

# Hidráulica de Aguas Subterráneas y su Aprovechamiento

CI5105 - Semestre de Otoño Año 2019  
v2.2

# Capítulo 7 - Flujo en Medio No Saturado

# Contenidos del capítulo

---

## 7.1 Principios físicos en medios no saturados

Condiciones de flujo en medio no-saturado

Curva característica suelo-agua (SWCC)

AEV y humedad residual

Métodos de estimación de la SWCC

Métodos de estimación de la curva de conductividad hidráulica relativa

## 7.2 Interpretaciones conceptuales críticas en medio no saturado

Presiones menores que 1 atm

Perfil de presión hidrostático

## 7.3 Consideraciones prácticas

Concepto de potencial

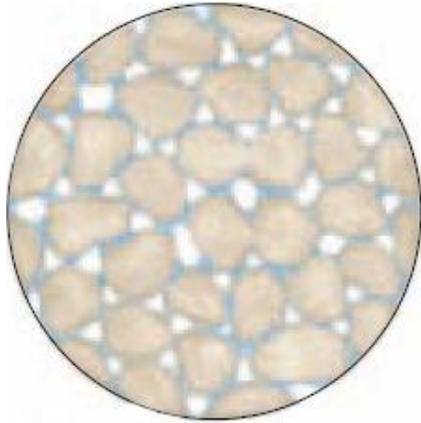
Condiciones iniciales

# 7.1 Principios Físicos en Medio No Saturado

# Condiciones de flujo

---

A diferencia de la zona saturada, en la zona vadosa o zona no saturada, el espacio poroso **contiene una mezcla de agua y aire.**



No saturado

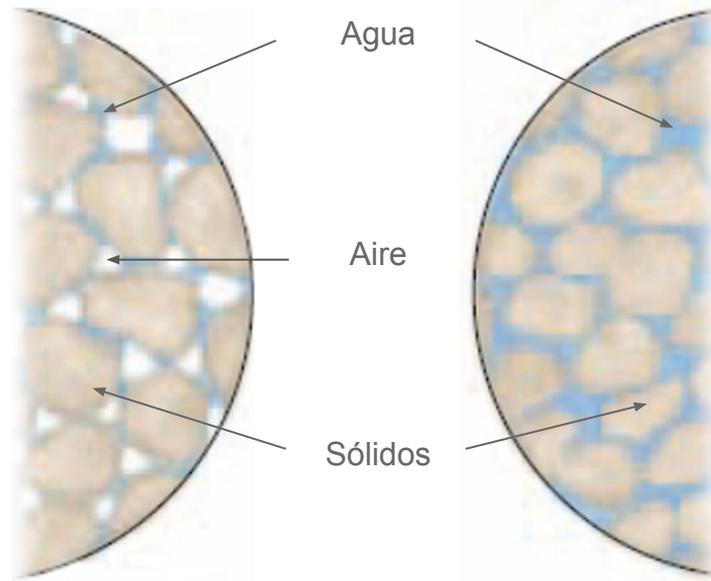


Saturado

*Modificado de Tarbuck y Lutgens (2008)*

# Condiciones de flujo

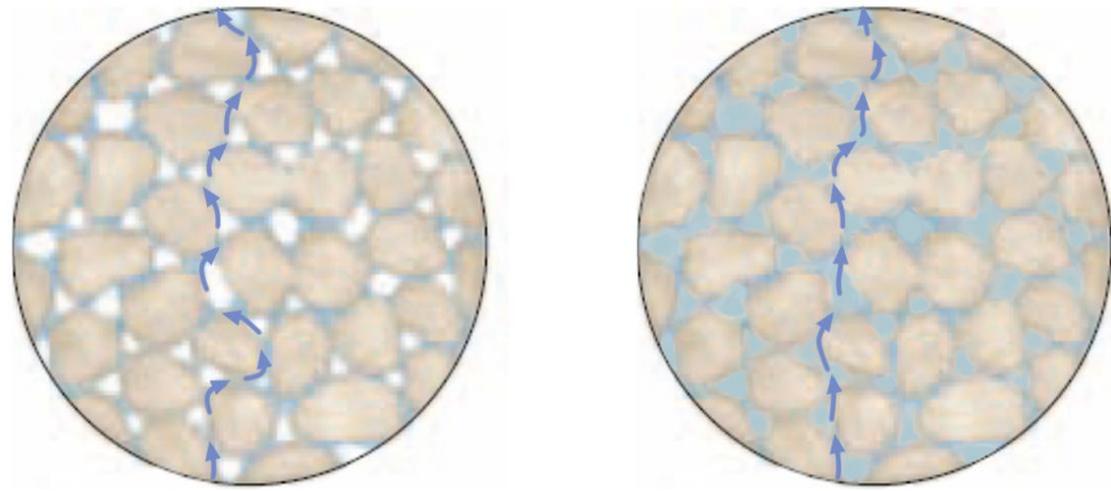
Como consecuencia la importancia de las fuerzas gravitacionales y electromagnéticas (de las que derivan procesos como la capilaridad y la tensión superficial) cambia, y por lo tanto también cambia la forma en la que se desarrolla el flujo.



*Modificado de Tarbuck y Lutgens (2008)*

# Condiciones de flujo

El flujo de agua sigue estando sujeto a los mismos principios que el flujo en medio saturado, es decir, **el agua siempre se mueve desde zonas de mayor a menor energía**. Sin embargo, **en la medida que el contenido de humedad decrece, las vías de flujo se hacen más tortuosas**, y por lo tanto la pérdida de energía aumenta, lo cual es equivalente a una **reducción en la conductividad hidráulica**.



*Modificado de Tarbuck y Lutgens (2008)*

# Condiciones de flujo

---

De esta forma, en un medio poroso no saturado, **la conductividad hidráulica es función del contenido de humedad**, de tal forma que:

$$\text{Para } \theta_w = \eta ; S_w = 1 \rightarrow K(\theta_w) = K_{sat}$$

$$\text{Para } \theta_w < \eta ; S_w < 1 \rightarrow K(\theta_w) < K_{sat}$$

Por su parte, **el contenido de humedad es una función del potencial hidráulico**. La reducción del contenido de humedad se desarrolla porque el agua se moviliza a zonas de menor energía. Esto resulta más evidente al considerar, por ejemplo, el proceso de secado o evaporación, donde **para secar un suelo parcialmente saturado, se debe agregar energía** al agua contenida en él de manera que esta pueda moverse.

De esta forma, para un medio no saturado se tiene:

$$\theta_w = \theta_w(h) \quad y \quad K = K(h)$$

# Condiciones de flujo

---

Finalmente, habiendo establecido que, a diferencia del flujo en la zona saturada, en un medio parcialmente saturado la conductividad hidráulica y el contenido de humedad son funciones del potencial, sólo basta verificar qué principios gobiernan el flujo.

