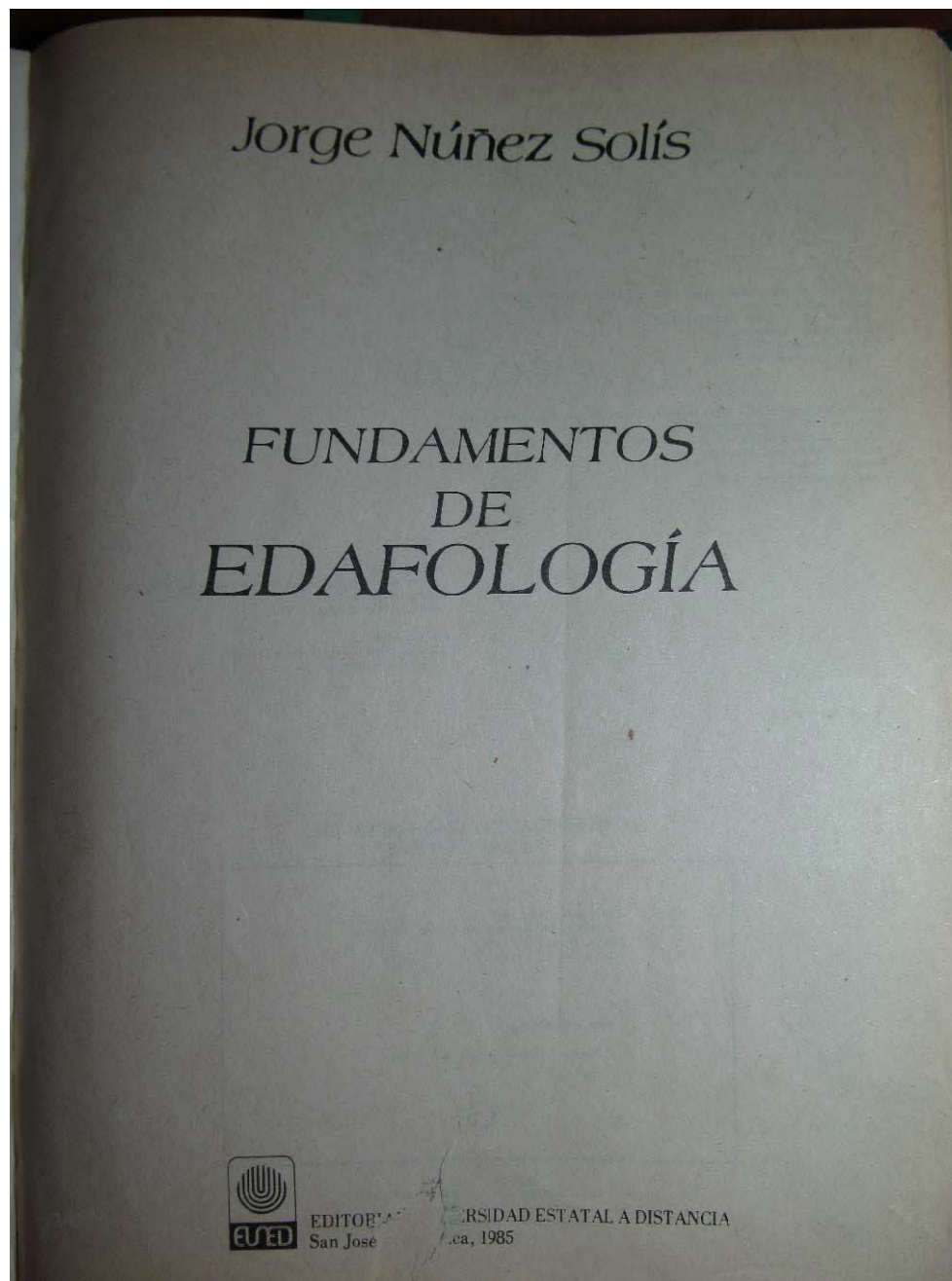
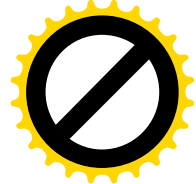
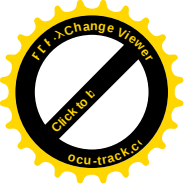


...te del capítulo de propiedades físicas del suelo. Obtenido de:





Las *Clases* o tamaño en la estructura del suelo se indican en el Cuadro 3.3.

El *Grado de desarrollo* de la estructura es la resistencia de los "pedos" a ser destruidos bajo presión. Cuando se les aplica presión y no se destruyen se dice que la estructura es fuerte, mientras que si se destruye, es débil. Generalmente en el campo, a las unidades estructurales se les aplica presión, tomándolas entre los dedos pulgar e índice de la mano. En general las unidades tienen cierto grado de humedad. En muestras secas la resistencia se incrementa,

pero se asume, que secas o completamente secas, no reflejan la estabilidad estructural propia del suelo. En el laboratorio se puede analizar la estabilidad de los agregados estructurales en seco o en húmedo. Tal metodología no es incluida aquí.

Por su grado de desarrollo la estructura del suelo se clasifica en:

Fuerte
Débil
Moderada

CUADRO 3.3
TIPOS Y CLASES DE ESTRUCTURA, EN RELACION A SU TAMAÑO
(ver relación de ejes) Ambitos en mm [11]

CLASES	TIPOS	LAMINAR	GRANULAR MIGAJOSA	BLOQUES ANGULARES Y SUBANGULARES	PRISMÁTICA Y COLUMNAR
Ejes					
Muy fina		< 1	< 1	< 5	< 10
Fina		1-2	1-2	5 a 10	10 a 20
Media		2-5	2-5	10 a 20	20 a 50
Gruesa		5 a 10	5 a 10	20 a 50	50 a 100
Muy gruesa		> 10	> 10	> 50	> 100

3. DENSIDAD

La densidad se refiere al peso seco en gramos de materiales sólidos dentro de un volumen definido. Como el suelo está constituido por partículas que difieren en tamaño y forma, e incluye espacios porosos entre las partículas, las relaciones de masa por volumen originan dos conceptos: *densidad aparente* y *densidad real* o *de partículas*.

Se define como *densidad aparente*, a la relación:

peso de suelo seco al horno, a 105°C por 24 horas/volumen total de la muestra de suelo incluyendo el espacio poroso.

