

## El Comportamiento Físico-Funcional de los Suelos

Algunos criterios para la cuantificación y diagnóstico del comportamiento estructural del suelo, y su relación con la dinámica del agua y la producción de los cultivos.

**Autor: Ing. Agr. Rodolfo Gil - Instituto de Suelos. INTA Castelar.**

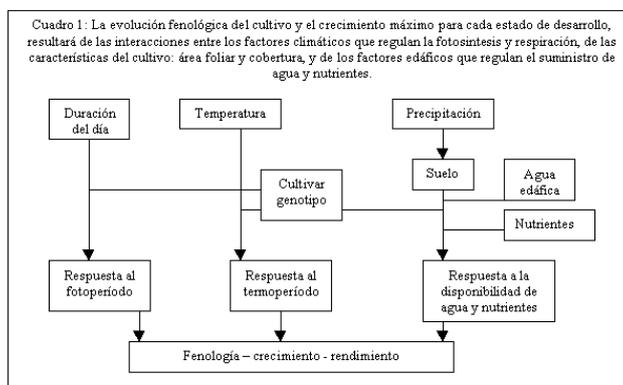
En los últimos años se han producido en la Región Pampeana importantes cambios en la adopción de sistemas de manejo conservacionista que producen efectos diferenciales sobre las distintas propiedades físicas de los suelos en comparación con los sistemas tradicionales. En este sentido se destaca el marcado aumento de la superficie sembrada bajo Siembra Directa en el último quinquenio, llegando en la presente campaña a superar las nueve millones de hectáreas. (AAPRESID 2001).

Esto destaca la importancia de intensificar los estudios relacionados con la dinámica de los procesos físicos en estos sistemas de producción y crea la necesidad de encontrar metodologías de medición y análisis para tal fin. Contar con herramientas para hacer un diagnóstico ágil, confiable y de bajo costo, que nos permita evaluar la condición física del suelo, será de utilidad para saber hacia donde nos encaminamos con la adopción de estas tecnologías.

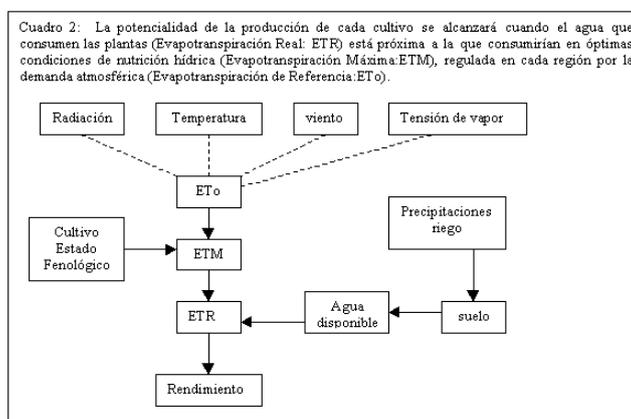
En una agricultura de precisión es fundamental mejorar la calidad de diagnóstico del funcionamiento físico del suelo con la finalidad de elaborar mejores estrategias de manejo. Al mismo tiempo de encontrar indicadores confiables y prácticos para el estudio de la evolución de los suelos en general, y de la dinámica del agua edáfica en particular.

El ambiente agrícola: un sistema complejo.

El proceso de producción agrícola es un sistema de múltiples variables en continua interacción, espacial y temporalmente. En este sistema llamado continuo suelo-planta-atmósfera cada propiedad no es un hecho aislado, sino que constituye una función de la planta, del suelo y del clima en forma conjunta. Cuadro 1.

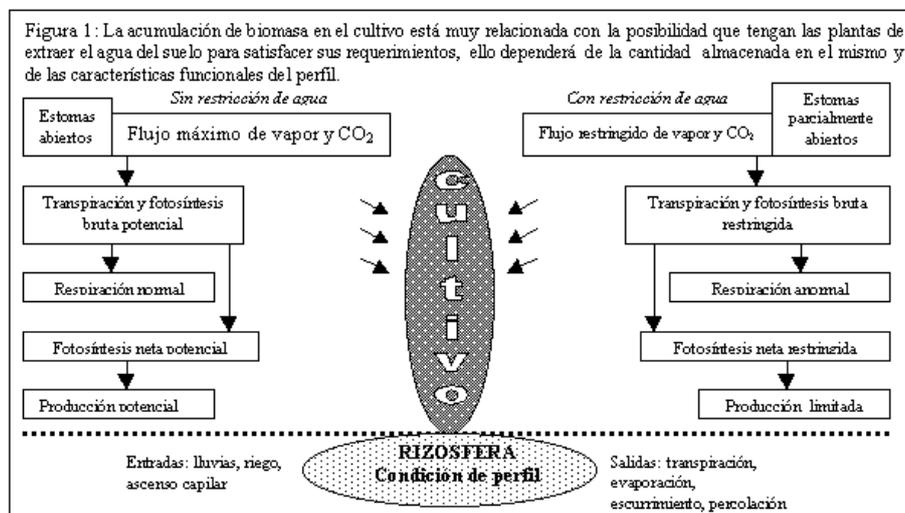


La producción de los cultivos está directamente relacionada con la transpiración. Cuadro 2.,



Los estomas sobre la epidermis de las hojas son las válvulas que permiten la difusión del vapor de agua desde estas a la atmósfera y simultáneamente permiten la entrada de dióxido de carbono para su fijación en el proceso de

fotosíntesis. Por lo tanto, la acumulación de biomasa en el cultivo está muy relacionada con la posibilidad que tengan las plantas de extraer el agua del suelo para satisfacer sus requerimientos. Figura 1.