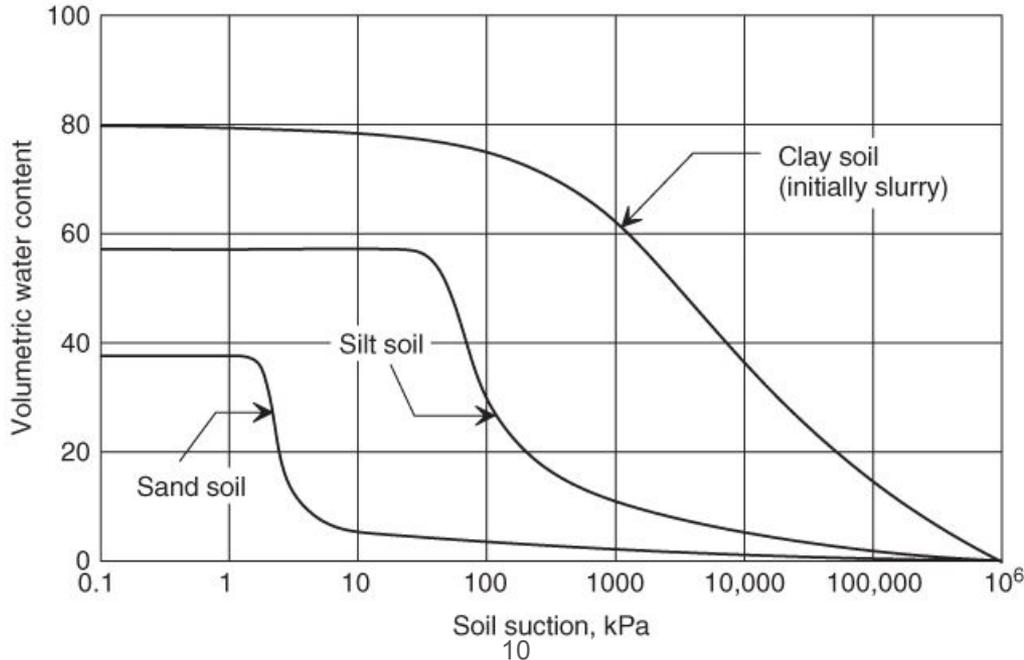
Diversos autores confirman que **la Ley de Darcy también es aplicable al flujo en un medio no saturado** (Ng y Menzies, 2007). De esta forma, **el principio de conservación corresponde a la ecuación de Richards**, donde  $K$  y  $\theta_w$  son funciones de  $h$ .

$$\frac{\partial \theta_w(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right)$$

Dado que en la zona capilar, las presiones son menores que en la zona saturada, **la relación entre el contenido de humedad, la conductividad hidráulica y el potencial, se expresan comúnmente en términos de una succión** (presión de poros negativa).

# Curva característica suelo-agua (SWCC)

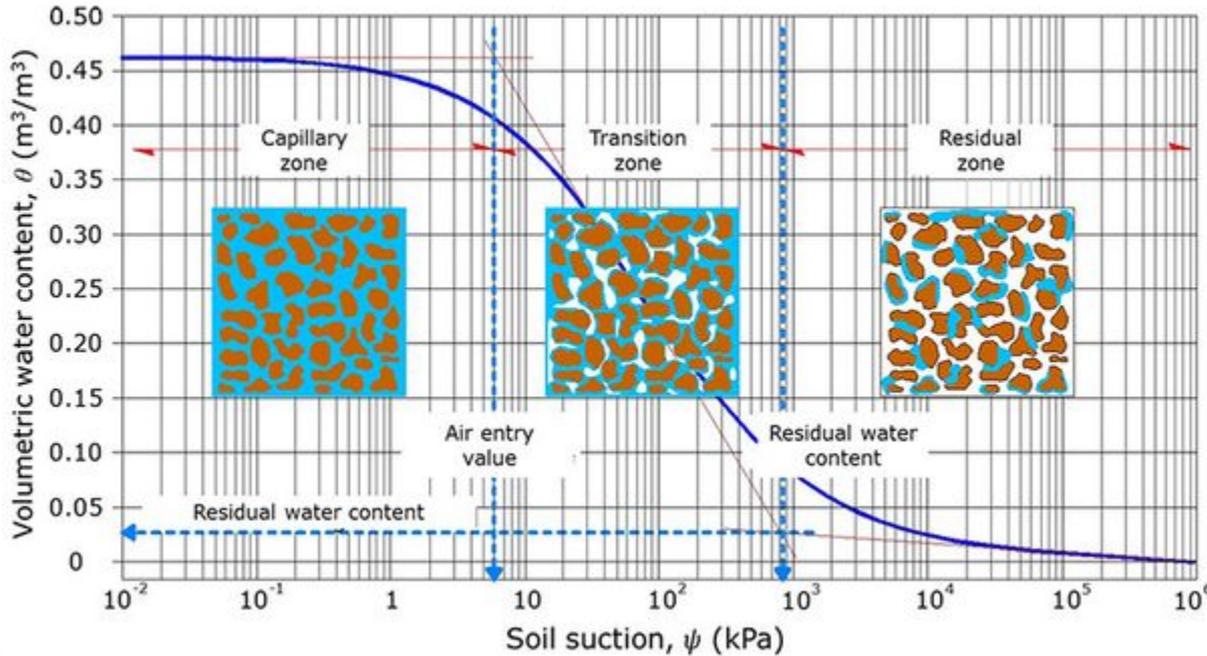
Para cada suelo, es posible medir cómo varía el contenido de humedad en función de la succión. La función resultante se denomina **curva característica de la relación suelo-agua**, o **curva característica suelo-agua**. En inglés, **soil-water characteristic curve** o **SWCC**.



Fredlund & Rahardjo (2012)

# Curva característica suelo-agua (SWCC)

En la curva, y dependiendo del suelo, es posible reconocer **dos puntos relevantes**, que definen **tres zonas** donde el suelo tiene un **comportamiento característico**.



(López y Mendoza, 2016)

# Curva característica suelo-agua (SWCC)

---

El **primer punto**, está definido por la succión para el cual **el aire comienza a ingresar a los poros previamente ocupados por agua**; proceso que comienza en los poros más grandes. Dicho valor de la succión se denomina **valor de entrada de aire**, o **air-entry value** en inglés (AEV).

Antes de este punto, **la presión del agua en los poros es negativa, pero el suelo se encuentra prácticamente saturado**. Es posible interpretar que este valor marca el límite de la **zona capilar**.

Cuando la succión supera este valor, el contenido de humedad comienza a decrecer con mayor velocidad (**zona de transición**). Hasta que se alcanza un segundo punto, a partir del cual la reducción del contenido de humedad requiere incrementos de succión cada vez más grandes (**zona residual**).