Se define como *densidad real* o *densidad de partículas*, a la relación:

peso de suelo seco por unidad de volumen sin incluir el espacio poroso.

Ambas se expresan en g/cm³ y tienen un ámbito normal de valores que es influenciado por el tipo de material parental que dio origen al suelo, el contenido de materia orgánica, la presencia de ciertos minerales primarios en la muestra, el grado de compactación y parcialmente por la clase textural.

La densidad aparente varía desde 0.1 g/cm³ o menos en suelos orgánicos, hasta 1.6 g/cm³ en suelos minerales. Puede llegar hasta valores de 1.8 g/cm³ en suelos arenosos y 2.0 g/cm³ en suelos compactados. [1, 4, 8].

La densidad real o *densidad específica relativa*, también llamada densidad de partículas, tiene un ámbito de valores que oscila entre 1,65 g/cm³ en suelos de alto contenido de material orgánico, hasta 2,90 g/cm³ si hay en el suelo minerales pesados como zircón y turmalina. Se acepta como promedio general o normal en los suelos una densidad real de 2,65 g/cm³ [1, 4, 8, 15].

Como la densidad aparente incluye el espacio poroso, a mayores valores de densidad aparente disminuye proporcionalmente la porosidad del suelo. Relacionado con la clase textural, es dable asumir qué tipo de poros: macro o microporos, predominan en el suelo.

La relación entre la densidad aparente y la densidad real del suelo, permite calcular el porcentaje del espacio poroso (n), utilizando la siguiente fórmula:

$$n = \left(1 - \frac{D. \text{ aparente}}{D. \text{ real}} \right) 100 \text{ (adimensional)}$$

Los conceptos de densidad aparente y densidad de partículas o real

Por ejemplo: Si un suelo tiene una densidad aparente de 1.1 g/cm^3 y una densidad real de 2.30 g/cm^3 , tendrá una porosidad, expresada en porcentaje de:

$$n = \left(\frac{1 - 1.10}{2.30} \right) 100 = 52.17\%$$

El valor $n = 52.17\%$, permite interpretar la porosidad del suelo y su grado de compactación. Por regla general, a menor porosidad (menor valor de n) los suelos son más compactos. Este valor n no permite interpretar por sí solo las relaciones de infiltración o de permeabilidad, a menos que se asocie con la clase textural correspondiente. Tampoco permite describir las relaciones entre agua y aire del suelo, a menos que se conozca el régimen de precipitación del área, se analice la influencia del relieve y se realice un balance hídrico, lo que implica determinar la evapotranspiración potencial y real de los suelos.

Los valores de densidad aparente que presenten los suelos son influenciados por:

1. Contenido de materia orgánica.
2. Material parental que le ha dado origen. Por ejemplo, los suelos derivados de cenizas volcánicas generalmente tienen una densidad aparente que fluctúa entre 0.70 y 0.98 g/cm^3 .
3. Nivel de compactación. El continuo paso de maquinaria pesada o de animales de campo, o arar a una profundidad similar todos los años, puede producir capas compactas que dificultan la percolación del agua, e impiden o restringen la penetración de raíces; al análisis de laboratorio tales capas presentan altos valores de densidad aparente.

4. EL AGUA DEL SUELO. PROPIEDADES IMPORTANTES

El agua es una sustancia que se presenta en la naturaleza en tres estados: sólido, líquido y gaseoso (o en forma de vapor). Su molécula está formada por dos átomos de hidrógeno unidos a un átomo de oxígeno a través de enlaces covalentes, formando un ángulo de aproximadamente 105° (Figura 3.5).

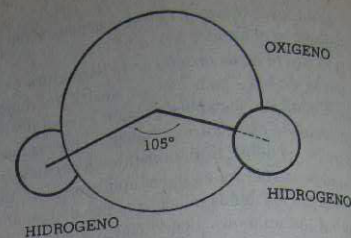


FIGURA 3.5 Esquema de una molécula de agua [6].

La distribución espacial asimétrica de la molécula produce un desbalance de cargas: una parte de la molécula tiene carga positiva y la otra carga negativa, mostrando polaridad. Por esta asimetría las moléculas de agua se asocian entre sí a través de puentes de hidrógeno. Este fenómeno se define como *cohesión*.

Esta propiedad de formar puentes de hidrógeno, no sólo entre sí sino con otros compuestos y sólidos, así como su polaridad, permiten al agua su acción solvente, lo que beneficia a las plantas, ya que de esta manera los elementos esenciales para su crecimiento están disueltos y disponibles en el agua formando la llamada "solución de suelo", de donde las plantas absorben los elementos que necesitan para desarrollarse.

La tendencia a adherirse a sólidos como madera, suelo, roca, vidrio, etc., se conoce como *adhesión* o *fuerzas interfaciales* (atracción entre sustancias diferentes) [3, 8].

La *tensión superficial* del agua es un fenómeno de superficie en el límite entre un líquido (en este caso agua) y un gas. Las fuerzas de cohesión entre las moléculas del agua son mayores que las fuerzas interfaciales líquido-gas, por lo que la superficie del líquido tiende a contraerse. La adhesión es una fuerza adicional, de donde la tensión superficial es producto de la adhesión y la cohesión. Dentro de un tubo capilar, así llamado por su pequeño diámetro, el agua tiende a formar un menisco cóncavo. El ascenso del agua en un capilar, se debe en parte a la cohesión y adhesión del agua, y parcialmente a la presión capilar. La presión es la diferencia de presión entre la presión atmosférica (P_a) y la presión interna sobre el agua del capilar (p_i), donde:

$$p_i = \frac{2 T \cos \alpha}{r}$$

*Ver Figura 3.6 y la correspondiente simbología.

La polaridad de la molécula de agua

Las fuerzas de adhesión

Para saber más: el concepto de ascenso capilar

El ascenso capilar es un fenómeno derivado de la tensión superficial; el agua asciende por un tubo capilar por adhesión y cohesión. Este fenómeno es afectado por el radio del capilar; a mayor diámetro, es menor el ascenso. El menisco cóncavo que es generado por la tensión superficial, forma un ángulo con la pared del capilar. El coseno de este ángulo se incluye en la ecuación de ascenso del agua en el capilar. Generalmente para valores de ángulos pequeños (1-7 grados) el valor coseno es aproximadamente de 1. En la Figura 3.6 se observa que el agua tiende a ascender por el capilar con una fuerza F_1 que es igual a $2\pi r t \cos \alpha$ y tiende a bajar por una fuerza F_2 que es igual a $\pi r^2 h \rho g$. La altura hasta la que asciende el agua es el punto en el que se equilibran ambas fuerzas, $F_1 = F_2$, donde:

$$2\pi r t \cos \alpha = \pi r^2 h \rho g$$

Si se despeja h , y se cancelan términos, la igualdad queda expresada así:

$$h = \frac{2T \cos \alpha}{r \rho g}$$

Esta ecuación nos indica que la altura de ascenso en el capilar es inversamente proporcional al radio del capilar. Esto se conoce como *Ley de Jurin* [7].

