

CARACTERIZACIÓN DE LA POROSIDAD Y DEL COMPORTAMIENTO HIDRODINÁMICO DE SUELOS DE BAJA PERMEABILIDAD

A. López¹, V. Valles², P. Crende³

¹ Escuela Politécnica Superior, Univ. Santiago de Compostela, Campus Universitario 27002-LUGO, lfabal@lugo.usc.es

² Lab. de Hidrogeología, Univ. Avignon, 33, rue Louis Pasteur, 84000-Avignon (Francia), vincent.valles@univ-avignon.fr

³ Escuela Politécnica Superior, Univ. Santiago de Compostela, Campus Universitario 27002-LUGO, pcrende@mixmail.com

RESUMEN. Se estudiaron las características del flujo saturado en suelos de baja permeabilidad de una zona del NO de España, donde anualmente se registran encharcamientos durante el invierno. El estudio se llevó a cabo en laboratorio sobre monolitos de dos suelos representativos de la zona, en cada uno de los cuales se trataron separadamente dos horizontes. A las muestras de suelo se les aplicó en saturado y con drenaje libre un volumen de agua tritiada, siguiendo la concentración de tritio en el lixiviado. El análisis de las curvas de ruptura obtenidas permitió caracterizar el flujo saturado.

Partiendo de la saturación se hizo un secado del suelo por drenaje y evaporación, siguiendo la evolución del potencial y la humedad cada 10 cm de profundidad. A partir de estos datos se obtuvo la curva de retención de humedad en cada nivel, la distribución de la porosidad por tamaño y la conductividad hidráulica en función del contenido de humedad.

A pesar de las diferencias en el material original y en algunas propiedades físico-químicas no hubo diferencias importantes entre los suelos seleccionados para el estudio. El comportamiento de los dos horizontes en que se dividieron los suelos fue muy contrastado, siendo el horizonte inferior el limitante del saneamiento del suelo.

La baja permeabilidad del horizonte inferior no se debió a una menor porosidad efectiva, que resultó ser comparable a la del horizonte superficial, sino a la carencia de poros gruesos por los que el agua circule de forma rápida.

ABSTRACT. The characteristics of saturated flux were studied in low permeability soils from an area in NW Spain, where every winter agricultural lands become swamped. The study was carried out in laboratory using monoliths of two different soils representative of the area, each one divided in two horizons that were treated independently. A volume of tritiated water was applied to the saturated samples of the soils with free drainage, and tritium concentration in leachates was followed. The analysis of the breakthrough curves obtained allowed characterizing the saturated flux of water.

Beginning from saturation state, the soils samples were dried by drainage and evaporation consecutively, while potential and moisture evolution was followed every 10 cm depth. With these data they were obtained for each level of soil the moisture retention curve, the distribution of porous space by porous size and the hydraulic

conductivity as a function of soil moisture.

Despite the differences in their original material and in some of their physico-chemical properties, no important differences were found between the two soils used in the study. The hydrodynamic behaviour of the two horizons the soils were divided in was very different; the lower one was the limiting of soil movement down the profile.

The low permeability of lower horizon wasn't due to a little effective porosity, which was similar to that observed for the upper horizon, but to the absence of large pores where water could move down quickly.

1.- Introducción

El estudio se localiza en la comarca natural de Terra Cha, en el centro de la provincia de Lugo (NO España), con una dedicación agrícola muy orientada a la producción de pastos y forrajes. Los suelos de esta zona se caracterizan por la presencia a poca profundidad de un horizonte inferior de naturaleza sedimentaria y textura fina, preferentemente limosa. La naturaleza del material original y el empobrecimiento debido al fuerte lavado por las abundantes lluvias invernales de la zona dan lugar a una capacidad de intercambio catiónico reducida, que genera inestabilidad estructural (López y Vidal, 2000). La textura fina y la pobre estructura derivan en escasez de poros gruesos y medios, lo que limita el movimiento del agua en el perfil, dificulta la penetración por las raíces y provoca problemas falta de oxígeno, para la respiración de las raíces, la actividad microbiana y la evolución de la materia orgánica.

La baja permeabilidad del horizonte inferior da lugar a frecuentes situaciones de encharcamiento durante la época de lluvias invernales. Esta circunstancia, que suele repetirse anualmente y es característica de la zona, impide el aprovechamiento agrícola de estos suelos durante una parte del año (Castelao, 1989).

Con este estudio se pretende caracterizar el comportamiento hidrodinámico de estos suelos, evaluar el origen y la magnitud de su problemática y plantear la aplicación de tratamientos que permitan una mejora de esta situación. Para ello se trabaja sobre muestras de suelo inalteradas de un tamaño suficientemente grande como para que su representatividad sea aceptable; y se estudian diversos aspectos, relativos a las características de la porosidad, la

conductividad hidráulica como del transporte de agua y solutos.

2.- Material y métodos

2.1. Suelos

El estudio se llevó a cabo sobre dos suelos representativos de la zona recogidos en las localidades de Triabá (Tr) y Pumar (Pu). Aunque ambos perfiles se encuentran geográficamente cercanos y sufren semejantes problemas de baja permeabilidad, presentan diferencias respecto a su origen y a algunas de sus propiedades físico-químicas (tablas 1 y 2). El suelo de Triabá se encuentra a orillas de un río y fue formado sobre aluvión del mismo, siendo su textura rica en limo. En Pumar el suelo se desarrolló sobre sedimentos arcillosos miocénicos y presenta mayores contenidos de arcillas.