La cantidad y tasa de absorción de agua y nutrientes por las plantas depende de la habilidad de las raíces de absorber la solución del suelo que está en contacto, como así también de la habilidad que tiene el suelo de suministrarla y transmitirla hacia las raíces a una velocidad tal que permita satisfacer los requerimientos de transpiración y crecimiento.

Cualquier factor adverso que altere el crecimiento y actividad de las raíces, como capas compactadas, inadecuada aireación, temperatura y estado hídrico del suelo entre otros, puede afectar parcial o severamente la actividad radical y por lo tanto la capacidad de producción del cultivo, del mismo modo que algunas propiedades del suelo, tales como una baja conductividad hidráulica, que puedan limitar el libre suministro de agua a las raíces. Por lo tanto se desprende la importancia de contar con un ambiente edáfico cuyas características funcionales le permitan a la planta expresar su potencial de producción desde este punto de vista.

Para que un suelo tenga óptimas condiciones de funcionamiento para el desarrollo de las plantas, debería presentar una estructura estable capaz de permitirle al vegetal la expresión de su potencial de crecimiento, sobre todo del sistema de raíces, sin impedimentos para la exploración del mayor volumen de suelo posible. Ello implica:

Condiciones de superficie con buena estabilidad de agregados para una correcta entrada y circulación de agua y aire, y transferencia de calor en el suelo.

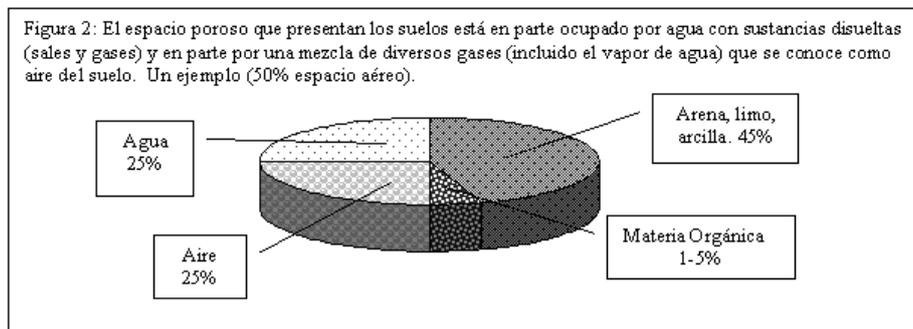
Buena capacidad de almacenaje de agua y libre movimiento de la solución agua más nutriente desde el suelo a la raíz

Ausencia de limitaciones, ya sean genéticas (naturales) o inducidas, en la profundidad del suelo para el desarrollo de raíces

La estructura funcional del suelo:

La estructura del suelo domina todas sus propiedades físicas y por lo tanto su funcionamiento.

Una manera posible de entender la complejidad de dicho funcionamiento es centrando la atención en su sistema poroso, en donde se cumplen todos los procesos físicos, químicos y biológicos. Figura 2



El sistema poroso del suelo impacta directamente sobre el balance de agua (entradas y salidas del sistema), en el funcionamiento hídrico (relaciones agua planta), en la entrada y difusión de gases y de calor, y en el desarrollo y crecimiento de las raíces.

De todas las propiedades del suelo, la porosidad es tal vez la más fácil, frecuente y ampliamente alterada por las operaciones de labranza o manejo sin laboreo. De estos supuestos se desprende entonces, que el conocimiento del funcionamiento estructural del suelo, con sus variaciones propias y aquellas modificadas por el hombre, permitiría eficientizar la habilidad de manipular el ambiente edáfico, para aumentar la eficiencia de uso.

La relación entre la capacidad de almacenaje y el movimiento del agua en los suelos, con la porosidad es evidente y fundamental. Sin embargo no es solamente la *cantidad total de poros* en el sólido lo que define el comportamiento hídrico del suelo, sino también y en muchos casos de manera predominante, las características específicas del sistema poral, en términos de forma, tamaño y distribución. Cuadro 3.

Desde el punto de vista agronómico, la distribución de tamaño no solo incide sobre la cantidad de agua que puede retener el suelo, sino que regula la energía con que la misma está retenida, el movimiento hacia la planta, hacia la atmósfera y hacia otras zonas del suelo; procesos todos regulados por diferencias de estados de energía. (concepto de potencial).

Cuadro 3: características funcionales del sistema poroso en relación al tamaño y estado de energía del agua.

TIPO	TAMAÑO (micras)	TENSIÓN (atm)	FUNCIÓN
Macroporos	> 60	0.05	Aireación; Infiltración; Conductividad Saturada
Mesoporos	60 – 10	0.05 -- 0.33	Conducción lenta
Microporos	10 – 0,2	0.33 – 15	Almacenaje
Microporos	< 0,2	< 15	Agua no disponible

Las principales características que se deberían considerar cuando se analiza el funcionamiento del sistema poroso son su *geometría* y su *estabilidad*.

La geometría del espacio poroso incluye la *distribución del tamaño de poros* (DTP) y la *continuidad* de dichos poros. Ambas características son altamente modificables por la labranza o por los sistemas de no laboreo, destacándose la actividad biológica.