- T: Tensión superficial, g/seg² (También se suele expresar T en dinas/cm². Como una dina = $\frac{g \cdot cm}{seg^2}$ al cancelar los respectivos términos queda expresada T en g/seg²).
- r: Radio, cm.
- ρ : Densidad del agua, g/cm³.
- g: Aceleración de la gravedad, cm/seg².
- α : Angulo de contacto del agua con la pared del sólido.

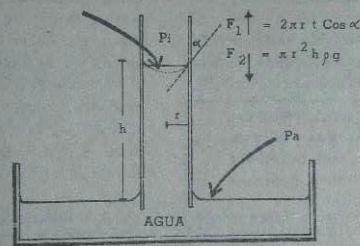
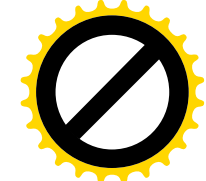


FIGURA 3.6 Diagrama que muestra los componentes de las ecuaciones de ascenso en un capilar.

ACTIVIDAD N° 10

1. Con una pala limpie la superficie de un corte de carretera

- Observe si se presentan bandas (horizontes en este perfil de suelo).
- Separe el primer horizonte, usualmente de color oscuro y observe en él las pequeñas partículas de formas geométricas irregulares. ¿Son estas unidades texturales o estructurales?
- Compare las pequeñas unidades con los esquemas de la Figura 3.4 ¿Qué tipo de estructura tienen?
- Observe la vegetación que crece sobre el suelo. ¿Tiene influencia sobre el desarrollo de raíces en la estructura?
- Observe el horizonte inferior inmediato. ¿Son las unidades estructurales de igual tamaño y tipo?



El potencial de agua del suelo

- e) Aplique presión a muestras de partículas de ambos horizontes. Humedézcalas ligeramente si están secas. ¿Se destruyen fácilmente al aplicar presión o la resisten? ¿Cómo se llama esta propiedad?

2. Consiga un frasco de vidrio y llénelo con agua.

- a) Coloque cuidadosamente en su superficie, una aguja. ¿Flota la aguja? ¿A qué se debe esta propiedad?
- b) Si tiene una varilla de vidrio muy delgada, hueca internamente y abierta por ambos extremos, colóquela dentro del frasco con agua. ¿Asciende agua? ¿Cuál es la razón?
- c) La h de ascenso en un capilar es de 543 cm y se tiene una tensión superficial de 72.4 dinas/cm, una densidad de agua de 1 g/cm³ y un ángulo de contacto agua-vidrio de 3°. Usando la constante de aceleración gravitacional: ¿Qué diámetro interno tiene el capilar? Use la fórmula $r = \frac{2T \cos \phi}{\rho g h}$

4.1 Estado energético del agua del suelo. Potencial de agua

La energía potencial de un cuerpo se define por su posición relativa respecto a un nivel de referencia. Se expresa en kg.m².seg.⁻².

Dado nuestro interés en las relaciones energéticas del agua del suelo y en su disponibilidad para las plantas, definiremos potencial del agua como:

el trabajo requerido para transportar una cantidad de agua unitaria desde un nivel dado con potencial cero (A), hasta una nueva posición con un potencial definido (B)

[8, 13]

El potencial químico del agua pura, se define por la siguiente ecuación:

$$a = \frac{\text{Energía libre del agua}}{\text{mol de agua}} = RT \ln e/e^0$$

Ecuación a

donde:

- ψ
- a = potencial químico del agua pura.
- R = constante universal de los gases, 0.082054 litros atm/grados K. mol.
- T = temperatura absoluta en grados Kelvin.
- e = presión de vapor de la disolución (o agua del suelo). Aquí se asume como agua pura.
- e^0 = presión de vapor del agua pura. (Presión de referencia en los manuales).
- $\ln$ = logaritmo neperiano.

Dado que en el agua pura $e = e^0$ y el $\ln e/e^0 = \ln 1 = 0$, el potencial químico del agua pura es cero. Pero si se adicionan sales al agua pura disminuye su presión de vapor, y la razón e/e^0 es menor que la unidad (menor que 1) y el $\ln$ de un número menor que 1 pero mayor que cero (por ejemplo 0.9) es negativo, lo que indica que en una disolución hay menor potencial o capacidad de realizar trabajo.

Cuando el potencial químico del agua pura se expresa en función del volumen parcial o molar del agua (V), referido a un sistema cualquiera donde esté presente una disolución, obtenemos el potencial del agua dentro de ese sistema.

A esto corresponde la siguiente ecuación:

$$\psi_s = \frac{RT \ln e/e^0}{V} = \text{erg/cm}^3$$

Ecuación b

donde:

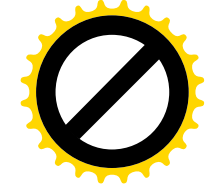
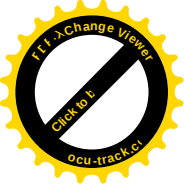
ψ_s = potencial del agua dentro de un sistema (ejemplo, el agua del suelo).

Básicamente en una disolución (mezclas homogéneas), el potencial del agua dependerá de:

1. La energía libre por molécula de agua.
2. La concentración de moléculas de agua.

Considerando los conceptos 1 y 2 el potencial dependerá de la fracción molar del agua, ya que la presencia de solutos (sales, etc.) reduce su capacidad de realizar trabajo.