Tabla 1. Características del suelo de Triabá (Textura USDA; Is = índice de inestabilidad estructural (Henin, 1972))

Horiz		Prof cm	pH H ₂ O	M.O. g kg ⁻¹	Arena %	Limo %	Arcilla %	I _s
AU ₁	A	0-15	5.18	41.4	25.40	57.76	16.84	0.30
AU ₂	A	15-37	5.33	26.7	24.63	58.7	16.67	0.66
AC	B	37-58	5.48	4.8	35.30	49.98	14.72	6.68
C	B	58-110	5.69	2.8	52.48	36.46	11.06	3.28

Tabla 2. Características del suelo de Pumar (Textura USDA; Is = índice de inestabilidad estructural (Henin, 1972))

Horiz		Prof cm	pH H ₂ O	M.O. g kg ⁻¹	Arena %	Limo %	Arcilla %	I _s
AU	A	0-30	6.09	57.0	40.30	40.61	19.09	0.49
B _w		30-40	4.99	7.0	32.19	39.81	28.00	2.07
BC ₁	B	40-100	4.90	2.8	26.23	33.39	40.38	1.44
BC ₂	B	100-125	4.88	2.1	30.43	36.33	33.24	2.74

Ambos suelos son ácidos, aunque el horizonte superior del de Pumar ha sido corregido mediante encalado para favorecer la implantación de la vegetación, que en ambos casos se trata de pradera de larga duración. El contenido de materia orgánica es elevado en el horizonte labrado, pero desciende bruscamente en los niveles inferiores. En correlación con lo anterior, el índice de inestabilidad estructural (Is) de Henin (1972) se mantiene bajo en las capas superiores ricas en materia orgánica, pero aumenta de forma clara en los horizontes subyacentes.

Dadas las diferentes características entre horizontes, para la prueba cada suelo fue dividido en dos estratos que fueron muestreados y ensayados de forma independiente. Por un lado se tomó el horizonte superficial ("A"), que abarcó los primeros 30-35 cm superficiales; es el horizonte labrado, rico en materia orgánica, con buena estabilidad estructural y con capacidad de infiltración elevada. Por debajo de éste se tomó una muestra de 70-80

cm de altura del suelo subyacente (denominado genéricamente "B"), el cual presenta altos contenidos de arcilla+limo, es pobre en materia orgánica, tiene una estructura poco estable y constituye el limitante al drenaje del suelo.

2.2. Recogida y preparación de muestras

Para el ensayo se recogieron muestras inalteradas, extraídas manualmente en forma de monolitos en el interior de tubos de PVC de 40 cm de diámetro. Se extrajeron dos muestras de cada uno de los dos horizontes de ambos suelos, resultando un total de 8 columnas en el ensayo.

Ya en el laboratorio se tapó la base de cada columna, colocando una capa de grava bajo el suelo y dejando un orificio para la recogida del lixiviado. Cada 10 cm de profundidad se colocaron en el suelo horizontalmente y atravesando el tubo de PVC, tensiómetros de columna de mercurio y parejas de varillas de acero de 25 cm de longitud útil para la medida de humedad por TDR. Las columnas de horizonte A fueron instrumentalizadas en 3 niveles; las de horizonte B en 6 ó 7. Una vez preparadas las columnas fueron saturadas con agua de similares características a la del agua freática del lugar de recogida hasta alcanzar una carga hidráulica de aproximadamente 1 cm sobre el suelo, manteniéndolas en situación de drenaje libre en saturado.

2.3. Drenaje en saturado y curvas de ruptura

Una vez alcanzado el régimen estabilizado se determinó la conductividad hidráulica en saturado (Ksat) para cada nivel de la columna por medio de la ecuación de Darcy:

$$q = -K(\theta) \frac{\Delta H}{\Delta z} \Rightarrow K(\theta) = -q \left(\frac{\Delta H}{\Delta z} \right) \quad (1)$$

donde $K(\theta)$ es la conductividad hidráulica función del contenido volumétrico de humedad, $\Delta H/\Delta z$ es el gradiente hidráulico y q la densidad de flujo. El valor de q fue constante para todas las profundidades de una misma columna y se obtuvo contabilizando el drenaje; como gradiente hidráulico para un nivel se tomó el existente entre los inmediatamente superior e inferior.

Para el estudio de las propiedades del flujo saturado y la determinación de sus parámetros característicos se llevó a cabo una curva de ruptura en cada columna. Como trazador se utilizó agua tritiada, por sus buenas características como marcador del movimiento del agua (Biggar y Nielsen, 1962). Sin que hubiera discontinuidad en el riego en saturado de la columna, se aplicó una cierta concentración de agua tritiada (tabla 3), tras lo cual se continuó lixiviando agua no marcada. Desde el momento de la aplicación del trazador y hasta su desaparición completa en el drenaje se recogieron muestras del agua lixiviada. La frecuencia de muestreo dependió de la evolución previsible de la concentración de marca en el drenaje, siendo máxima al inicio y al cese de la aplicación, momentos en los que se recogieron muestras cada 100-200

mL de lixiviado.