# Curva característica suelo-agua (SWCC)

---

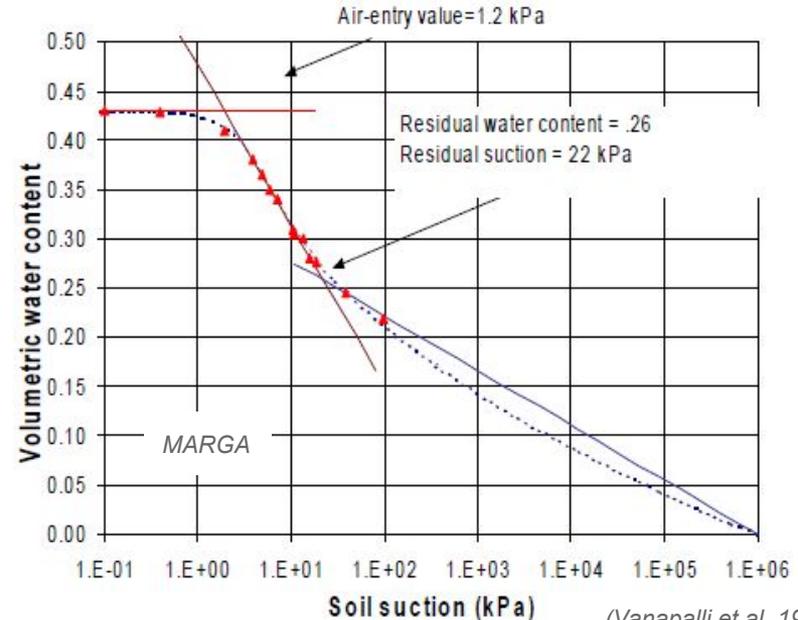
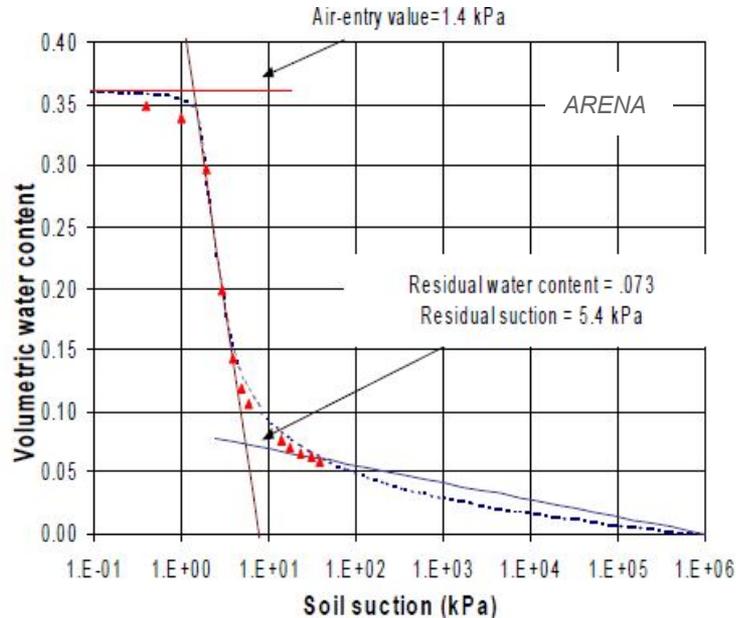
Este último punto es interpretado como el **contenido de humedad residual** (Vanapalli et al, 1998). Sillers (1997), define este parámetro considerando que para contenidos de humedad menores, el agua está contenida en los poros por adsorción (a diferencia de la capilaridad).

**Se han definido diferentes conceptos para describir un estado del suelo en el cual aparentemente el suelo deja de liberar agua;** ejemplo de esto son el contenido de humedad residual, la capacidad de campo y el coeficiente higroscópico.

Diferentes autores proporcionan diferentes definiciones, lo que dificulta una aplicación práctica del concepto, y su correlación con otros parámetros de interés como la **porosidad drenable**.

# Curva característica suelo-agua (SWCC)

Vanapalli et al (1998) entregan un análisis de varias definiciones del concepto de **contenido de humedad residual**, y concluyen una propuesta de construcción gráfica a partir de la SWCC, que consiste en la intersección de las dos rectas que caracterizan a la zona de transición y la zona residual.



(Vanapalli et al, 1998)

# Curva característica suelo-agua (SWCC)

---

Por su parte, Twarakavi et al. (2009) analizan el concepto de **capacidad campo**, y las desventajas de definirla a partir de valores umbrales para la succión y **proponen una definición basada en un flujo mínimo de 0,01 cm/d.**

Si bien esta propuesta para definir la capacidad de campo, **no tiene a priori una relación directa con la definición de contenido de humedad residual** de Vanapalli et al. (1998), es posible notar que ambos conceptos apuntan hacia el mismo fenómeno.

En el caso de Vanapalli et al. el contenido de humedad residual queda definido como el punto de inflexión en la SWCC a partir de la cual una reducción del contenido de humedad requiere un mayor aporte de energía (evaporación, por ejemplo). **Esto necesariamente implica una reducción significativa de la conductividad hidráulica, pero no genera necesariamente el mismo flujo mínimo para todos los suelos.**

# Curva característica suelo-agua (SWCC)

---

Independiente del tipo de suelo, **la saturación ocurre cuando la presión alcanza el valor de la presión atmosférica** (o presión cero si se trabaja con valores relativos). Por otro lado **el estado último de desaturación** de un suelo ocurre cuando este **se encuentra seco**, y el contenido de humedad alcanza un valor nulo.

Según Vanapalli et al. (1998) **un contenido de humedad nulo se alcanza a una succión de 1.000.000 de kPa**. Vanapalli et al. indican que este valor ha sido respaldado experimentalmente por varios autores y también a partir de principios termodinámicos. Sin embargo, a partir de esta aseveración surgen las siguientes interrogantes:

- ¿Cómo se miden succiones en el suelo?
- ¿Cómo se determina una SWCC?
- ¿Es posible medir una succión mayor a 100 kPa? ¿Qué significan físicamente?