Con la ecuación (b) el potencial queda expresado por unidad de volumen, ergios/cm³ ya que V es igual a cm³/mol, o sea:



Cuidado con las unidades ya que las que se trabajan en este libro están obsoletas (considerar los conceptos generales!!)

$$\Psi = \frac{RT \ln e/e^0}{V} = \frac{\text{litró atm}}{\text{grado K mol}} \cdot \frac{\text{grado K}}{\text{cm}^3 \text{ mol}} = \text{atmósfera}$$

Ecuación c

En esta ecuación (c), si la presión de vapor del sistema es igual a la del agua pura o libre, entonces el $\ln e/e^0 = 0$ y la diferencia de potencial entre la disolución y el agua pura es cero, por lo que obviamente estaríamos comparando dos soluciones iguales (agua pura), lo que nos dice que entre las dos no habría diferencia de potencial.

Por esta razón, podemos decir:

1. El potencial químico del agua pura es igual a cero
2. Al agregar solutos a un sistema (agua pura por ejemplo), se reduce su presión de vapor, y ésta será menor que la presión de vapor del agua pura. Así, el cociente e/e^0 es menor que 1 y el $\ln x$ tal que $0 < x < 1$ tiene un valor negativo, por lo tanto el potencial del agua en una disolución es negativo.

Como es inconveniente expresar el potencial químico en ergios/mol, al presentarlo por unidad de volumen (potencial volumétrico), el término que resulta se llama *potencial del agua* y queda expresado en ergios/cm³.

Como un ergio/cm³ $\cong$ 106 dinas/cm² $\cong$ 1 Bar y un Bar equivale a 0.987 atmósferas, entonces el potencial del agua se puede expresar en unidades de presión, lo que se obtiene cancelando unidades en la ecuación (c) [8, 13].

$$\left(\frac{\text{litró atm}}{\text{grado K mol}} \right) \frac{\text{grado K}}{\text{cm}^3 \text{ mol}} = \text{atm}$$

En algunos libros y revistas científicas se suele expresar el potencial del agua, en términos del equivalente de la altura de una columna unitaria de agua de un cm² de área, cuando se define como succión (fuerza con que el agua es retenida en el suelo). Por lo tanto, para extraer agua del suelo, es necesario ejercer una succión equivalente a la altura unitaria de una columna de agua cuyo valor h dependerá de la fuerza con que el suelo retiene el agua. Como una atmósfera equivale a 1036 cm de altura de una columna unitaria de agua, y un Bar a 1020 cm de altura, con la conversión correspondiente se puede expresar en unidades de presión. Si se obtiene el logaritmo de la altura de la columna de agua se obtiene el valor pF equivalente. Este valor logarítmico se usa para evitar el manejo de números muy grandes (ver Cuadro 3.4). [2, 8, 15].

CUADRO 3.4
PRESIONES EN ATMOSFERAS Y pF EQUIVALENTES A LA TENSION O SUCCION
EJERCIDA POR LA ALTURA DE UNA COLUMNA DE AGUA EN CENTIMETROS [1]

ALTURA DE LA COLUMNA DE AGUA, h, en cm.	VALOR APROXIMADO EN ATMOSFERAS	VALOR EQUIVALENTE DE pF (log 10 h)
1	1/1000	0
10	1/100	1
100	1/10	2
346	1/3	2.54
1000	1	3
10000	10	4
15849	15	4.2
31623	31	5.4
100000	100	5
1000000	1000	6

Modernamente el *potencial total del agua en el suelo* se define en términos de tres componentes que son: 1) el *Potencial gravitacional* (Ψ_g); 2) el *Potencial de presión* (Ψ_p) y 3) el *potencial osmótico o de solutos* (Ψ_s).

4.1.1 Potencial gravitacional

En física clásica se define "potencial gravitacional" como:

energía potencial almacenada en un cuerpo a consecuencia del trabajo realizado para elevar un cuerpo de masa "m" a una altura "h" sobre el nivel de referencia dado.

El potencial gravitacional se basa en la atracción de la masa de la Tierra ejercida sobre un cuerpo por una fuerza igual a su peso (masa). En la aplicación práctica el potencial gravitacional (Ψ_g) expresado como unidad de peso es igual a h, donde h está en metros.

Por ejemplo, un gramo de agua situado a diferentes alturas, h o y h1, sobre un nivel de referencia dado, L1, tiene una diferencia en potencial igual a $h1 - h0 = \Delta h$, lo que se visualiza en la siguiente figura:

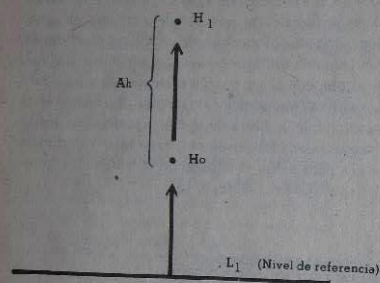


FIGURA 3.7 Se muestra la diferencia en potencial gravitacional entre dos puntos: h1 y h0 [2].

El potencial gravitacional más el potencial de presión constituyen el potencial hidráulico o cabeza hidráulica, concepto útil para comprender el movimiento del agua en los suelos [2, 6, 8].

4.1.2. Potencial de presión

Considerando el suelo como una fase finamente dividida y dispersa en un medio continuo donde, ocurre la dispersión (el agua del suelo), se generan entre ambas fases fenómenos de adsorción y absorción. Como el suelo es un sistema hidrófilo, y dada su afinidad por las moléculas de agua, en especial por las partículas más finas del suelo como las arcillas y el humus, el agua queda absorbida y adsorbi-

da en las partículas del suelo por fuerzas de adhesión y cohesión. Estas fuerzas retienen el agua y disminuyen su capacidad de hacer trabajo. Las fuerzas cuantitativamente no reconocidas se definen como *potencial de presión*, ya que la presión en el agua del suelo se reduce comparada con la presión atmosférica. Este potencial de presión se determina con un tensiómetro que se introduce en los suelos.

Se ha definido como subcomponente del potencial de presión (Ψ_p), el fenómeno de *capilaridad* (potencial capilar), en consideración a que bajo el proceso de capilaridad una gran cantidad de agua queda retenida en los suelos ocupando los microporos.

La presión medida en el manómetro de presión* de un tensiómetro, en centibares, se refiere a las diferencias de presión existentes entre la presión hidrostática del agua de suelo (reducida por la presencia de solutos y las fuerzas de cohesión y adhesión) y la presión atmosférica. Cuando un tensiómetro se instala en el suelo para medir la energía con que el suelo retiene el agua, la humedad del suelo se equilibra a través de la capa porosa del tensiómetro con el agua dentro del mismo. Al hacerlo, si el suelo tiene un déficit de humedad, el agua pasará del tensiómetro al suelo a través de la capa porosa, generando una tensión que se lee en centibares en el manómetro de presión. La graduación en centibares va de 0 a 100, pero usualmente los tensiómetros no miden más de 80 centibares.