Tabla 3. Características de la aplicación del agua tritiada en cada columna de suelo: concentración de tritio aplicada (C_0 ; DPM = Desintegraciones Por Minuto), volumen (V), tiempo (T) y flujo (q) de la aplicación.

	Tr	Tr	Pu	Pu	Tr	Tr	Pu	Pu
	A_1	A_2	A_1	A_2	B_1	B_2	B_1	B_2
C_0 (10^3 DPM mL ⁻¹)	82	40	88	68	113	117	120	117
V. riego (L)	50.1	78.0	79.3	70.8	17.7	16.0	15.1	16.8
T. riego (h)	1.9	7.8	4.6	3.3	8.9	77.7	63.2	7.9
q (mm/h)	209.8	79.6	137.2	170.7	15.8	1.6	1.9	16.9

Las curvas de ruptura se construyeron representando la concentración relativa de tritio en el drenaje (C/C_0) frente al volumen de drenaje acumulado relativizado al volumen total de la porosidad (V/V_p). La forma de las curvas de ruptura refleja la diferente movilidad de los componentes de la solución del suelo y, en cuanto a esto, es una característica dinámica de la estructura de la porosidad (Valles et al., 1990), que permite identificar y cuantificar algunos procesos que tienen lugar en el espacio poroso. Mediante simulación inversa de estas curvas de ruptura, se estimaron los parámetros funcionales de la porosidad, que describen el transporte a través de la columna.

El transporte de agua tritiada a través de las muestras de suelo se puede considerar no reactivo, ya que la desintegración del tritio es muy lenta en comparación con el tiempo de tránsito de a través de la columna, por lo que se puede prescindir del efecto fuente-sumidero. Considerando uniforme el suelo de la columna, se utilizó un modelo unidimensional convectivo-dispersivo de dos regiones, que responde a la expresión (van Genuchten y Wagenet, 1989, Clothier et al., 1998, Abbasi et al., 2003):

$$\frac{\partial(C_{mov}\theta_{mov})}{\partial t} = -\frac{\partial(\theta_{mov}vC_{mov})}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x}\left(D_{ap}\theta_{mov}\frac{\partial C_{mov}}{\partial x}\right) - Int(C_{mov} - C_{inmov}) \quad (2)$$

donde θ_{mov} y θ_{inmov} son respectivamente los contenidos volumétricos de agua móvil e inmóvil, C es la concentración de solutos, v la velocidad media del agua en el interior de los poros, D_{ap} el coeficiente de dispersión aparente e Int el coeficiente de intercambio de solutos entre el agua móvil e inmóvil.

En las condiciones de trabajo, con flujo saturado y estabilizado en un suelo homogéneo, se pueden considerar constantes θ_{mov} , v y D_{ap} , por lo que la ecuación resulta:

$$\frac{\partial C_{mov}}{\partial t} = -v\frac{\partial C_{mov}}{\partial x} + D_{ap}\frac{\partial^2 C_{mov}}{\partial x^2} - \frac{Int}{\theta_{mov}}(C_{mov} - C_{inmov}) \quad (3)$$

2.4. Caracterización de la porosidad y $K(\theta)$

El estudio de las características de la porosidad y la conductividad hidráulica en función del contenido de

humedad ($K(\theta)$) se realizó durante un periodo de secado a partir de las condiciones de saturación (Arya, 2002): primero por drenaje y redistribución capilar, con la columna tapada, hasta cerca del equilibrio; luego por evaporación hasta llegar al límite de medida de los tensiómetros en todos los niveles de la columna. Durante este proceso se tomaron medidas de humedad volumétrica y de potencial, con una frecuencia variable en función de la velocidad de cambio de los parámetros medidos.

Relacionando los contenidos de humedad y de los valores de potencial mátrico a las diferentes profundidades del suelo durante el proceso de secado se obtuvieron las curvas de retención de humedad ($h(\theta)$) para cada nivel. Para ampliar el rango de humedades de la curva a los datos obtenidos del secado de las columnas se le añadieron los obtenidos sobre otras muestras en una cámara de presión de Richard's, hasta una presión de 1500 kPa. A partir de esas curvas de retención de humedad obtuvieron los diagramas de distribución de la porosidad (Yong y Warkentin, 1975), para lo cual se correlacionaron rangos de potencial mátrico con rangos de tamaño de poro equivalente aplicando la ley de Jurin que cuantifica la ascensión capilar de un líquido en tubos cilíndricos de radio constante según la relación:

$$h = \frac{2\sigma}{g \cdot \rho \cdot r} \quad (4)$$

siendo h el potencial matricial, σ la tensión superficial entre el aire y el agua, ρ la densidad del agua y r el radio del capilar, tomándose para el cálculo 0.075 N m^{-1} como valor de σ para el agua a 20°C , $\rho \text{ } 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ y $g \text{ } 9.81 \text{ m s}^{-2}$.

