de α calculados muy bajos o muy altos, al calcularlos utilizando el procedimiento de Richards, estos datos se muestran en la Tabla 4. La aparición de este gran número de valores negativos puede deberse a distintos horizontes y macroporosidad que pueden causar que el perfil de suelo sea muy variable (Bosch y West, 1998), esto también es señalado por otros autores (Vieira et al. 1988; Wilson et al., 1989), que dicen que la heterogeneidad es causada por la medida en diferentes capas, por la existencia grietas, canales de lombrices y de raíces,..., que provocan estos valores no válidos.

Tabla 3. Resumen del análisis de las medidas mediante la aproximación de Richards

	Pradera	Vegetación Natural	Cultivo	TOTAL
Correctos	21	12	0	33
Negativos	26	19	10	55
α	6	7	0	13

Siendo los resultados correctos aquellos en que los valores de K_{fs} y ϕ_m son positivos y α se encuentra entre $1 - 100 \text{ m}^{-1}$, negativos aquellos en que K_{fs} y/o ϕ_m son negativos y α cuando el valor de esta variable es menor que 1 m^{-1} o mayor que 100 m^{-1} . Los valores válidos son un 23 %, encontrándose en la literatura revisada porcentajes de éxitos muy variables desde 27 % (Vieira et. al, 1988), 53% de éxitos (Wilson et al., 1989), hasta un 60% (Gupta et al., 1993), no apreciándose grandes diferencias en el porcentaje de éxitos entre pradera y vegetación natural, 39 y 32 % respectivamente. En cambio no se obtuvo ningún resultado positivo con el análisis de Richards sobre los datos de cultivo, lo cual se achacó a que al realizarse las medidas con dos cargas hidráulicas de 5 y 10 cm en un hoyo de 15 cm de profundidad, se midió la infiltración en las capas de 10-15 cm y de 5-15 cm de profundidad respectivamente, y debido a que el suelo de cultivo estaba encostrado, al realizar la medida se produjeron grietas en los primeros centímetros que provocaron gran diferencia de las medidas de Q_s entre las dos cargas hidráulicas utilizadas. Para la realización de las medidas se utilizaron las cargas de 5 y 10 cm recomendadas por en el manual de utilización del permeámetro Guelph (Soil moisture equipment, 1991), pero otros autores recomiendan utilizar cargas hidráulicas más pequeñas para poder cumplir mejor la hipótesis de que el suelo tiene un comportamiento uniforme e isotrópico, para ello Wilson et al. (1989) recomienda la utilización de dos

cargas hidráulicas de 3 y 5 cm y Vieira (comunicación personal) 3 y 6 cm.

Otro valor de interés calculado con este tipo de análisis fue el valor de α , cuyo valor es interesante para compararlo con el valor de α^* que se utilizará con el análisis de Elrick, el cual se muestra en la Tabla 5

Tabla 4. Valores de α (m^{-1}) calculados para los diferentes usos.

	media	mínima	máxima
Veg. Natural	12.24	1.76	90.00
Pradera	19.18	2.88	48.89

3.2.- Análisis de Elrick.

Para el análisis de Elrick, se usó en los cálculos un valor de α^* de 12 m^{-1} que aparece en la Tabla 1, correspondiente a suelos francos. En cálculo de K_{fs} se utilizaron los descensos medidos con la carga hidráulica mayor de 10 cm ya que según Elrick et al. (1988) cuanto mayor es el valor de ésta menos sensible es el valor de K_{fs} al error cometido en la elección de α^* .

Se analizaron la sensibilidad de los valores de K_{fs} a la elección de diferentes valores de α^* y los resultados se presentan en la Tabla 5

Tabla 5. Precisión del análisis de Elrick.

	K2/K1	K3/K1	K4/K1
Pradera	1.20	1.50	0.42
Vegetación natural	1.01	1.62	0.28

K1- Media aritmética de K_{fs} usando $\alpha^* 12 \text{ m}^{-1}$ para cada uso. K2- Media aritmética de K_{fs} usando α media medida para cada uso. K3- Media aritmética de K_{fs} usando el valor máximo de α para cada uso. K4- Media aritmética de K_{fs} usando el valor mínimo de α para cada uso.