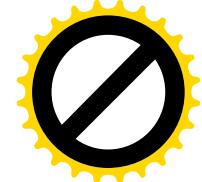
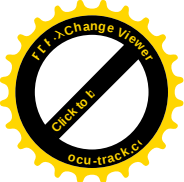
Dos componentes del potencial de presión son:

- a) El *potencial neumático*, generado por la presión del gas o aire que rodea el sistema agua-suelo cuando esa presión no es igual a la atmosférica.
- b) El *potencial mátrico* que se atribuye a la matriz coloidal del suelo y su característica hidrófila. Incluye fuerzas de adsorción, capilaridad y fuerzas interfaciales de ambos sistemas (agua - suelo).

Estos dos potenciales no pueden medirse en forma práctica así que la lectura del tensiómetro se interpreta como producto de estos tres componentes: Potencial de presión (Ψ_p), potencial neumático (Ψ_n), y potencial mátrico (Ψ_m). [2, 6, 8].

* Llamado también vacuómetro.

Otros autores consideran al potencial de presión como opuesto al potencial mátrico. Es decir, la presencia de uno implica que el otro no existe. Si el potencial de presión existe, implica que estamos bajo condiciones saturadas y por ende no hay potencial mátrico. Bajo condiciones no saturadas (los poros del suelo no están completamente llenos de agua), el potencial de presión no existe y se da como entidad física el potencial mátrico.



Potencial osmótico o de solutos

La actividad química del agua disminuye con la presencia de sales que reducen su presión de vapor. En general se estima que la concentración de sales en el suelo es más o menos uniforme a causa de procesos de difusión. Este potencial osmótico se hace evidente cuando una membrana semipermeable separa una disolución acuosa (por ejemplo sacarosa en agua) del agua pura. A causa de las diferencias de presión de difusión del agua, pasa diferencialmente agua pura hacia la disolución de sacarosa. El potencial de solutos u osmótico (ψ_s), es un paráme-

tro medible en laboratorio si se conoce el tipo de sal disuelta y su concentración molar. En una disolución de agua del suelo, se determina indirectamente por la disminución de su presión de vapor con respecto al agua pura.

4.2 Clases de agua del suelo

Las relaciones de humedad del suelo y la fuerza con que las partículas de suelo retienen el agua, se puede analizar en la *Figura 3.8*, donde se incluyen las clases de agua del suelo y sus relaciones de energía respecto a un partícula de suelo.

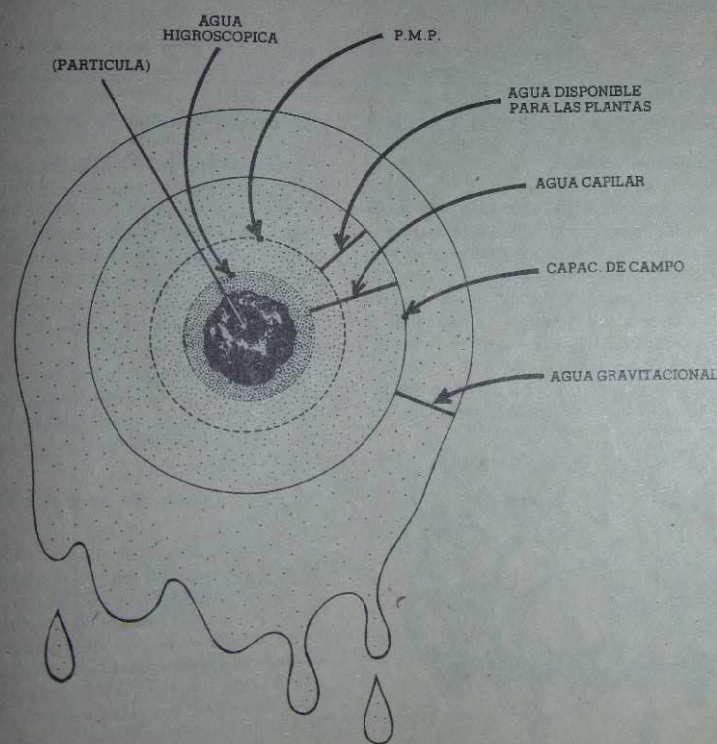


FIGURA 3.8 Clasificación del agua del suelo.

Esta es una muy buena representación teórica de los tipos de agua en el suelo.

Las moléculas de agua más cercanas a las partículas son fuertemente retenidas (adsorbidas) y, por ende, no están disponibles para las plantas. Por el contrario, las moléculas de agua más lejanas a las partículas generalmente ubicadas en grandes espacios porosos son muy débilmente retenidas y la fuerza de gravedad es capaz de movilizarlas (agua gravitacional)

ACTIVIDAD N° 11

1. Tome un pedazo de papel de filtro y divídalos en dos secciones, trazando una línea horizontal. Introduzca un extremo del papel de filtro en un recipiente con agua, de manera que la línea horizontal coincida con el nivel del agua y después de varios minutos retírelo. Observe el área humedecida. a) ¿Por qué razón parte del papel filtro que no estuvo dentro del agua se humedeció? b) ¿Qué potencial explica dicho fenómeno? c) Se considera que el papel filtro tiene gran cantidad de poros muy pequeños (microporos) y observa que al permanecer húmedo, sostenido al aire, el papel filtro retiene humedad, ¿qué subcomponente del potencial de presión está actuando? ch) ¿Qué características del papel filtro le permite humedecerse?
2. Coloque en un volumen de 250 ml de agua, 30 gramos de sal común y en otro volumen de 250 ml de agua 0 gramos de sal. Colocando los dos sobre una misma plantilla eléctrica. a) ¿Cuál alcanza primero el estado de ebullición? b) ¿Qué interpretación da a este proceso?

5. COEFICIENTES HIDRICOS DEL SUELO

5.1 Agua gravitacional

Cuando un suelo se satura con agua sea por medios naturales (lluvia) o por medios artificiales (riego), el agua ocupa todos los espacios porosos (macro y microporos). El potencial de presión y el potencial osmótico actuando sobre esa clase de agua son mínimos o no existen. El principal componente es el potencial gravitacional. En consecuencia el agua comienza a drenar, percolando a través del perfil. Este tipo de agua se considera *superflua* o no aprovechable por las plantas ya que drena rápidamente (Figura 3.9).