Adicionalmente se llevó a cabo un cálculo de la porosidad de drenaje más rápido o "porosidad gravitacional", que se tomó como el volumen de poros donde la retención de la humedad es menor de 0,1 kPa

Para cada estrato en que se dividió la columna se hizo el balance de agua entre cada dos medidas de humedad (López et al, 2005). A partir de estos balances de agua sucesivos y de los gradientes de potencial se obtuvo la curva de conductividad hidráulica en función del contenido de humedad ($K(\theta)$).

3.- Resultados y discusión

3.1. Curvas de ruptura

La velocidad de infiltración de agua en condiciones de saturación (q) (tabla 3) establece claras diferencias entre la capa superficial del suelo (horizonte "A") y la más profunda (horizonte "B"); el horizonte inferior es el limitante del drenaje, mientras que el superior presenta una alta velocidad de infiltración. No es posible establecer diferencias entre suelos, pero entre las muestras del mismo suelo y horizonte la variabilidad es importante, llegando a ser de un orden de magnitud en el caso de las muestras de horizonte B. Esta variabilidad de la conductividad hidráulica en saturado es habitual en suelos de baja permeabilidad, puesto que está muy

condicionada por la presencia de poros gruesos, grietas u orificios de fauna, de distribución muy aleatoria (Porta et al, 2003); y aunque la representatividad mejora al incrementar el volumen de suelo estudiado, el problema no puede eliminarse con muestras de tamaño manejable en laboratorio.

El modelado de la curva de ruptura de cada suelo y horizonte (dos ejemplos en las figuras 1 y 2) permitió obtener los parámetros característicos del flujo de agua y solutos a su través: la porosidad total (humedad de saturación; θ_{sat}), la porosidad efectiva para el movimiento del agua (humedad móvil; θ_{mov}), el coeficiente de dispersión aparente (D_{ap}) y el coeficiente de intercambio entre la porosidad móvil e inmóvil (Int) (Agnessens et al., 1978) (tabla 4).

Frente a lo que pudiera esperarse a la vista de las diferencias de K_{sat} , destaca el hecho de que las muestras de los horizontes A no presentan, en conjunto, valores de porosidad total (θ_{sat}) ni efectiva (θ_{mov}) mayores que los registrados para los horizontes B. Esto indica que la mayor velocidad del flujo saturado en las capas superficiales no se debe a que presenten mayor volumen de huecos, por lo que ha de relacionarse con un mayor tamaño de los poros, donde el agua circula a más velocidad.

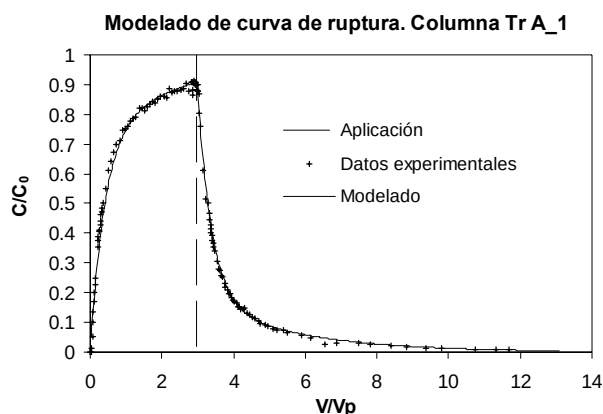


Fig. 1. Modelado de las curvas de ruptura; columna de horizonte A.

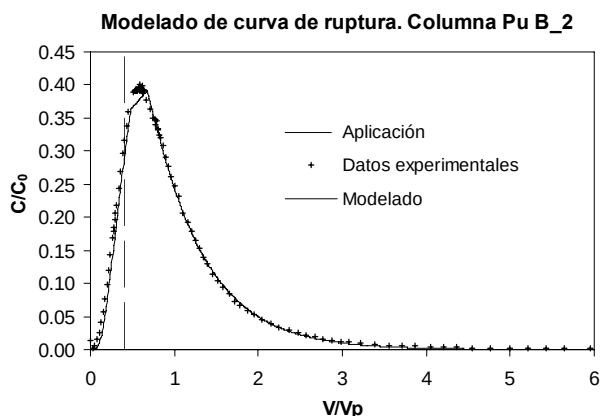


Fig. 2. Modelado de las curvas de ruptura; columna de horizonte B.

La fuerte diferencia encontrada en los valores del índice de dispersión aparente (D_{ap}) está estrechamente relacionado con la presencia o no de poros gruesos, en los que se produce un flujo rápido. Los elevados valores de D_{ap} obtenidos para los horizontes A se relacionan con su elevada K_{sat} , e indican la existencia de un flujo muy rápido, por canales de flujo preferente, que atraviesa la columna casi de forma instantánea. Esto justificaría la inmediata aparición de marcador en el drenaje tras el comienzo de la aplicación al realizar la curva de ruptura, así como la brusca disminución de del mismo al cortar la aplicación. Simultáneamente a este flujo rápido se produce otro más lento, a través de huecos que también forman parte de la porosidad efectiva pero que son más pequeños y de mayor tortuosidad, a los que se debe la respuesta en el drenaje menos inmediata respecto a los cambios en la aplicación. La menor dispersión en las muestras de horizonte B y la respuesta más tardía en el drenaje se debe a que la circulación del agua se produce casi exclusivamente de forma lenta por poros finos.