Se puede ver que la sensibilidad en el caso de utilizar los valores medios medidos es muy baja, un 20% en el caso de la pradera y un 1% en el caso de la vegetación natural, y aún utilizando los valores extremos, la máxima sensibilidad se produce en el caso de vegetación natural, ya que existe mayor heterogeneidad.

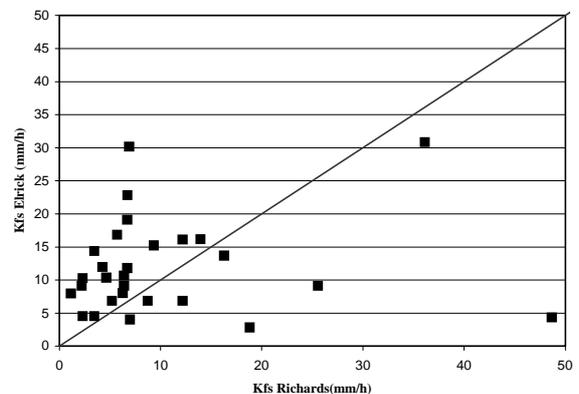


Fig. 3. Gráfico de K_{fs} Richards vs K_{fs} Elrick. La recta es la línea 1:1.

Se puede ver en la Figura 3, como los datos de K_{fs} utilizando la aproximación de Richards y la aproximación de Elrick difieren y no están sobre la línea 1:1, como sucedería en el caso de que sus valores sean próximos, por lo observado en la gráfica el análisis de Elrick tiende a sobrestimar los datos en referencia al de Richards

3.3.- Aproximación de Vieira.

La relación entre K_{fs} y K_L puede verse claramente en el gráfico que relaciona $\ln(K_{fs})$ y $\ln(K_L)$ (Figura 4), donde se puede apreciar que existe una clara correlación lineal entre ellas. En la Tabla 6 se pueden ver los valores de los coeficiente β y γ , junto con los coeficientes de correlación tanto para cuando se consideran todos los datos en conjunto, como cuando se analizan los dos grupos de datos (pradera y vegetación natural) por separado. Analizando conjuntamente la Tabla 6 y la Figura 4, se puede deducir que la mejora resultante de trabajar separadamente con las dos clases de datos es mínima, por lo que se decide trabajar sólo con una única clase. Se puede decir que existe una tendencia común en los datos medidos de K_{fs} vs K_L independiente de la clase de uso de suelo.

Tabla 6. Parámetros de la correlación de Vieira y coeficiente de correlación.

	Todo	Pradera	Veg. Natural
β	0.9538	0.2239	0.8145
γ	0.7506	1.1025	0.8379
r	0.9815	0.9804	0.9841

3.4.- Análisis estadístico de los datos de K_{fs} .

En la Tabla 7, se presentan el resumen de los datos estadísticos de la K_{fs} calculada por los diferentes métodos descritos antes, además se realizó un test χ^2 para calcular el nivel de significación del ajuste de los datos a una distribución log-normal.

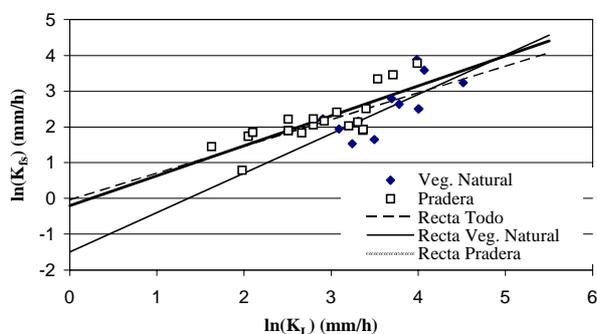


Fig. 4. Gráfico de los datos medidos de $\ln(K_{fs})$ vs. $\ln(K_L)$, y las rectas de regresión ajustadas.

Una vez realizada la prueba χ^2 se aceptan que los datos tienen una distribución log-normal con los niveles de significación que aparecen en la Tabla 7.