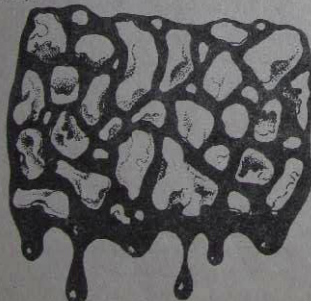


FIGURA 3.9 Esquema de agua gravitacional, la cual drena rápidamente en los suelos. (Fuente: Vocational Instructional Services, 1975, USA)

5.2 Agua a capacidad de campo (CC)

Después que drena el agua gravitacional el agua remanente ocupa los microporos y forma una película líquida flojamente retenida alrededor de las partículas de suelo. La fuerza de retención es de aproximadamente $1/3$ de atmósfera. En esta situación las plantas absorben agua sin dificultad, superando con su fuerza de succión las fuerzas con que la humedad es retenida en el suelo. Este tipo de humedad se conoce como *agua a capacidad de campo*. El agua es retenida en los microporos y en la superficie de las partículas por potenciales de presión, incluyendo capilaridad. Se considera agua biológicamente útil ya que las plantas pueden absorber con poco esfuerzo (Figura 3.10a).

5.3 Agua a punto de marchitez permanente (PMP)

Al continuar secando el suelo, y paralelamente creciendo el potencial con que el agua es retenida por las partículas del suelo, se llega a un punto donde las plantas son incapaces de ejercer una fuerza de succión que les permita absorber agua, y se marchitan irreversiblemente. El agua en estas condiciones es retenida por el suelo a tensiones o atmósferas de presión de 15 o más atmósferas. El agua está retenida muy fuertemente por las partículas sólidas del suelo, por un alto potencial de presión. Este coeficiente de humedad se define como agua a PMP (punto de marchitez permanente) (Figura 3.10b).

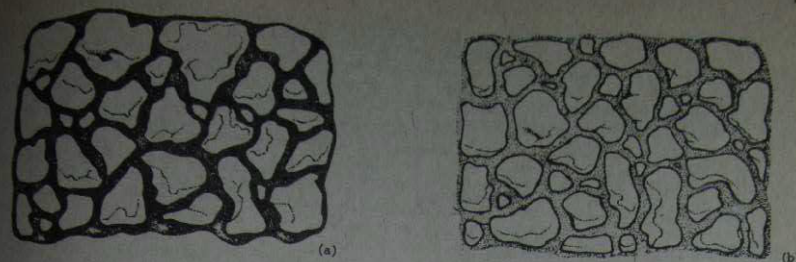


FIGURA 3.10 Esquemas de la disposición del agua en el suelo.
a) Capacidad de campo. b) PMP.
(Fuente: Vocational Instructional Services, 1975, USA).

5.4 Agua higroscópica

La humedad contenida en un suelo cuando las fuerzas de presión son de 31 atmósferas o mayores, se define como agua *higroscópica* y se refiere al porcentaje de humedad presente en el suelo cuando se equilibra el medio (la muestra) con 98% de humedad relativa, sujeta a una presión de 27.8 Bars. $\cong$ 27.4 atmósferas. Este tipo de agua no es biológicamente útil.

Al continuar decreciendo el contenido de humedad del suelo, las fuerzas de retención que las partículas de suelo ejercen sobre el agua, son mayores,

hasta el punto en que el agua se comporta como una película de vapor que permanece adherida tenazmente a las superficies sólidas, a presiones que llegan hasta 10.000 o más atmósferas [8, 13].

El porcentaje de humedad disponible para las plantas, especialmente entre el suelo a capacidad de campo y el suelo a punto de marchitez permanente, que es el rango de disponibilidad de agua para las plantas, varía con la textura del suelo. El porcentaje se calcula a partir de la diferencia entre agua a capacidad de campo (CC) y agua a punto de marchitez permanente (PMP) en el suelo. Esta característica se muestra en el Cuadro 3.5 y en la Figura 3.11.

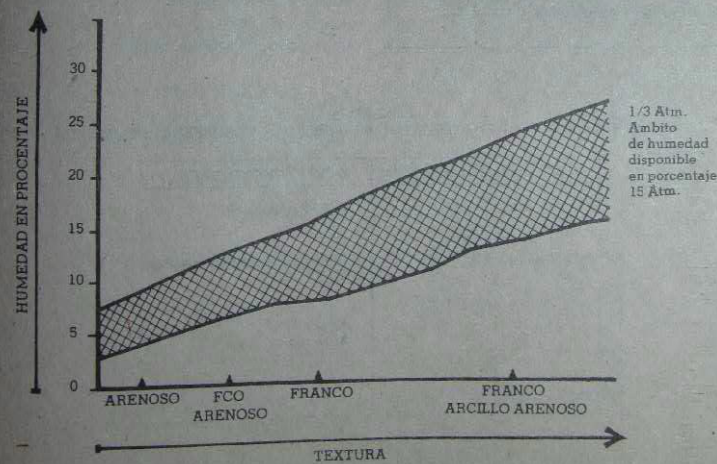


FIGURA 3.11 Variación del contenido de humedad del suelo dependiendo de la textura. [8, 10].

CUADRO 3.5
PORCENTAJE DE HUMEDAD DISPONIBLE PARA LAS PLANTAS ENTRE
CC Y PMP, EN FUNCION DE LA TEXTURA (10)

MUESTRA DE SUELO ANALIZADA	TEXTURA	HUMEDAD DISPONIBLE EN PORCENTAJE		
		CC (1) 1/3 atm.	PMP (2) 15 atm	(1) (2) humedad disp.
1	Arcillosa (A)	48.7	23.1	25.6
2	Franca (F)	40.7	25.3	15.4
3	Arenosa franca (Af)	19.4	13.2	6.2

6. INTERPRETACION DE INDICES DE HUMEDAD DEL SUELO

El contenido de humedad del suelo puede expresarse gravimétricamente con la siguiente fórmula, que expresa el porcentaje de humedad basado en el peso de suelo seco.

$$W = \% \text{ de humedad gravimétrica} = \frac{(Psh - Pss)}{Pss} 100$$

esto es igual a:

$$W = \frac{\text{masa de agua}}{\text{masa de suelo seco}}$$

Volumétricamente, según el porcentaje de agua por volumen, se determina con la fórmula:

$$\Theta = \% \text{ de humedad volumétrica} = \frac{W \cdot Dap}{\rho_{ag}}$$

donde:

W: Humedad gravimétrica en por ciento.