Tabla 4. Parámetros característicos del flujo saturado de agua por suelo y horizonte (θ_{sat} = humedad en saturación ($m^3 m^{-3}$); θ_{mov} = humedad móvil ($m^3 m^{-3}$); D_{ap} = coeficiente de dispersión aparente ($cm^2 h^{-1}$); Int = coeficiente de intercambio agua móvil-inmóvil (h^{-1})).

	Tr A		Pu A		Tr B		Pu B	
	1	2	1	2	1	2	1	2
θ_{mov}	0.22	0.31	0.22	0.34	0.41	0.22	0.3	0.37
θ_{sat}	0.43	0.5	0.45	0.5	0.5	0.35	0.42	0.45
D_{ap}	9000	5000	7000	1500	50	9	11	80
Int	0.7	0.5	0.3	0.15	0	0.013	0.04	0

Los valores del coeficiente de intercambio (Int) en los horizontes B son bajos y claramente menores que los registrados en los horizontes A. Esto parece indicar que en las capas inferiores del suelo habría poca comunicación entre las fracciones efectiva y no efectiva (móvil / inmóvil) de la porosidad, de modo que los poros en los que se aloja el agua inmóvil estarían en buena parte total o parcialmente cerrados.

3.2. Porosidad y $K(\theta)$

Al observar las curvas de retención de humedad de los diferentes niveles de las columnas de horizonte A de ambos suelos (no mostradas), como regla general se puede deducir que presentan humedades en saturación en el rango de 48 al 53 % en el suelo de Triabá y de 43 al 48 % en el de Pumar, presentándose bastante repartida en todo el abanico de tamaños de poro correspondientes. Por su parte en los diferentes niveles de horizonte B el volumen de huecos es similar en ambos y presenta un valor en el rango de 37-47 %. Las diferencias dentro de un mismo perfil son moderadas y normales, sobre todo teniendo en cuenta que se trata de un suelo sedimentario formado por estratificación de materiales, pudiendo haber fácilmente variabilidad en la granulometría de los mismos.

Una representación más completa e intuitiva de las características del espacio poroso y de la distribución de su

volumen en huecos de diferente tamaño viene dada por los histogramas de porosidad. Éstos se derivan de la curva de retención y expresan el volumen acumulado en poros de un rango de grosores determinado (Yong y Warkentin, 1975)

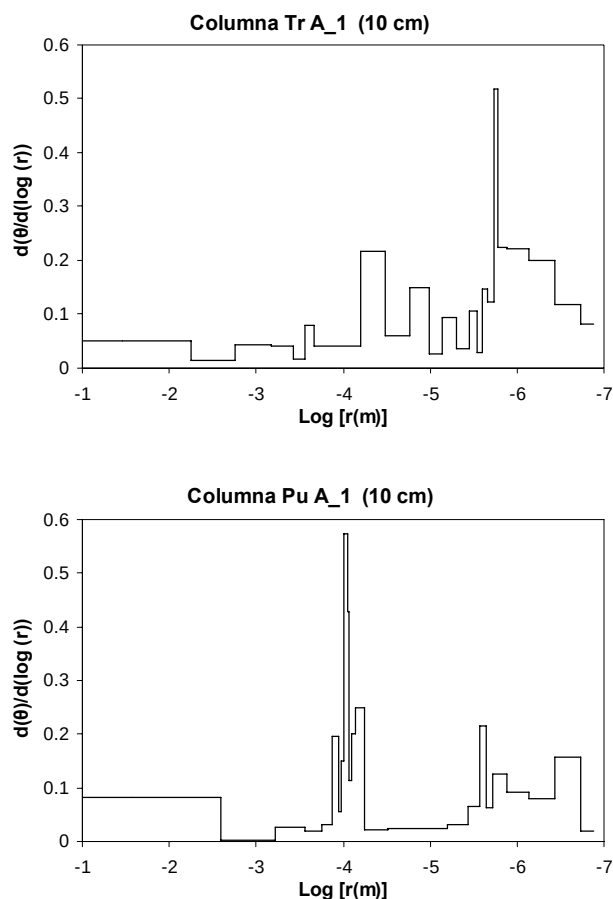


Fig 3. Histogramas de porosidad de una muestra horizonte "A" de cada uno de los suelos a 10 cm de profundidad.

En los horizontes A (en la figura 3, dos de ellos, correspondiente a una profundidad de 10 cm) buena parte del volumen de la porosidad corresponde a poros gruesos, de diámetro equivalente mayor de 1 mm e incluso de más de 1 cm. Por debajo de éstos hay una porosidad más fina, con una distribución por tamaños bastante regular. En muchos casos la distribución de la porosidad por tamaños no es continua en todo el rango de poros, sino que entre los poros más gruesos y los finos faltan poros en algún rango de tamaño intermedio, lo que podría indicar que las zonas de porosidad gruesa y fina se encuentran poco conectadas: los poros gruesos serían grietas u orificios de flujo preferente poco relacionados con el resto de la porosidad más fina.

En los diferentes niveles de ambos horizontes B (en la figura 4, dos de los correspondientes a la profundidad de 80 cm) los poros gruesos ($>1\text{mm}$) faltan o son muy escasos; mientras que la porosidad fina presenta una distribución continua en todo el rango de tamaños

estudiado y es comparable con la de los horizontes superiores.