# Métodos de estimación de la SWCC

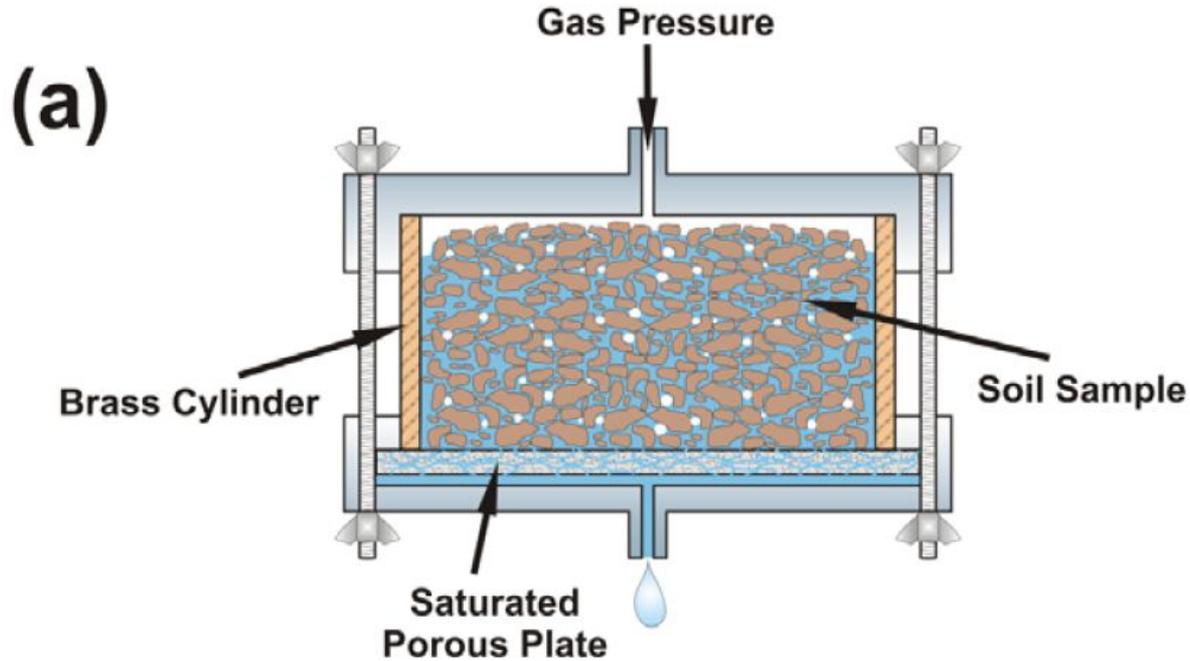
Or y Tuller (2003) y Fredlund y Rahardjo (2012) entregan una descripción detallada de los instrumentos utilizados normalmente para medir succiones en el suelo, incluyendo psicrómetros, tensiómetros, papel filtro, etc.

Respecto a la SWCC, en la práctica, **la medición más directa se realiza en laboratorio**, a partir de una muestra de suelo, idealmente no perturbada. **La muestra se satura y se miden los contenidos de humedad para diferentes valores de succión. Normalmente se aplica presión al aire, como una forma para generar mayores gradientes evitando la cavitación (axis translation procedure, ATP).**



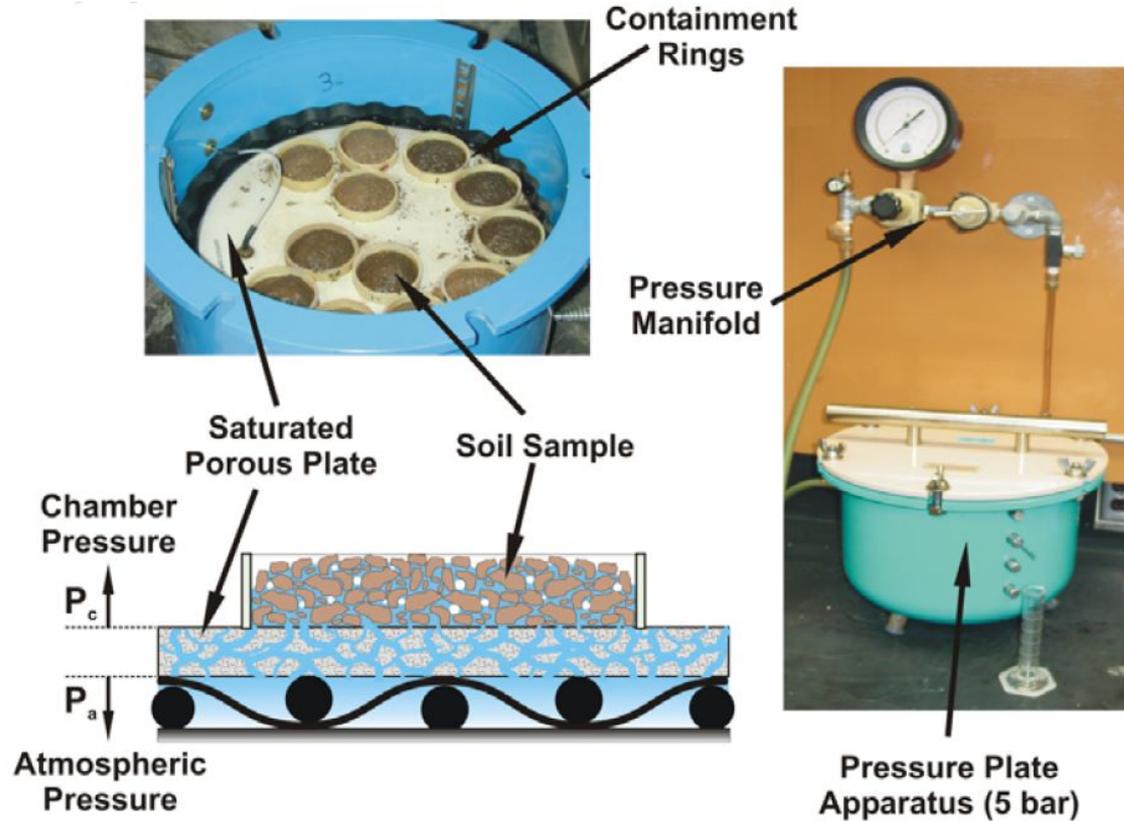
Placa de presión. [Decagon devices](#).