Psh: peso de suelo húmedo.

Pss: peso de suelo seco.

Θ : Humedad volumétrica en por ciento de volumen total.

Dap: densidad aparente del suelo en g/cm³

ρ_{agua} : densidad del agua = 1 g/cm³

ρ_{ag} : densidad del gua en g/cm³

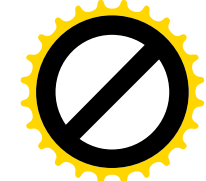
La humedad gravimétrica se determina tomando una muestra de suelo, y dentro de un recipiente colocada en un horno por 24 horas a 105°C. Previamente se ha pesado la muestra húmeda (Psh); al sacarla del horno y enfriarla se obtiene el peso de la muestra seca (Pss). Los coeficientes hidrológicos del agua del suelo quedan indicados en el Cuadro 3.6.

CUADRO 3.6
INTERPRETACION DEL AGUA DEL SUELO A DIFERENTES ATMOSFERAS DE PRESION

ATMOSFERAS DE PRESION	COEFICIENTE HIDRICO
1/1000	Agua gravitacional
1/100	
1/10	
1/3	Agua a capacidad de campo (CC)
1	
10	
15	Agua a PMP Agua higroscópica
31	
100	
1000	
10000	

*Masa de suelo seco al horno.

Algunas de las relaciones indicadas en la pauta de estudio.



buen ejercicio!!

ACTIVIDAD N° 12

1. Un terrón húmedo de suelo pesa 78.4 g. Se tomó una submuestra de él con el propósito de determinar su contenido de agua con base en el peso de suelo seco al horno (W), y se encontró un valor de 36%. ¿Cuál es el peso seco del terrón?
2. Una muestra húmeda, extraída del campo pesa 112.8 g, y después de secar en la estufa por 24 horas pesa 98 g. ¿Cuál es el contenido de humedad con base en el peso seco, y el contenido de humedad volumétrica, si la densidad aparente es de 1.12 g/cm³?

[Redacted text]

7. MOVIMIENTO HIDRAULICO DEL AGUA DEL SUELO. CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA

En el movimiento del agua en el suelo es básico considerar dos situaciones contrastantes: el movimiento en condiciones de *suelo saturado con agua* y el movimiento en condiciones de *suelo no saturado con agua*.

Al aplicar agua, sea por lluvia o por riego, a un suelo seco inicialmente, los horizontes superiores absorben el agua y ésta penetra en la superficie,

infiltra, formando un frente de mojadura. Al descender el agua a través del perfil *percola*, llega hasta el nivel freático, donde se incorpora el agua que se encuentra subsuperficialmente. Pero puede también que se desplace en cualquier dirección en el suelo, lo que dependerá de un valor intrínseco o característico de cada suelo llamado *conductividad hidráulica* (K). Este proceso de desplazamiento se conoce como *permeabilidad*, cuando ocurre en suelos no saturados con agua [2, 6, 8] (Figura 3.12).

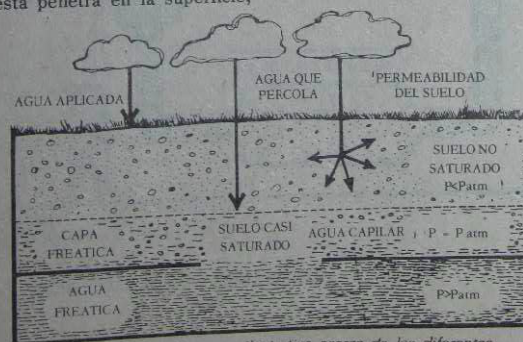


FIGURA 3.12 Esquema ilustrativo acerca de los diferentes movimientos del agua del suelo en condiciones de suelo saturado y no saturado con agua.

Cuando la permeabilidad ocurre en un suelo saturado con agua, el movimiento en el suelo dependerá de la viscosidad del líquido (agua), de su densidad, del componente gravitacional (potencial gravitacional) y de la conductividad hidráulica, y se define como permeabilidad intrínseca. [2, 6, 8].

La habilidad de un suelo de permitir el flujo de agua en condiciones de suelo saturado, donde la presión hídrica es mayor que la presión atmosférica ($P_h > P_{atm}$), se define como *conductividad hidráulica*, o permeabilidad intrínseca si se considera la K del suelo, la viscosidad n del agua, su densidad y la aceleración de la gravedad [2, 6, 8].

El flujo de agua en los suelos saturados es de importancia en los estudios de drenaje, en las relaciones agua-suelo-planta, en el éxito para drenar suelos salinos, en el flujo de agua en suelos estratificados que tienen cambios texturales abruptos dentro del perfil, etc.

La conductividad hidráulica es afectada por:

- 1) La textura del suelo, tipos de poros predominantes y su continuidad.
- 2) La presencia de grietas y canaliculos de raíces, actividad de insectos (galerías, etc.).

- 3) La estructura del suelo.
- 4) El contenido de materia orgánica.
- 5) La presencia de capas u horizontes de baja permeabilidad.
- 6) Los horizontes de fuerte anisotropía textural.

La ley que describe el flujo de agua en suelos saturados, a través de medios porosos como el suelo, fue llamada *Ley de Darcy* en honor a Henry Darcy, que en 1856 lo describió al realizar experimentos de flujo con materiales arenosos (filtros de arena).

La ley establece que la velocidad de flujo (V) en cm/seg o cm/día es directamente proporcional al gradiente hidráulico y al área transversal, e inversamente proporcional a la longitud de la muestra (Figura 3.13).