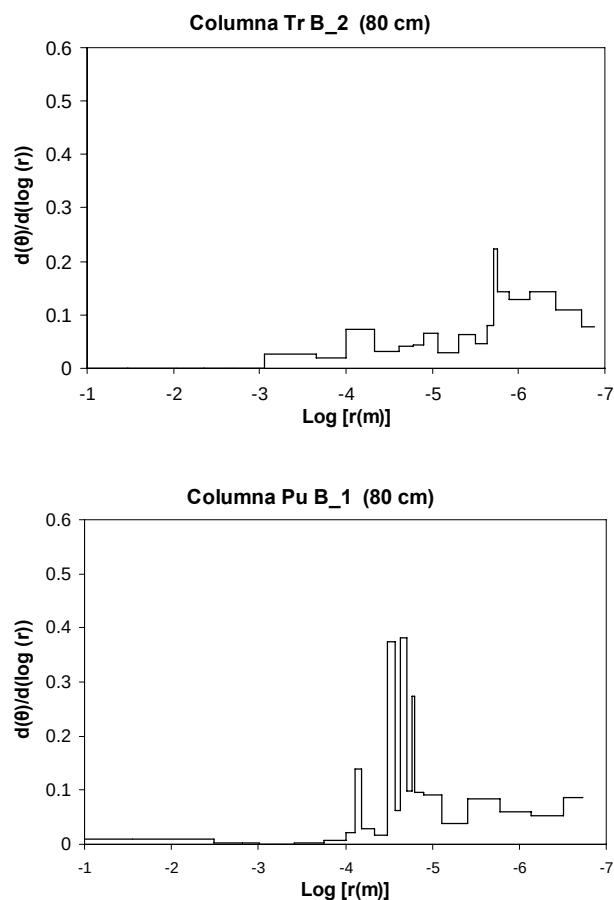


Fig 4. Histogramas de porosidad de una muestra horizonte "B" de cada uno de los suelos a 40 cm de profundidad.

De la observación y comparación de estas gráficas se deriva que la porosidad en el horizonte B se reparte preferentemente en poros finos, con grosor menor de 1 mm, mientras que los poros de mayor tamaño son muy escasos o prácticamente no existen. Esta falta de porosidad más gruesa necesariamente tendrá repercusión en la conductividad hidráulica en saturado. Dentro de la porosidad fina hay diferencias entre diferentes niveles, tanto en el volumen total acumulado como en su distribución, pero en general todos los tamaños se encuentran más o menos presentes.

Con relación al drenaje y saneamiento del suelo la porosidad de mayor importancia es la más gruesa, de flujo más rápido, casi instantáneo. Como indicativo de ella se determinó la que se llamó "porosidad gravitacional" (figura 5). A lo largo del perfil es alta en el nivel más superficial de los horizontes A, se reduce en el nivel inferior de los mismos y sobre todo al pasar a los horizontes B. Debido a la distribución irregular de este tipo de poros gruesos, se observa una variabilidad importante entre las dos columnas del mismo suelo e incluso entre los distintos niveles de la misma columna.

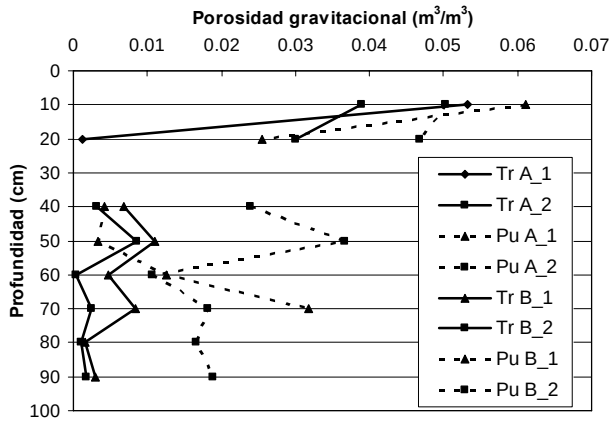


Fig. 5. “Porosidad gravitacional” en los diferentes niveles de cada columna

Más significativo es el comportamiento de la K saturada (Young, 1991) (figura 6), que muestra cierta correlación con la “porosidad gravitacional”. Es alta en el horizonte superficial, entorno a 10 cm h^{-1} , bastante mayor que la de los horizontes subyacentes.

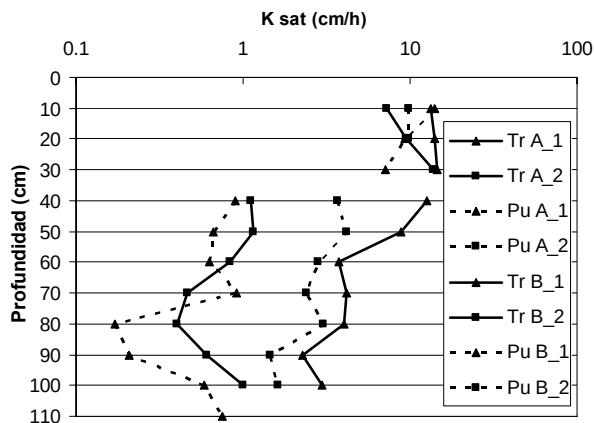


Fig. 6. Conductividad hidráulica en saturado en los diferentes niveles de cada columna.