# Métodos de estimación de la SWCC



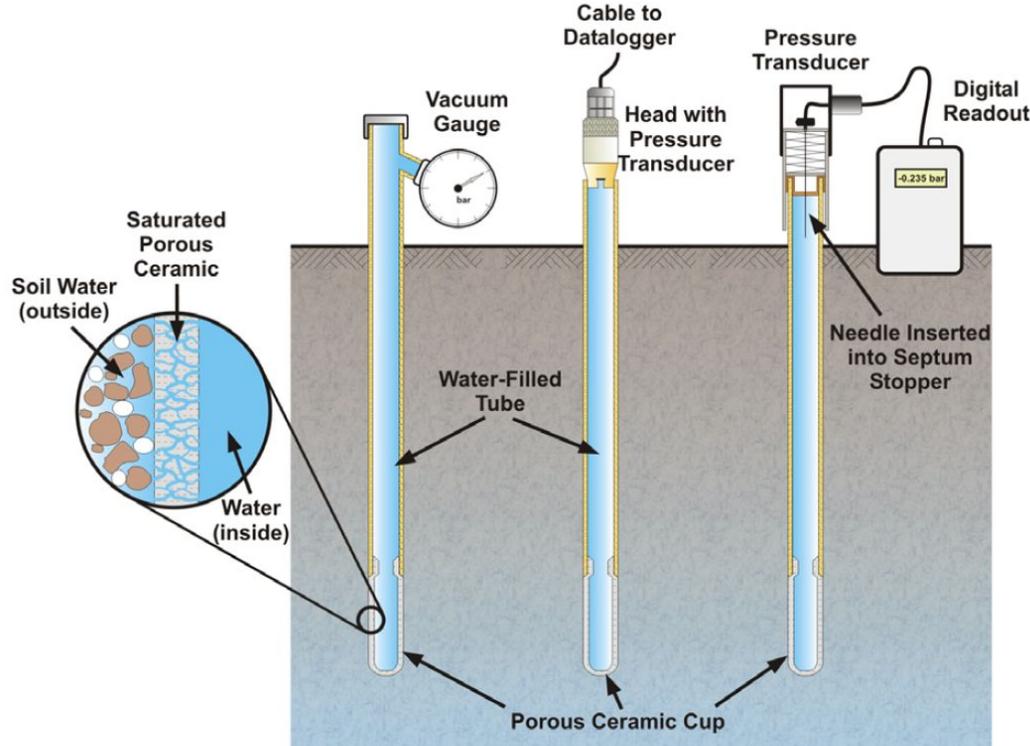
*Tuller y Or (2003)*

# Métodos de estimación de la SWCC



Tuller y Or (2003)

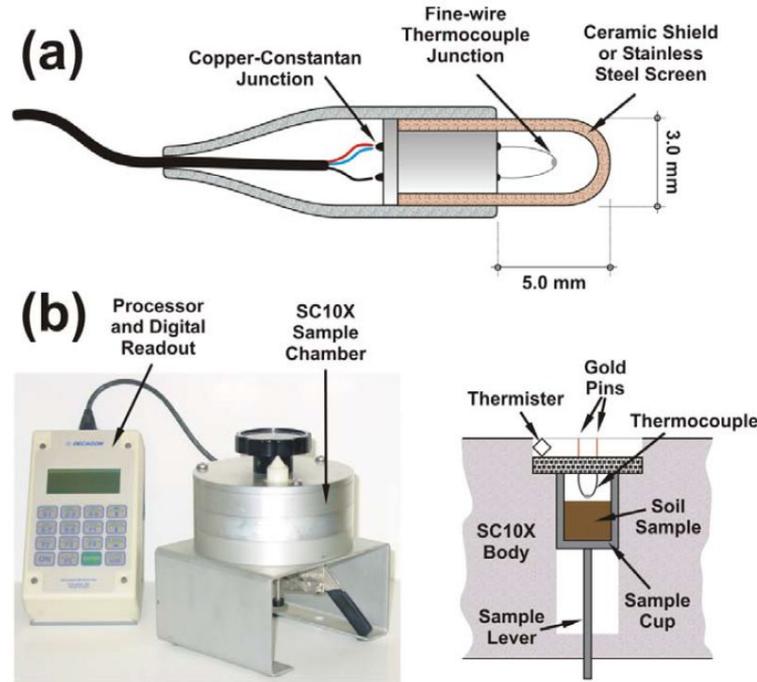
# Métodos de estimación de la SWCC



**Figure 3:** Illustration of tensiometers for matric potential measurement using vacuum gauges and electronic pressure transducers.

*Or et al. (2003)*

# Métodos de estimación de la SWCC



(a) A field psychrometer with porous ceramic shield (Source: Wescor Inc., Logan, UT); and (b) SC10X sample chamber for psychrometric laboratory measurements of soil water potential (Source: Decagon Devices Inc., Pullman, WA).

*Or et al. (2003)*

# Métodos de estimación de la SWCC

---

Por otro lado, existen **dos formas indirectas utilizadas comúnmente para estimar una SWCC**. El primero consiste en utilizar directamente **modelos empíricos**, los que a partir de uno o más parámetros entregan una curva que describe la variación del contenido de humedad en función de la succión.

El segundo método corresponde al uso de **funciones de pedotransferencia (PTF)**, las que **permiten obtener la curva a partir de otras propiedades del suelo que pueden medirse con mayor facilidad**, como la distribución granulométrica. **El uso de una PTF, incluye normalmente el ajuste de un modelo empírico como paso final.**

Existen varios métodos en cada categoría, pero presentaremos a continuación los más comunes para revisar los conceptos principales. **En estos, el contenido de humedad residual corresponde solamente a un parámetro de ajuste de las curvas**, y no necesariamente corresponde con la definición de Vanapalli et al (1998) que ha sido discutida, ni tampoco tiene un significado físico directamente asociado.

# Métodos de estimación de la SWCC

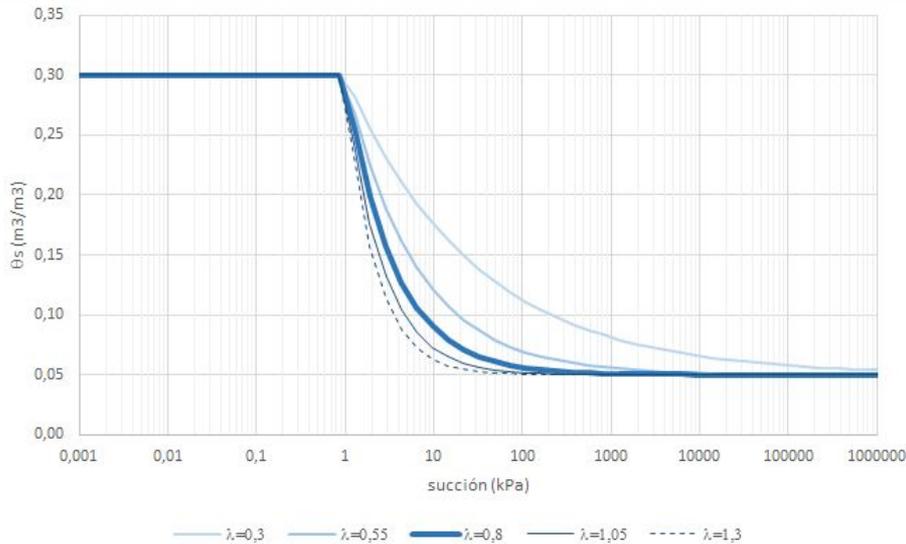
## Modelo de Brooks & Corey

$$\Theta = \frac{\theta(\psi) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} 1 & \text{para } \psi \leq \psi_{aev} \\ \left(\frac{\psi}{\psi_{aev}}\right)^{-\lambda} & \text{para } \psi > \psi_{aev} \end{cases}$$