Algunos estudios, que comparan la siembra directa por ejemplo, con la labranza muestran en las capas más superficiales del suelo, una reducción del volumen de poros de conducción (mayores a 60 micras), y con volúmenes equivalentes en el subsuelo. Por el contrario, otros trabajos manifiestan un aumento de este tamaño de poros en superficie en suelos no disturbados, proporcionalmente a la mayor actividad biológica y a la macrofauna, especialmente lombrices. Como resultado de los canales que estas producen, los que dejan las raíces de los cultivos

anteriores y las grietas naturales, el sistema de poros que se genera en un suelo no labrado en un tiempo determinado, suele enmascarar los efectos negativos de una posible densificación.

Generalmente los bioporos de canales de lombrices, insectos de suelos en general y raíces son más continuos, menos tortuosos y más estables que los macroporos creados por la labranza, resultando más efectivos para el movimiento del agua y del aire y para el crecimiento de nuevas raíces.

El efecto de la macroporosidad sobre el movimiento del agua ha sido desde siempre muy reconocido. A pesar de que la labranza convencional puede incrementar el volumen de los poros grandes, la continuidad de dichos poros puede ser destruida.

#### Movimiento del agua en el suelo en relación a las características del espacio poroso

La teoría del movimiento del agua en el suelo está basada en una generalización de la Ley de Darcy, deducida para la circulación en un medio poroso, que expresa que " la velocidad de circulación de agua en un medio poroso saturado, es directamente proporcional a la diferencia de presión hidráulica entre dos puntos y a la conductividad del suelo al agua, e inversamente a la distancia entre los dos puntos".

Este principio es aplicable tanto a flujos saturados como insaturados, sí bien en suelos no saturados, la conductividad depende mucho del potencial mátrico existente y del tipo de suelo.

El movimiento del agua a través del interior del perfil del suelo, es dominado por las características de dicho sistema poroso. El flujo de agua es gobernado por un factor hidráulico, un factor gravitacional y un factor de capilaridad del suelo. En un suelo no saturado el movimiento del agua está dado por la conductividad hidráulica y la sortividad.

Como el agua solo se trasmite a través de los poros, el flujo que circula será proporcional al diámetro de los poros, disminuyendo conforme los diámetros se reducen, pero esta disminución de velocidad, aparte del efecto geométrico, es aun en mayor grado para los pequeños poros, debido a que la movilidad de las moléculas de agua unidas a las partículas sólidas, es muy baja por los efectos de adsorción (sortividad). Conforme el contenido de humedad baja, disminuye el potencial mátrico y la conductividad tiende a disminuir con mayor rapidez.

En condiciones de saturación (o casi saturación), los suelos de textura gruesa presentan una mayor conductividad, como consecuencia del mayor tamaño de sus poros, que permiten una más fácil transmisión del agua. Sin embargo, a potenciales mátricos bajos, las mayores conductividades se logran en suelos de texturas finas, ya que poseen una sección efectiva de transmisión en esas condiciones, superior a los suelos de textura gruesa.

La cantidad total de agua que entra en un suelo, es mayor cuando el suelo se encuentra inicialmente seco que cuando está húmedo; no obstante, la velocidad de avance del agua (conductividad) a lo largo del perfil del suelo, es inferior en el caso de suelo seco.

#### Algunas consideraciones metodológicas para el diagnóstico del funcionamiento físico del suelo

Es conveniente recordar que los sistemas de flujo de los suelos están condicionados por un patrón natural que define a estos como medios esencialmente heterogéneos y anisótropos. En la práctica llegar a medir este patrón natural es muy difícil, por no decir que muchas veces resulta prácticamente imposible.

Parámetros físicos tales como la densidad aparente, humedad gravimétrica, resistencia mecánica, textura, etc., considerados aisladamente, para el diagnóstico del suelo no resultan suficientes cuando se desea determinar su potencialidad físico-funcional. Pero éstos, junto con otros parámetros dependientes como la porosidad total, porosidad de aireación o efectiva, y la conductividad hidráulica, en un análisis integrado, resulten más convenientes para estudiar y explicar los procesos físicos en el continuo suelo-planta.

#### DENSIDAD REAL Y DENSIDAD APARENTE

En el estudio de los suelos se distinguen dos tipos de densidad: la densidad real (o de partícula) que corresponde a la densidad de la fase sólida del suelo, y la densidad aparente que incluye el volumen de partículas y el volumen vacío de los poros.

La densidad aparente permite evaluar el efecto del manejo que se da al suelo, además este valor es necesario para referir los datos de los análisis de laboratorio a un volumen de suelo en condiciones de campo (ejemplo: determinación de la cantidad de materia orgánica, nitrógeno total, etc.), para el cálculo de la lámina de agua hasta una profundidad dada, y para calcular la porosidad total.

Densidad real o de partícula (dp)

En general para la mayoría de los suelos agrícolas, se pueden considerar valores de densidad de partícula de alrededor de 2,65 gr/cc. La materia orgánica presenta valores cercanos a 0,20 gr/cc.

Densidad aparente (dap)

Se refiere a la relación entre el peso seco de una muestra de suelo y el volumen que ocupó dicha muestra a campo, con su ordenamiento natural. Por lo tanto la dap variará en función de la textura, del estado de agregación, del contenido de materia orgánica, del manejo que recibió el suelo, del contenido de humedad (sobre todo en suelos con materiales expandibles).

El muestreo puede efectuarse con anillos, de relación diámetro/altura mayor a 1.