Tabla 7. Resumen de los parámetros estadísticos de K_{fs} calculada con diferentes métodos.

Usos	N	Richards K_{fs} (mm/h)					N. Sign.
		M.G.	D. Est.	C.V.	Max.	Min.	
Pradera	21	11.29	10.38	118.84	44.07	2.21	0.005
Vegetación natural	12	16.64	13.54	105.19	48.67	4.63	0.05
Cultivo	-	-	-	-	-	-	-
Elrick K_{fs} (mm/h) ($\alpha^* = 12 \text{ m}^{-1}$)							
Pradera	53	15.58	20.50	195.75	122.45	0.84	0.005
Vegetación natural	38	21.14	11.93	64.93	57.11	3.09	0.025
Cultivo	10	23.80	23.01	155.13	77.22	2.48	0.25
Laplace K_L (mm/h)							
Pradera	53	27.21	34.46	205.19	195.98	1.50	0.1
Vegetación natural	38	34.12	19.13	65.59	91.41	5.53	0.1
Cultivo	10	42.56	41.14	155.13	138.06	4.43	0.75
Vieira K_{fs} (mm/h)							
Pradera	53	10.43	8.88	108.10	50.12	1.29	0.25
Vegetación natural	38	13.14	5.46	45.19	28.27	3.44	0.75
Cultivo	10	14.76	11.06	99.05	38.53	2.92	0.25

N- Número de medidas. M.G.- Media geométrica. D.Est.- Desviación Estándar. C.V. (%) - Coeficiente de Variación. Max.-Máximo. Min- Mínimo. N.Sign.- Nivel de Significación de la prueba χ^2

Los mayores valores de K_{fs} son los calculados con la aproximación de Laplace, lo cual concuerda con lo expuesto en el punto 1.2., estando próximos los datos calculados con el método de Richards y Vieira, lo cual es previsible desde que los datos del método de Vieira se calculan a partir de una ecuación de regresión a partir de los datos obtenidos con Richards, y en un puesto intermedio, en cuanto a la media geométrica obtenida, estaría el método de Elrick, usando un $\alpha^* = 12 \text{ m}^{-1}$, señalando que estamos trabajando con muchos más datos que en el caso de la K_{fs} calculada mediante Richards. Señalar que se obtienen mayores valores medios en las medidas sobre vegetación natural que sobre pradera concordando con lo esperado desde que en la pradera existe mayor compactación y por lo tanto habrá menor infiltración que en los suelos con vegetación natural.

Con referencia a los valores del coeficiente de variación calculados por otros autores en medidas de K_{fs} con permeámetro Guelph son muy variables, 29 y 19% a 0.95 y a 1.20 m de profundidad respectivamente en suelos forestales (Wilson et al., 1989), 32-26% en suelos arenosos a 25 cm de profundidad (Bosch y West, 1998), 60.73 % sobre cultivo de maíz forrajero (Gupta et al., 1993), 93 % en pradera a 25 cm de profundidad (Vieira et al., 1992). Todos estos resultados han sido obtenidos en experiencias a pequeña escala siempre inferior o próxima a 1 ha. En nuestra experiencia hemos obtenido valores del coeficiente de variación mayores, debido a que trabajamos con una superficie mayor (19.75 ha), obteniéndose mayores valores del coeficiente de variación con el método de Laplace en pradera 205.19 % y los menores con el análisis de Vieira en vegetación natural con un valor de

45.19 %. Se observa que el coeficiente de variación presenta valores inferiores en vegetación natural que en pradera y en terreno cultivado, lo cual no es un resultado esperado ya que a los suelos con vegetación natural se le supone mayor heterogeneidad, pero corresponde también con los valores bajos de coeficiente de variación encontrados con Wilson et al. (1989) en suelos forestales.

4.- Conclusiones.

Se comprobó que la medida de la K_{fs} con el método del permeámetro Guelph es una técnica sencilla y relativamente rápida, teniendo cada medida una duración aproximada de 30-40 minutos, cuando se utilizan dos cargas hidráulicas.