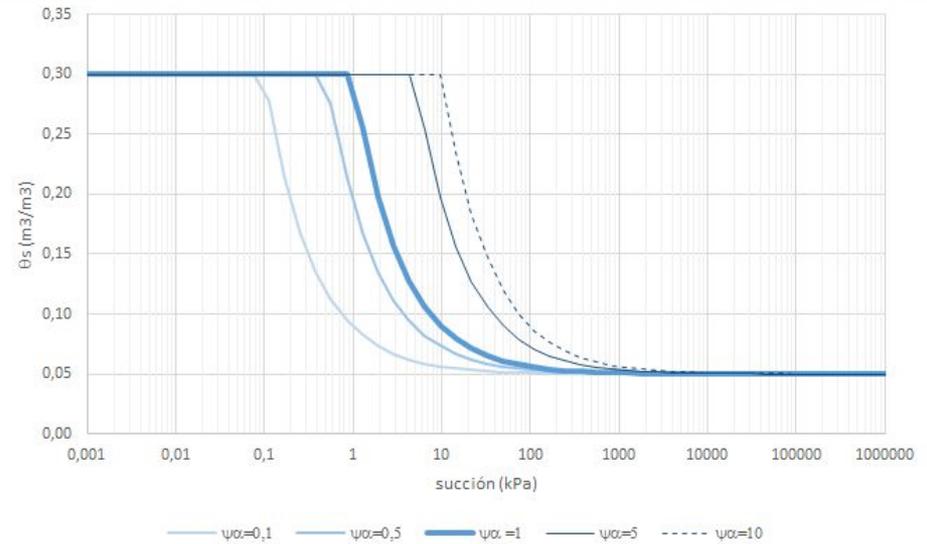
Donde  $\psi_{aev}$  corresponde a el AEV y  $\lambda$  es un parámetro de ajuste asociado a la distribución del tamaño de los poros.  $\theta_r$  es un parámetro de ajuste asociado a la humedad residual que debe entregar una línea recta en una escala semilogarítmica (Fredlund & Rahardjo, 2012).

# Métodos de estimación de la SWCC

## Modelo de Brooks & Corey



$$\psi_{aev} = 1$$
$$0,3 \leq \lambda \leq 1,3$$



$$\lambda = 1$$
$$0,1 \leq \psi_{aev} \leq 10$$

# Métodos de estimación de la SWCC

---

## Modelo de Van Genuchten (1980)

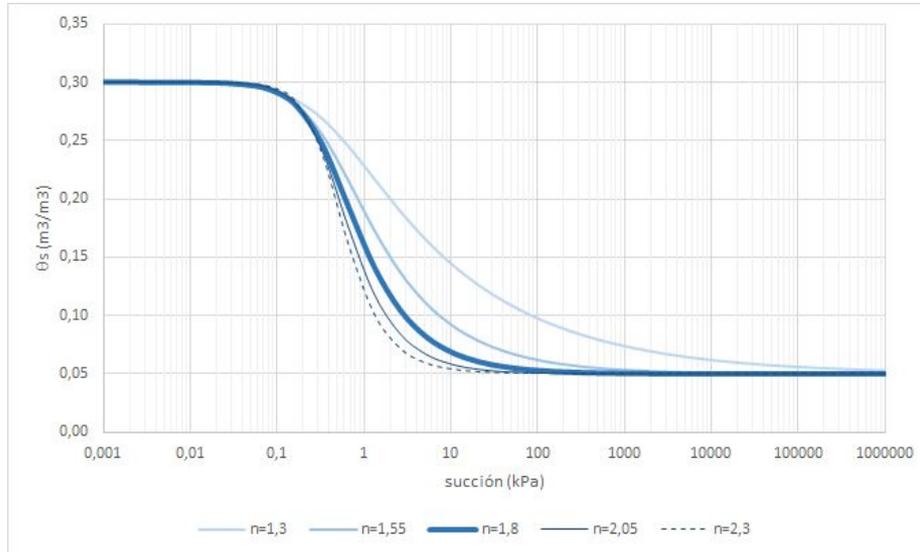
$$\Theta = \frac{\theta(\psi) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{[1 + (\alpha |\psi|)^n]^m}$$
$$m = \begin{cases} 1 - 1/n & \text{Mualem} \\ 1 - 2/n & \text{Burdine} \end{cases}$$

Donde  $\alpha$ ,  $n$  y  $m$  son respectivamente parámetros de ajuste relacionados a: **el inverso del AEV, la pendiente de la curva más allá del AEV y las condiciones de contenido de humedad residual.**

**Se debe tener especial cuidado en las unidades del parámetro  $\alpha$ , dado que estas deben ser correspondientes con las del término que describe la succión.** En el trabajo de Van Genuchten (1980),  $\alpha$  tiene unidades de longitud pues  $\psi$  representa la altura de presión. Sin embargo es común trabajar con  $\psi$  en unidades de presión (kPa).