**POROSIDAD TOTAL (PT)**

Puede calcularse a partir de la dap con la siguiente fórmula:

$$PT = 1 - \text{dap}/dp$$

**POROSIDAD DE AIREACIÓN (Pa)**

En capacidad de campo, es la porosidad que no retiene agua y por lo tanto da una idea de la proporción de poros de mayor tamaño. A veces se la denomina porosidad efectiva. Se puede estimar fácilmente restando a la porosidad total la humedad de capacidad de campo expresada como humedad volumétrica.

$$Pa = PT - HV$$

**HUMEDAD EDÁFICA**

Es una forma de indicar la cantidad de agua presente en el perfil del suelo, a una dada profundidad, estrato u horizonte del suelo, en un momento determinado. Puede ser expresada de tres maneras:

como Humedad Gravimétrica (en relación a la masa) (g/g)

como Humedad Volumétrica (en relación al volumen) (cc/cc) ó

como Lámina (mm)

La HG es la relación entre la masa de la fracción líquida y la masa de la fracción sólida

$$HG = (\text{peso húmedo} - \text{peso seco}) / \text{peso seco}$$

Por ejemplo un suelo cuya HG es de 0,25 ó 25% tiene 0,25 g de agua por gramo de suelo seco, ó 25 g de agua en 100 g de suelo seco.

La HV es la relación entre el volumen de la fracción líquida y el volumen de la muestra seca.

Para convertir la humedad *gravimétrica* a la forma *volumétrica* hay que afectarla por la densidad aparente del suelo.

$$HV = HG * \text{dap}$$

Para el mismo ejemplo, un suelo con una dap de 1,25 g/cc, la HV será de 0,30 cc/cc o 30%; es decir 0,30 cc de agua por cada cc de suelo seco ó 30 cc de agua en 100 cc de suelo seco.

La humedad del suelo en términos volumétrico es más conveniente para el diagnóstico, por cuanto expresa más claramente el volumen de suelo que esta ocupado por agua. En otras palabras dos suelos pueden tener la misma humedad gravimétrica, pero distinto volumen de agua si las densidades son diferentes.

La L es una forma de expresión de mucha utilidad porque no depende del área. Para calcularla basta multiplicar la HV por la profundidad considerada. Por ejemplo si la profundidad de muestro para el ejemplo anterior fue de 25 cm

$$L = 0,30 * 250 \text{ mm} = 75 \text{ mm de agua (en dicha capa de 25 cm)}$$

## CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA e INFILTRACIÓN

Cuando una fuente de agua, se pone en contacto con la superficie del suelo, las etapas iniciales del movimiento del agua hacia el interior del perfil, son dominadas por las propiedades capilares del suelo. En estado estacionario, el flujo de agua es gobernado por un factor hidráulico, un factor gravitacional y un factor de capilaridad del suelo. En un suelo no saturado el movimiento del agua esta dado por: la *conductividad hidráulica* y la *sortividad*.

\* **Conductividad Hidráulica (K):** es una medida de la habilidad de un suelo de conducir agua bajo un gradiente de potencial hidráulico. Describe la conductividad hidráulica de un medio poroso. (longitud/tiempo)

\* **Sortividad (S):** es una medida de la habilidad que tiene un suelo de absorber agua durante el proceso de humedecimiento. En general cuanto mayor es el valor de **S**, mayor será el volumen de agua que puede ser absorbida y en forma más rápida. (longitud/tiempo<sup>1/2</sup>)

\* **Infiltración (I):** se refiere a la entrada del agua al perfil del suelo a través de la superficie del mismo. Este proceso es controlado por muchos factores, uno de los cuales es la estructura de la superficie. La ecuación que relaciona la infiltración acumulada en un tiempo transcurrido (Philip 1957), toma la forma:

$$I(t) = S_1 t^{1/2} + S_2 t + S_3 t_{3/2} + \dots + S_n t_{n/2} + K_0 t \quad (1)$$

En la cual, la sortividad,  $S_1$ , describe la absorción de agua por el suelo como resultado del gradiente de potencial mátrico. Para cortos periodos de tiempo:

$$I(t) = S_1 t^{1/2} + K t \quad (2)$$

Las ecuaciones (1) y (2) indican que cuando el suelo está seco, la tasa de infiltración inicial es alta debido a la sortividad (por ej.: alto gradiente de potencial mátrico entre el suelo y la lámina de agua aplicada), pero a medida que transcurre el tiempo la velocidad de infiltración alcanza una tasa constante o "estacionaria", a menudo llamada *Infiltración básica*, y que se asemeja mucho al valor de Conductividad Hidráulica saturada.

El desarrollo y mejoramiento de métodos y equipos para la medición e interpretación de las propiedades físicas de los suelos ha permitido últimamente avanzar en los conocimientos del funcionamiento hídrico en particular

La utilización de la Conductividad Hidráulica como parámetro de medición en si mismo o complementariamente con la Densidad Aparente, mejoraría y facilitaría el análisis e interpretación para un mejor diagnostico del estado funcional del suelo.

La tasa de infiltración ocasionalmente medida con cilindros, muchas veces resulta imprecisa, e insume mucho tiempo.