Al igual que antes, en la K_{sat} también queda patente una importante diferencia entre las dos muestras del mismo suelo, que enmascaran toda posible diferencia entre ambos suelos. A lo largo de las diferentes profundidades de cada columna también hay una cierta variabilidad; en concreto, en las de horizonte B se observa una cierta tendencia a que los mayores valores sean los de los extremos superior e inferior de las columnas. Esto último se puede relacionar con la descompresión del suelo al sacarlo de las condiciones naturales y extraerlo en columnas, descargándolo del horizonte superior, lo que permitiría un cierto ensanchamiento de los huecos.

En las figuras 7 a 10 se muestra la $K(\theta)$ para uno de los niveles de medición de cada muestra implicada en el

estudio. En este caso se muestra un comportamiento más parejo entre las dos repeticiones de suelo y horizonte.

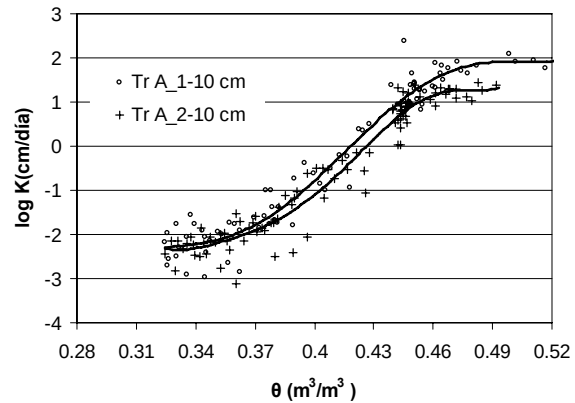


Fig. 7. Evolución la K con el contenido de humedad en las columnas de horizonte A del suelo de Triabá, a una profundidad de 10 cm.

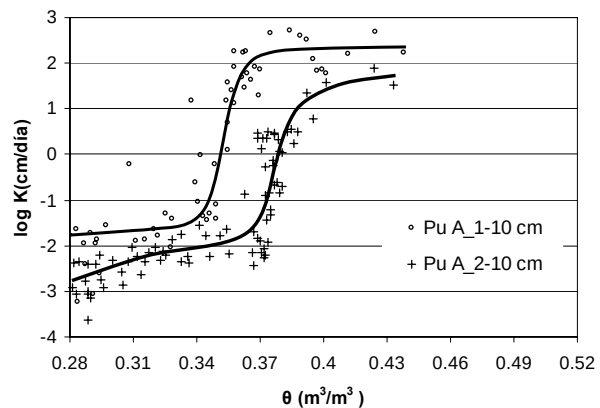


Fig. 8. Evolución la K con el contenido de humedad en las columnas de horizonte A del suelo de Pumar, a una profundidad de 10 cm.

Destaca que en los horizontes A (figuras 7 y 8) la $K(\theta)$ se mantiene en un nivel cercano al máximo (K_{sat}) durante un intervalo de humedades bastante amplio por debajo de la saturación. Esto se debe a la importante fracción de porosidad gruesa que se vio que tenían estos horizontes (figura 3). Mientras estos poros gruesos no se vacían el agua circula por ellos con de forma rápida y la K se reduce poco. En el caso concreto del horizonte A de Pumar (figura 8) conviene destacar además que, tras ese intervalo de humedad en el que la K disminuye muy poco respecto de la K_{sat} , se produce un descenso brusco, una caída de varios órdenes de magnitud en un corto intervalo de humedad. Esto podría relacionarse con lo también comentado anteriormente en relación a los histogramas de porosidad, en los que se detectaba una cierta discontinuidad en los tamaños de porosidad, con cierta escasez de poros de tamaño intermedio.

Por su parte, en los horizontes B (figuras 9 y 10) en cuanto la humedad baja de la saturación la K desciende de modo fuerte y continuo. Al tener un mínimo volumen de porosidad gruesa (figura 4), en cuanto se baja ligeramente de la

saturación los poros gruesos se vacían y el agua sólo ocupa poros medios y finos, donde la velocidad es mucho menor.

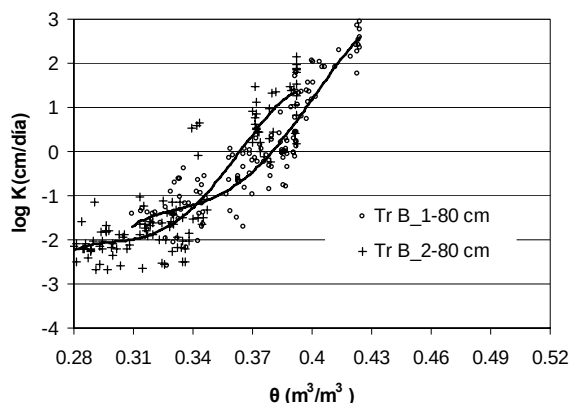


Fig. 9. Evolución la K con el contenido de humedad en las columnas de horizonte B del suelo de Triabá, a una profundidad de 80 cm.