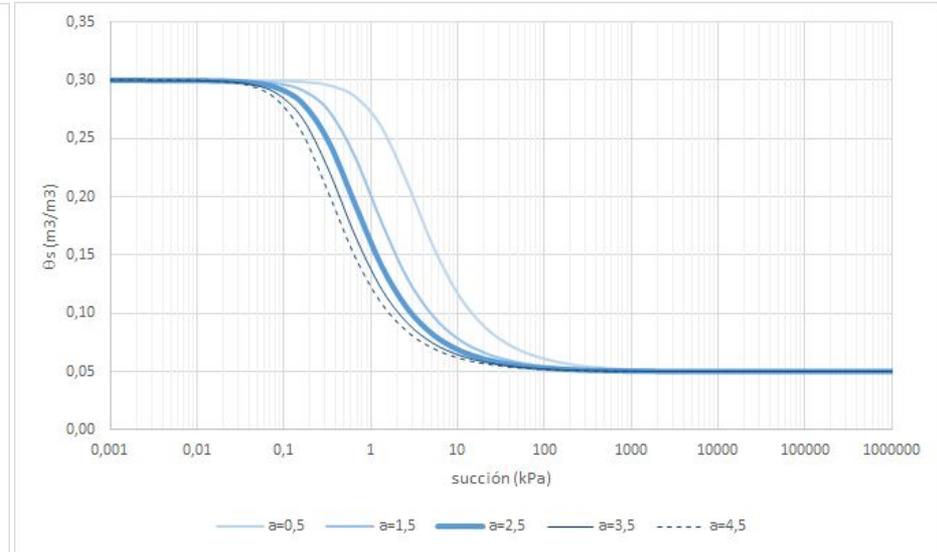
# Métodos de estimación de la SWCC

## Modelo de Van Genuchten-Mualem (1980)



$$\alpha = 2,5$$

$$1,3 \leq n \leq 2,3$$



$$n = 1,8$$

$$0,5 \leq \alpha \leq 4,5$$

# Métodos de estimación de la SWCC

---

## Modelo de Fredlund & Xing (1994)

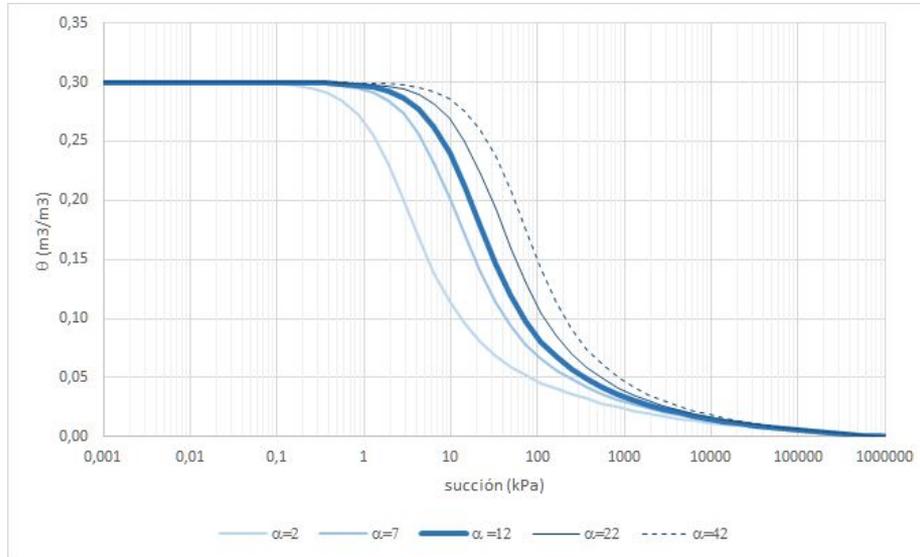
$$\theta(\psi) = C(\psi) \frac{\theta_s}{\{\ln [e + (|\psi| / \alpha)^n]\}^m}$$

$$C(\psi) = \frac{-\ln(1 + \psi / \psi_r)}{\ln(1 + 1000000 / \psi_r)} + 1$$

$C(\psi)$  es un factor de corrección que asegura que la desaturación total ocurre para una ‘succión’ de 1.000.000 kPa.