En nuestro país los métodos de laboratorio sobre muestras de suelo no disturbado, siguen siendo hasta el presente muy utilizados, constituyendo el patrón de referencia de otras técnicas. Sin embargo para que cumplan dicha función debe presentar una serie de requisitos tanto en el diseño de los equipos como en el tratamiento de las muestras, preparación de la solución, etc. No obstante uno de los principales inconvenientes esta dado por el volumen relativamente pequeño de la muestra, que no resulta así representativo de los macroporos, grietas y otros detalles de la estructura que se presentan en el campo. Otro inconveniente reside en la forma en que son extraídas las muestras, mediante golpes o aplicando presión, afectando la continuidad de los macroporos, subestimando o sobrestimando el verdadero valor de la conductividad hidráulica.

Estos inconvenientes pueden ser salvados en gran medida efectuando las mediciones directamente en el sitio de estudio, para lo cual una gran cantidad de métodos de campo es mencionada por la literatura para la determinación de la conductividad hidráulica en condiciones de saturación y no-saturación. Pero muchas de estas técnicas generalmente consumen tiempo, resultan tediosas y costosas, sobre todo cuando se requieren un gran número de repeticiones.

En contraposición, recientemente se han desarrollado una serie de métodos de campo de diseño simple, confiabilidad y rapidez, como son el permeámetro Guelph, ya desarrollado comercialmente; el permeámetro compacto de carga constante, y otros que permiten medir las propiedades hidráulicas del suelo como el permeámetro de disco y el infiltrómetro de tensión.

En base a la mencionada información internacional, el Instituto de Suelos del INTA Castelar viene desarrollando en los últimos años equipos de construcción sencilla, de funcionamiento ágil y confiable para el estudio de la dinámica del agua en el suelo (Gil 1999).

## INFILTRÓMETRO y PERMEÁMETRO DE DISCO

Este instrumento está diseñado para medir las propiedades hidráulicas del suelo en condiciones de campo. Presenta la ventaja de poder hacer mediciones rápidas, directamente de una superficie reducida del suelo con un mínimo o nulo disturbio.

### PROCEDIMIENTO DE CÁLCULOS:

Ejemplo de Planilla de Registro y Cálculos del Permeámetro-Disco

Lectura (cm)	Tiempo (min)	Tiempo, t (hora)	t. Parcial (hora)	tiempo <sup>1/2</sup> h <sup>1/2</sup>	I.parcial (cm)	I.acum. (cm)	Vel.Inf. (cm/h)
0	0.00	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.000
1.5	0.50	0.008	0.008	0.091	0.19	0.19	23.256
2.7	1.00	0.017	0.008	0.129	0.16	0.35	18.605
3.7	1.50	0.025	0.008	0.158	0.13	0.48	15.504
4.5	2.00	0.033	0.008	0.183	0.10	0.58	12.403
5.8	3.00	0.050	0.017	0.224	0.17	0.75	10.078
6.8	4.00	0.067	0.017	0.258	0.13	0.88	7.752
7.5	5.00	0.083	0.017	0.289	0.09	0.97	5.426
10.7	10.00	0.167	0.083	0.408	0.41	1.38	4.961
13.3	15.00	0.250	0.083	0.500	0.34	1.72	4.031
15.6	20.00	0.333	0.083	0.577	0.30	2.02	3.566
17	25.00	0.417	0.083	0.645	0.18	2.20	2.171
18	30.00	0.500	0.083	0.707	0.13	2.33	1.550
19.2	40.00	0.667	0.167	0.816	0.16	2.48	0.930
20.3	50.00	0.833	0.167	0.913	0.14	2.62	0.853
21.3	60.00	1.000	0.167	1.000	0.13	2.75	0.775
22.3	70.00	1.167	0.167	1.080	0.13	2.88	0.775
23.1	80.00	1.333	0.167	1.155	0.10	2.98	0.620
24	90.00	1.500	0.167	1.225	0.12	3.10	0.698

I.parcial =  $(L_n - L_{n-1}) \cdot f$        $L_n$  y  $L_{n-1}$  : lecturas a  $t_n$  y  $t_{n-1}$     f: factor de calibración = 0,1292

Velocidad de Inf. =  $I_p / t_p$

### INFILTRACION (I)

La lámina de agua que infiltró (I) en el suelo en un tiempo (t), es la cantidad de agua que ha entrado en el suelo en ese tiempo, en un área de la sección transversal, correspondiente a la del disco.

La *Infiltración parcial (In)* se calcula a partir de cada una de las lecturas registradas usando la siguiente relación:

$$I_n = (L_n - L_{n-1}) \cdot f$$

$L_n$  y  $L_{n-1}$  son una lectura y su inmediata anterior en los tiempos  $t_n$  y  $t_{n-1}$  respectivamente; y  $f$  es el factor de calibración del equipo: **0,1292**.

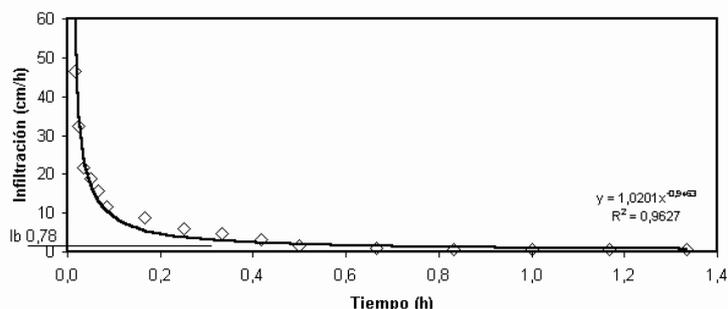
La *Infiltración acumulada (Ia)*, es la suma para cada uno de los valores de  $I_n$ .