La aparición de gran número de datos negativos con el análisis de Richards, puede indicarnos que no se cumplen las hipótesis de homogeneidad, por lo cual se deberían utilizar cargas hidráulicas más pequeñas, para solventar este problema se han utilizado otros métodos como son: Laplace, Elrick y Vieira. Como resumen de los datos analizados con estos diferentes métodos de análisis, se extrae como resultado que el análisis de Vieira tiende a producir valores medios más bajos, pero próximos a los obtenidos con Richards, siendo superiores las medias de K_{fs} obtenidas el método de Elrick, utilizando $\alpha^* = 12 \text{ m}^{-1}$, siendo claramente superiores los valores obtenidos con la aproximación de Laplace, debido a que éste atribuye toda la infiltración a la componente saturada. Como inconveniente que presenta la aproximación de Vieira, se puede resaltar la necesidad de un cierto número de resultados válidos calculados con el método de Richards, para poder realizar la curva de correlación.

En el caso de tener que efectuar gran cantidad de medidas puede ser recomendable utilizar el método de Elrick para el cálculo de K_{fs} , por su menor tiempo de ejecución, lo cual nos permitiría realizar mayor número de medidas para estudios de variabilidad espacial. El método de Elrick, se ha visto que no es excesivamente sensible a los errores cometidos en la elección de α^* .

Agradecimientos. Este trabajo fue llevado a cabo gracias a la financiación recibida a través del proyecto de la CICYT HID96-1085-C02-02 y del proyecto financiado por la Xunta de Galicia XUGA 10309B96

Referencias.

- Bosch, D.D. y West, L.T. Hydraulic conductivity variability for two sandy soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62: 90-98, 1998.
- Bouwer, H. 1986. Intake rate: cylinder infiltrometer: field methods. In: A. Klute (Ed.). *Methods of soil analysis. Part 1-Physical and mineralogical methods.* ASA and SSSA publisher. Madison, WI.
- Elrick, D.E., Reynolds, W.D. Y Tan, K.S. Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. *Ground Water Monit. Rev.* 9: 184-193, 1989.
- Gardner, W.R.. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85: 228-232, 1958.
- Gupta, R.K., Rudra, R.P, Dickinson, W.T., Patni, N.K. y Wall., G.J. Comparison of saturated hydraulic conductivity measured by various field methods. *Transactions of the ASAE.*, 36: 51-55, 1993.
- Reynolds, W.D. y Elrick, D.E. Measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the conductivity-pressure head relationship using the "Guelph permeameter". *Proc. National Water Well Association Conference on Characterization and Monitoring of the Vadose (Unsaturated) Zone*, Denver, CO, 1985.
- Reynolds, W.D., Elrick, D.E y Clothier, B.E. The constant head well permeameter: effect of unsaturated flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 139: 173-180, 1985.
- Reynolds, W.D. y Elrick, D.E. A method for simultaneous in situ measurement in the vadose zone of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the conductivity pressure-head relationship. *Ground Water Monit. Rev.*, 6: 84-95, 1986.
- Reynolds, W.D. y Elrick, D.E. A laboratory and numerical assessment of the guelph permeameter method. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 144: 292-299, 1987.
- Reynolds, W.D., Vieira, S.R. y Topp, G.C. An assessment of the single-head analysis for the constant head well permeameter. *Can. J. Soil Sci.*, 72: 489-501, 1992.
- Soil Moisture Equipment Corp. 2800 K1 operating instructions. Soil moisture equipment Corp. Santa Barbara, CA. 27 pp, 1991.
- Vieira, S.R., W.D. Reynolds y G.C. Topp. Spatial variability of hydraulic properties in a highly structured clay soil. *Proc. Symp. Validation of Flow and Transport Models for the Unsaturated Zone*, Ruidoso, NM, 1988.
- Wilson, G.V., Alfonsi, J.M. y Jardine, P.M. Spatial variability of saturated hydraulic conductivity of the subsoil of two forested watersheds. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53: 679-685, 1989.
- Xiang, J. Improvements in evaluating constant-head permeameter test data. *J. Hydrol.*, 162: 77-97, 1994.