De acuerdo al diagrama de la Figura 3.13, el volumen de flujo reunido en la probeta de la derecha (Q) depende del gradiente hidráulico ($\Delta H/L$) y de un valor K en cm/seg característico de cada suelo, que involucra la porosidad (forma y tamaño) y el área de la sección transversal (A). De acuerdo a ese diagrama:

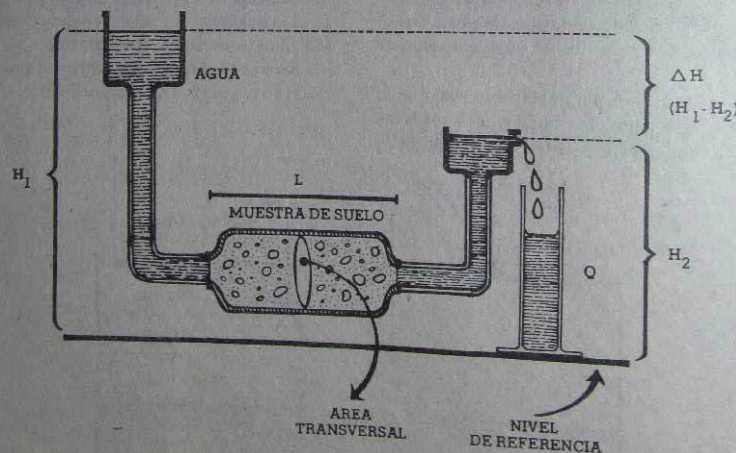


FIGURA 3.13 Flujo de agua en una muestra de suelo saturado en posición horizontal. [6]

El concepto de conductividad hidráulica del suelo

La ley de Darcy

$$Q = K \left(\frac{\Delta H}{L} \right) A$$

y la velocidad de flujo (V en cm) es igual a Q/A ($\text{cm}^3/\text{cm}^2 = \text{cm}$) donde:

- Q = Volumen de flujo a través de la muestra de suelo en cm^3/seg , por unidad de tiempo.
H = Carga hidráulica o componente de altura hidráulica, ($H_1 - H_2$), expresado en cm.
L = Longitud de la muestra de suelo en cm.
A = Área transversal en cm^2
K = Constante de proporcionalidad que depende de la naturaleza del medio poroso y del flujo (agua), expresado en cm/seg.

Al obtener la razón Q/A se obtiene la velocidad aparente (V) de flujo así:

$$V = Q/A$$

$$V = K \frac{\Delta H}{L}$$

donde:

$$\Delta H/L = \text{Gradiente hidráulico}$$

La K, o constante de proporcionalidad de Darcy se llama *coeficiente de conductividad* y varía en los suelos, dependiendo de la textura, estructura, la actividad biológica de organismos que abren macroporos y de otros factores enumerados anteriormente.

8. ALGUNOS INSTRUMENTOS USADOS PARA MEDIR EL AGUA DEL SUELO

Uno de los objetivos de medir el agua del suelo es determinar la frecuencia de riegos necesaria para mantener en el suelo un porcentaje de humedad adecuada a las necesidades de las plantas. El agua en el suelo se puede medir gravimétricamente, con tensiómetros; por dispersión (aspersión de neutrones); por psicrometría (termopares psicrométricos) y por bloques de yeso. En esta parte se discutirán brevemente el tensiómetro y los bloques de yeso o de resistencia eléctrica.

8.1 El tensiómetro *

Consiste en un tubo de fibra de vidrio lleno de agua, sellado herméticamente con una punta de ce-

rámica porosa en el extremo inferior y con una válvula medidora de vacío (vacuómetro) en el extremo superior, graduada en centibares.

Mide la succión o potencial métrico del suelo cuando se equilibra, a través de la copa porosa, con la humedad del suelo. El flujo de agua a través de las paredes porosas de la cápsula inferior genera una presión hidrostática negativa que queda indicada en el vacuómetro (éste puede ser de mercurio o de tipo aneroide).

Las mediciones por succión (tensión) están limitadas a valores inferiores a una atmósfera (máximo 80 centibares). Las paredes porosas son permeables a las sales (no miden potenciales osmóticos). Este instrumento indica la tensión que hay en el suelo. Los tensiómetros son instalados en el campo, en íntimo contacto con el suelo y las mediciones se realizan periódicamente.

8.2 Bloque de resistencia eléctrica

Consiste en un medidor de resistencia (portátil o baterías) y pequeños bloques rectangulares de nylon, fibra de vidrio o yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) que rodean un electrodo, conectado al instrumento por cables

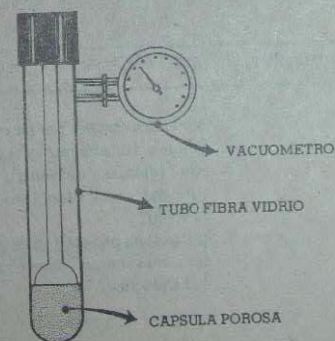


FIGURA 3.14 Esquema de un tensiómetro y sus partes componentes.

* Se ilustra en la Figura 3.14

Nota: Por ser ésta una publicación antigua, debo mencionar que los métodos e instrumental para la determinación del potencial de agua y contenido de agua en el suelo han variado muchísimo. Espero podamos en la salida a terreno el utilizar algunos de los nuevos sensores existentes tales como la reflectometría de tiempo de dominancia (suena complejo pero no lo es), emisión de neutrones, entre otras. En todo caso, las metodologías indicadas aquí se siguen utilizando sin mayores inconvenientes.

eléctricos (Figura 3.15). Al colocarlo en el suelo, los bloques tienden a alcanzar la humedad de las partículas de suelo circundante. Como la resistencia eléctrica que separa los electrodos dentro de los bloques varía con el contenido de humedad, la lectura del medidor indica el contenido de humedad del suelo y también la resistencia. (A mayor humedad menor resistencia, es decir, mayor conductividad).

Los bloques de yeso o de resistencia eléctrica trabajan en ámbitos mayores de déficit de humedad que los tensiómetros, marcando valores de hasta 10 atmósferas. No se recomiendan en suelos arenosos por el débil contacto entre suelo y bloque ni tampoco en suelos salinos, ya que el contenido de sales afecta las lecturas de resistencia.



FIGURA 3.15. Medidor de humedad con sus componentes.

ACTIVIDAD N° 13

1. Anote dos razones por las cuales la K en la fórmula de Darcy no es un valor constante.
2. Dibuje un tensiómetro y clasifique sus partes.
3. ¿Qué ventajas y desventajas tiene el uso de tensiómetros en el campo?
4. ¿Qué datos necesitará usted para interpretar agrícolamente la humedad gravimétrica de un suelo?
5. Realice una pequeña investigación bibliográfica respecto a 6 instrumentos para medir el agua del suelo. ¿Cuáles otros instrumentos existen, además de los estudiados en la Unidad Didáctica?