$$I_a = I_n + I_{n+1}$$

La *Velocidad de Infiltración (Ii)*, en un instante determinado será la relación entre la  $I_p$  y  $t_p$ , (grafico 1), es decir:

$$I_i = (L_n - L_{n-1}) \cdot f / (t_n - t_{n-1})$$

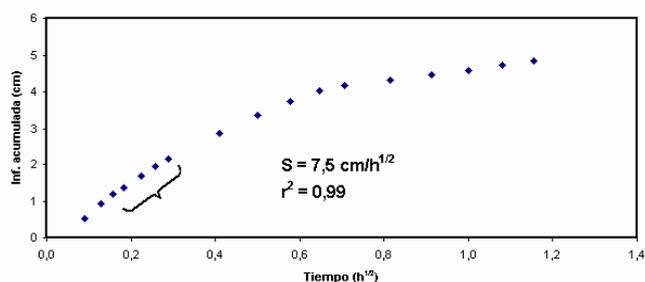
Graf. 1: Tasa de Infiltración



### SORTIVIDAD ( $S_o$ )

La sortividad ( $S_o$ ) se puede calcular a partir de las mediciones de  $I(t)$  realizadas durante la primera etapa de la infiltración. Para calcular  $S_o$  graficar la  $Ia$  sobre el eje de ordenadas (y), en función de la raíz cuadrada del tiempo,  $t^{1/2}$  sobre el eje de abscisas (x). La pendiente de la porción lineal es la Sortividad y presenta unidades de longitud/tiempo<sup>1/2</sup>. (Gráfico. 2).

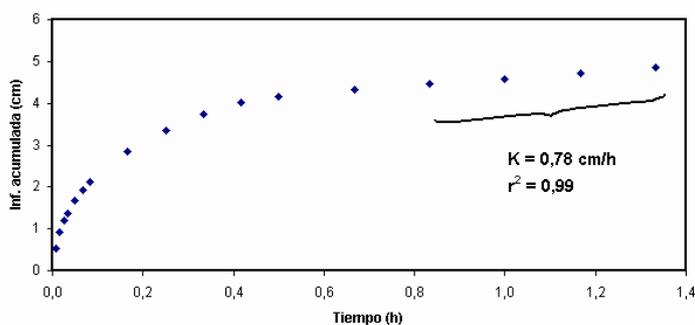
Graf. 2: Sortividad



### FLUJO ESTACIONARIO ( $K$ ).

Se puede estimar a partir de las mediciones de  $Ia(t)$  en la etapa final. Es la pendiente de la sección lineal de la  $Ia$  graficada en función del tiempo ( $t$ ) (Gráfico3). Presenta unidades de longitud/tiempo. Es equivalente a la **Conductividad Hidráulica Saturada**.

Graf. 3: Flujo Estacionario

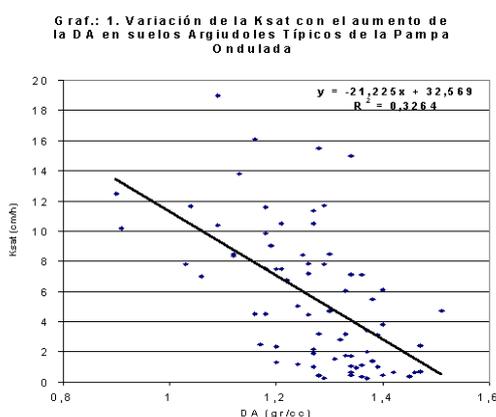


## EJEMPLOS CON RESULTADOS EXPERIMENTALES

Relaciones entre las características del sistema poroso y la conductividad hidráulica saturada y no saturada en un Argiudol típico, serie Capitán Sarmiento. (Gil R., Borrell O., 2000)

El relativamente alto porcentaje de arcilla y limo fino que presentan estos suelos, le confieren a los mismos propiedades de dilatación y contracción importantes, y también características hídricas particulares como ser la de poseer una conductividad hidráulica (K) muy variable dependiendo de la condición estructural y del contenido de humedad en un momento determinado.

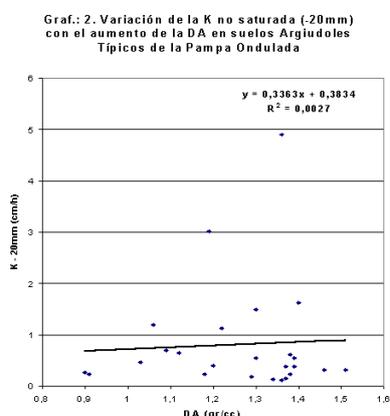
El gráfico 1 describe la variación de la Ksat con el aumento de la DA para un amplio rango de valores encontrados en los sitios seleccionados, que oscilan desde 0,9 a 1,51 gr/cc. Se observa que existe una relación inversa entre la Ksat y la DA. Sin embargo el ajuste que presenta la misma es muy bajo, observándose que por ejemplo para densidades medias de 1,25 gr/cc encontramos Ksat entre menos de 1 y más de 12 cm/h.



Este comportamiento general, muy posiblemente sea debido a que el aumento de la DA trae aparejado una disminución en el volumen total de poros del suelo. Pero como se ve en el gráfico el comportamiento de la Ksat es muy variable, dado que el mismo no solo está regido por la PT sino que además está influenciado en gran medida por la distribución del tamaño, la continuidad y la estabilidad del sistema poroso.

Por otra parte está ampliamente demostrado el rol fundamental que cumplen los macroporos continuos en la Ksat.