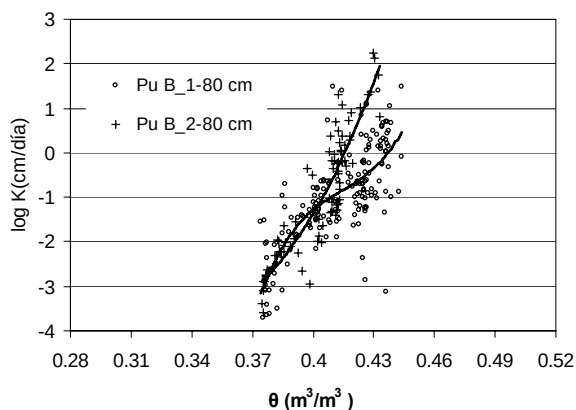


Fig. 10. Evolución la K con el contenido de humedad en las columnas de horizonte B del suelo de Pumar, a una profundidad de 80 cm.

4.- Conclusiones

A pesar de las diferencias en el material original y en algunas propiedades físico-químicas, el comportamiento hidrodinámico de los dos suelos seleccionados para el estudio no fue semejante. Por su parte las características de los dos horizontes en que se dividieron los suelos para su estudio fue muy contrastado, siendo el horizonte inferior el limitante de la circulación de agua en el perfil.

La baja permeabilidad del horizonte inferior no se debe a una menor porosidad efectiva, que resultó comparable a la del horizonte superficial, sino a la carencia de poros gruesos por los que el agua circule de forma rápida. Sin embargo la porosidad gruesa presente en los horizontes superficiales parece estar poco conectada las fracciones más finas.

El mayor coeficiente de dispersión aparente (D_{ap}) de los horizontes superiores se relaciona con la presencia de esa

fracción de poros gruesos inexistentes en los subyacentes.

El bajo coeficiente de intercambio de los horizontes B puede relacionarse con una porosidad no efectiva en la que parte de los poros estén total o parcialmente cerrados.

El valor de la conductividad hidráulica en saturado para los diferentes niveles de las muestras de suelo se correlaciona con el volumen de “porosidad gravitacional”, resultando alta en ambos horizontes superficiales y mucho menor en los profundos.

La $K(\theta)$ tiene también un comportamiento diferente entre horizontes, presentando tanto máximos como mínimos más bajos en el caso de los horizontes B.

Agradecimientos. Los autores agradecen al Servicio de Protección Radiológica de la Universidad de Santiago las facilidades prestadas para la realización de los ensayos con marcaje isotópico existentes en este trabajo. El estudio se ha realizado con financiación del proyecto FEDER de referencia 1FD97-0285

Bibliografía

- Abbasi, F., Simunek, J., Feyen, J., van Genuchten, M.Th. y Shouse, P.J., 2003. Simultaneous inverse estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient field experiments: homogeneous soil. *Trans. ASAE* 46, 1085-1095.
- Agneessens, J.P., Dreze, P. y Sine, L., 1978. Modelisation de la migration d'elements dans le sol. *Pedologie*, 28 (3), 373-388
- Arya, L.M. 2002. Wind and hot-air methods. En Dane, J.H. y Topp, G.C. (ed.) *Methods of soil analysis. Part 4. Physical methods*. SSSA Book Series no. 5, Madison, 916-926.
- Biggar, J.W., Nielsen, D.R., 1962. Miscible displacement: II. Behavior of Tracers. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26, 125-128.
- Castelao, A., 1989. Aportación al estudio de la hidromorfia de los suelos de Terra Cha. Tesis doctoral. Universidad de Santiago de Compostela.
- Clothier, B.E., Vogeler, I., Green, S.R. y Scotter, D.R., 1998. Transport in unsaturated soil: aggregates, macropores and exchange. En: Selim, H.M. y Ma, L. (eds): *Physical Nonequilibrium in Soils: Modeling and Application*. Ann Arbor Press, Chelsea, Mich, 273-295.
- Henin, S., 1972. *El perfil cultural*. Mundi-Prensa, Madrid.
- López, A. y Vidal, M., 2000. Efecto de la aplicación de soluciones cálcicas sobre la conductividad hidráulica y propiedades químicas del suelo. *Agrochimica* 44, 49-60.
- López, A., Crende, P y Castelao, A., 2005. Uso del TDR en ensayos de movimiento de agua sobre columnas de suelo inalterado. En Samper, J. y Paz A. (ed): *VII Jornadas de Investigación en la Zona no Saturada del suelo (ZNS 05)*, 109-114.
- Porta, J., López-Acevedo, M. y Roquero, C., 2003. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Mundi-Prensa, Madrid, 245-271.
- Valles, V., Korsunskaya, L.P., Pachepskiy, Y.A. y Shcherbakov, R.A., 1990. Relation between the static and dynamic characteristics of the soil pore space. *Pochvovedeniye* 5, 38-42
- van Genuchten, M. Th., Wagenet, R.J., 1989. Two site/two region models for pesticide transport and degradation: Theoretical development and analytical solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 1303-1310.
- Yong, R.N., Warkentin, B.P., 1975. *Soil properties and behaviour*. Elsevier, Amsterdam.
- Young, E.G., 1991. Hydraulic conductivity of saturated soils. En Smith, K.A. and Mullins, E. (ed): *Soil Analysis*. M. Dekker, Nueva York, 161-208.