En el gráfico 2, se observa que al eliminar el efecto de los macroporos los niveles de K para los suelos estudiados son muy bajos, y el ajuste de este comportamiento con la DA es despreciable.



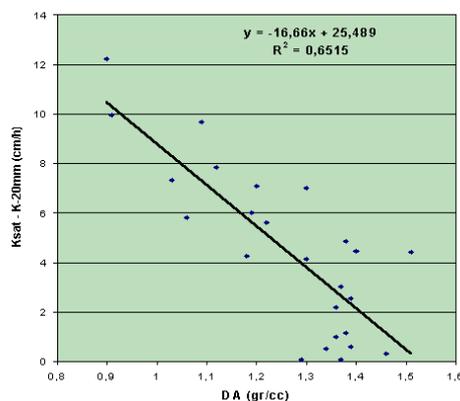
En base a lo observado surge la necesidad de estudiar la relación existente entre el movimiento del agua y la macroporosidad.

Ya en 1977 Scott Rusell observó la disminución de la PT por pasar de una DA de 1.24 a 1.52 gr/cc, valores semejantes a los encontrados en nuestro trabajo. Pero lo llamativo del trabajo de Scott Rusell, es la disminución de los macroporos (mayor a 1.2 mm) y mesoporos (0.1 a 1.2 mm), y el aumento correspondiente de los microporos (menores a 0.006 mm).

Justamente, como surge del análisis de la ecuación de capilaridad, los macro y mesoporos participan en el movimiento del agua en el flujo saturado. Por otra parte según Poiseville, la velocidad de un fluido en un tubo es proporcional a la cuarta potencia de su radio. Esto nos está indicando la importancia de considerar en el sistema poroso, no solo la PT como surge del análisis de la DA, sino además la distribución del tamaño. Así por ejemplo, de acuerdo a Poiseville una reducción a la mitad en el diámetro de los poros del suelo, implicaría reducir dieciséis veces la velocidad del agua dentro de los mismos.

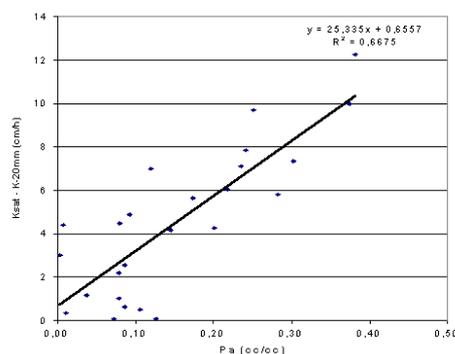
El gráfico 3 muestra como al aislar el efecto de los poros menores a 1.5 mm, la relación entre la Ksat y la variación de la DA aumenta significativamente, lográndose pasar de un r2 de 0.32 a un r2 de 0.65. Por otra parte si se compara el gráfico 3 con el gráfico 2, se observa claramente el aumento de los valores de Ksat producto de la participación de la macroporosidad en cuestión, pasando de un rango cercano a cero y 1.5 cm/h a un rango cercano a cero y 12 cm/h, dependiendo del grado de densificación del suelo.

Graf.: 3. Efecto del aumento de la DA sobre el funcionamiento de la macroporosidad en suelos Argiúdoles Típicos de la Pampa Ondulada

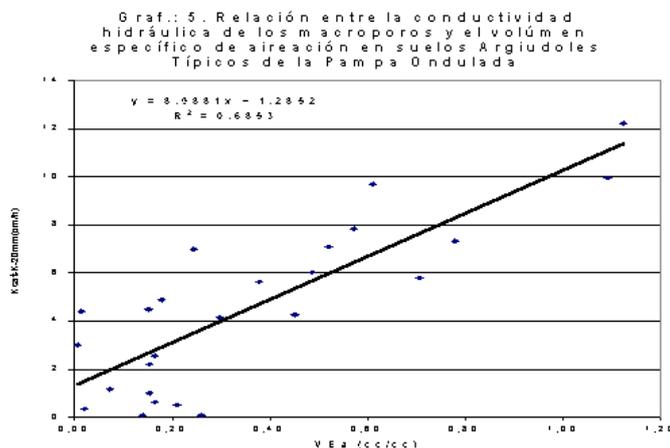


Una forma de corroborar lo dicho es analizando la posible relación existente entre los valores calculados de Pa en capacidad de campo y los observados de Ksat en poros mayores de 1.5 mm. El gráfico 4 muestra dicha relación con un ajuste levemente superior al descrito anteriormente (r2 0.66).

Graf.: 4. Relación entre la conductividad hidráulica de los macroporos medida, y la porosidad de aireación (Pa) en suelos Argiúdoles Típicos de la Pampa Ondulada



Parámetros como la DA y contenido de agua gravimétrica, no resultarían de los más adecuados en el análisis de la evolución de los suelos estructurados y / o labrados. Sería más conveniente un análisis basado en Volúmenes Específicos (VE) o Relación de Vacíos. Siguiendo esta sugerencia, se analizó la relación entre la participación de los macroporos superiores a 1.5 mm con la Pa expresada como VEa, lográndose un mejor ajuste y corroborando una vez más la íntima relación existente entre la macroporosidad y la Ksat (gráfico 5).



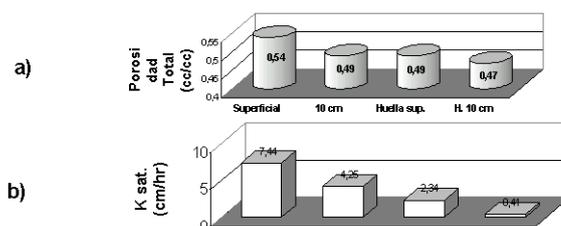
Aunque es necesario avanzar en estos conocimientos, los resultados obtenidos en estos trabajos demuestran la posibilidad de utilizar las mediciones de Ksat como un indicador confiable para el estudio del comportamiento funcional del sistema poroso, en especial de los poros de aireación y flujo rápido.

Por lo tanto, en planteos de siembra directa y teniendo en cuenta la generación de macroporos biológicos por raíces, lombrices, etc., este parámetro constituiría un mejor indicador que la mera determinación de la DA, complementándose con la misma.

En la práctica para demostrar lo analizado y observar el comportamiento de la condición estructural del suelo a través de la Ksat como indicador, se hicieron mediciones en situaciones contrastantes por compactación generada por el tránsito de la maquinaria.

En el gráfico 6.a se muestran los valores promedios de PT en la zona superficial y subsuperficial (10 cm) sin paso de la maquinaria, y superficial y subsuperficial (10 cm) con paso de la maquinaria (sobre la huella), y para cada situación los correspondientes valores promedios de Ksat (gráfico 6.b). Obsérvese que los mayores valores de Ksat (7.44 cm/h) corresponden a la zona superficial sin paso de la maquinaria con valor promedio de PT 0.54 cc/cc. Por otra parte la zona subsuperficial sin paso de la maquinaria presentó la misma Pt que en superficial de la huella, con valores de 0.49 cc/cc, sin embargo la Ksat en la zona superficie huella fue significativamente menor que la subsuperficial sin compactación casi a la mitad, lo cual estaría relacionado con la incidencia de la compactación en la disminución de la macroporosidad.

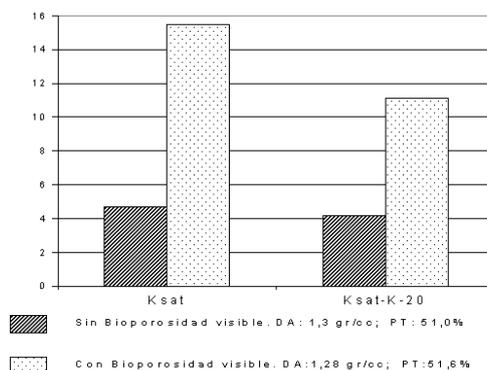
Graf.: 6. Efecto del tránsito de maquinaria en lotes de SD sobre la Conductividad Hidráulica en suelos Argiudoles Típicos de la Pampa Ondulada



Un efecto más marcado puede observarse en la zona subsuperficial con huella, en la cual para una PT de 0.47 cc/cc comparada con el 0.49 cc/cc de la subsuperficial sin huella, la Ksat pasó de 4.25 cm/h en sin huella a 0.41 cm/h en la huella. Esto demuestra una vez más como la Ksat resaltó estas diferencias en el comportamiento funcional del suelo, más que la observada a través de la PT. En otras palabras, mientras que la PT disminuyó un 4%, la Ksat mostró una variación del 90%.

Otro caso observado sobre un lote de pradera fue el efecto de la macroporosidad generada por insectos de suelo. En el gráfico 7 se observa que para valores de DA (y PT) prácticamente iguales (1,30 y 1,28 gr/cc), la Ksat aumenta significativamente en la situación con actividad biológica pasando de 4.7 a 15.5 cm/h. Del mismo modo la participación de poros mayores a 1.5 mm de diámetro de 4.16 a 11.1 cm/h, diferencias estas no detectadas a través del parámetro de DA.

Graf.: 7. Variación de la Ksat por efecto de la Bioporosidad en suelos Argiúdoles Típicos de la Pampa Ondulada



Algunas Consideraciones útiles para ampliar los criterios de diagnóstico del agua disponible para los cultivos:

El contenido de agua que presenta un suelo en un momento determinado, depende de sus propiedades transmisivas y de los gradientes hidráulicos, ambos aspectos condicionados por la porosidad, asimismo pasible de ser modificad por distintos factores. Por lo tanto, la capacidad de almacenaje debe medirse, para cada suelo en particular, en condiciones de campo, siendo que las mediciones de laboratorio representan valores no siempre muy confiables.

A pesar de la difusión que presenta el concepto de intervalo de humedad disponible ó agua útil (diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente), es necesario resaltar que en la naturaleza las cosas no son tan sencillas y "matemáticas", ya que parte del agua gravitacional también está disponible cuando el flujo pasa por donde están las raíces de las plantas.

Bajo el supuesto de que el agua está menos disponible conforme el contenido de agua disminuye por debajo de la capacidad de campo, se debe tener en cuenta que en los procesos de transpiración y crecimiento, la tensión hídrica de la planta, no solo depende de la tensión hídrica del suelo, y del estado de desarrollo del cultivo, sino también de la demanda atmosférica de agua, con lo cual en días muy secos y con fuertes vientos, las plantas pueden sufrir sequías aunque el suelo esté en las proximidades de la capacidad de campo y por el contrario, pueden vegetar y crecer óptimamente en suelos relativamente secos cuando la demanda atmosférica sea baja. Por lo tanto las constantes hídricas de capacidad de campo y punto de marchites permanente no deberían ser tomada con demasiada rigurosidad en el diagnóstico de las relaciones suelo-agua-planta.