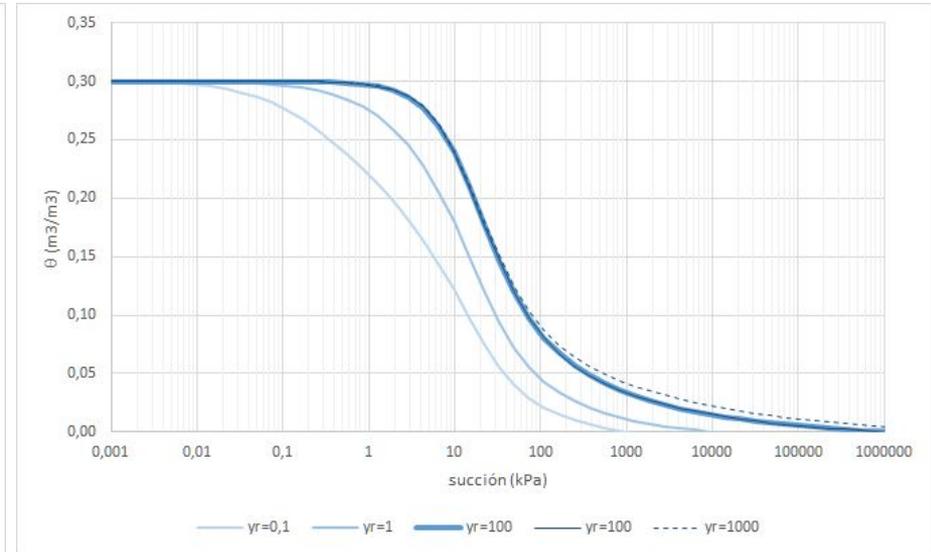
# Métodos de estimación de la SWCC

## Modelo de Fredlund & Xing (1994)



$$n = 1,5 ; m = 1 ; \psi_r = 100$$

$$2 \leq \alpha \leq 42$$

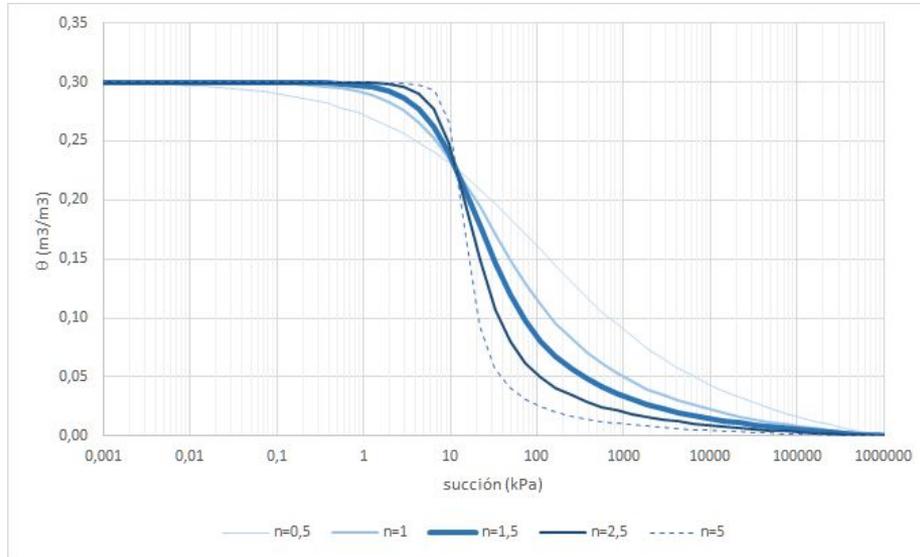


$$n = 1,5 ; m = 1 ; \alpha = 12$$

$$0,1 \leq \psi_r \leq 1000$$

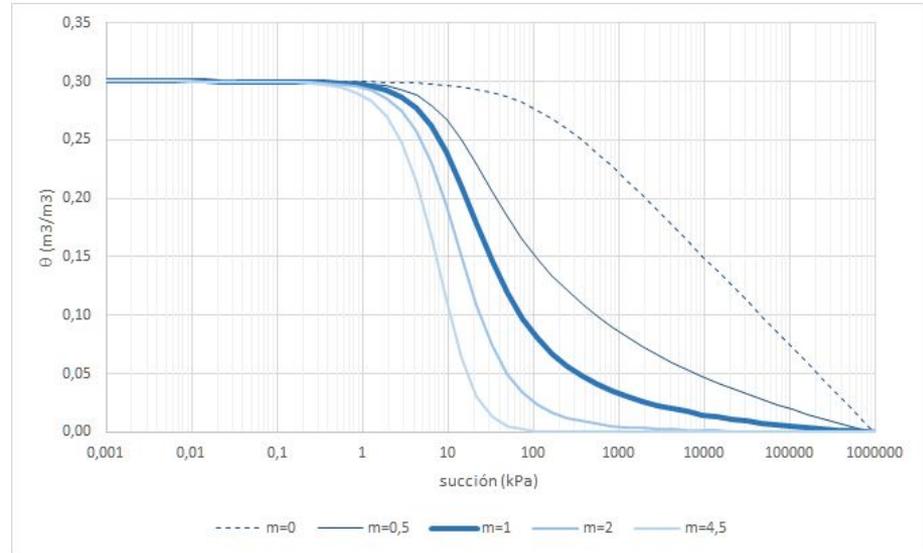
# Métodos de estimación de la SWCC

## Modelo de Fredlund & Xing (1994)



$$m = 1 ; \alpha = 12 ; \psi_r = 100$$

$$0,5 \leq n \leq 5$$



$$n = 1,5 ; \alpha = 12 ; \psi_r = 100$$

$$0 \leq m \leq 4,5$$

# Métodos de estimación de la SWCC

---

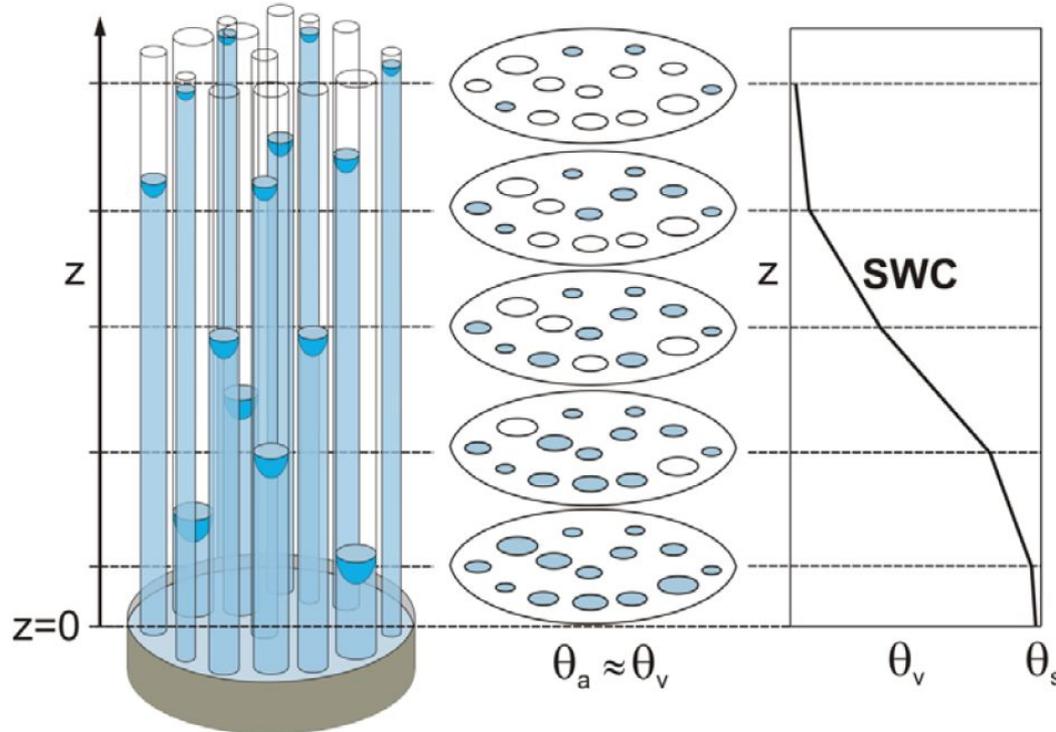
## Funciones de pedotransferencia (PTFs)

Este tipo de funciones **utilizan propiedades del suelo que son más fáciles de medir**, como las relaciones masa volumen y la curva granulométrica del suelo, **para estimar una SWCC**.

Si bien existen diferentes enfoques, es posible clasificar las PTFs en dos grupos, dependiendo del procedimiento que utilizan (Fredlund et. al 2002):

- **Regresión paramétrica:** este método asume que los parámetros de una SWCC pueden ser correlacionados a propiedades básicas del suelo, como el porcentaje de arena o la porosidad.
- **Modelos físico-empíricos:** este método, en términos generales, establece un modelo que utiliza la distribución granulométrica para obtener una distribución del tamaño de poros. Luego a partir de la teoría capilar se relaciona el tamaño de poros con la succión para obtener la SWCC. En general el modelo se calibra a partir de una base de datos de suelos.

# Métodos de estimación de la SWCC



Conceptual sketch showing the relationship between the BCC pore space representation and the SWC. Greater capillary rise occurs in smaller pores, which have smaller radii of meniscus curvature.

*Tuller y Or (2003)*

# Métodos de estimación de la SWCC

---

**Ejemplos del primer grupo (regresión paramétrica)** son los trabajos de Rawls y Brakensiek (1985) y Vereecken et al. (1989). Los primeros presentaron ecuaciones para estimar los parámetros  $\psi_{aev}$  y  $\lambda$  del modelo de Brooks y Corey (1964). Los segundos utilizaron un set de datos de 40 suelos para desarrollar relaciones que estimaran los parámetros del modelo de Van Genuchten (1980) a partir de la distribución granulométrica, densidad seca y contenido de materia orgánica.

**En el segundo grupo (modelos físicos-empíricos)** el primer trabajo fue presentado por Arya y Paris (1981) quienes supusieron que la distribución granulométrica puede usarse para derivar la distribución del tamaño de poros, si las partículas se suponen esféricas y los poros cilíndricos. Su trabajo fue posteriormente modificado y adaptado por varios autores, por ejemplo para intentar estimar la naturaleza aleatoria del empaquetamiento de partículas en un suelo heterogéneo.

# Métodos de estimación de la SWCC

---

El desempeño de las PTFs depende de manera importante de la base de datos de suelos utilizados para calibrar los modelos. Las predicciones normalmente pierden precisión cuando el modelo se utiliza en suelos con propiedades diferentes a las del grupo que fue utilizado para calibrar la PTF.

El proceso de una PTF de tipo físico-empírico, normalmente contiene las siguientes etapas:

- Ajuste de una ecuación a la distribución granulométrica de la muestra.
- Obtención de parámetros descriptivos de la granulometría (%arenas,  $d_{10}$ ,  $d_{50}$ , etc.)
- Ingreso de otras propiedades de la muestra (por ejemplo, relaciones masa-volumen como la porosidad, densidad seca, humedad, etc.)
- Utilización de la base de datos mediante algún algoritmo para obtener y comparar una SWCC.
- Ajuste de los parámetros de la SWCC según algún modelo empírico (Van Genuchten, Fredlund y Xing, etc.)

# Métodos de estimación de la SWCC

La siguiente tabla presenta ejemplos de PTFs, sus datos de entrada y los usos recomendados (Galla, 2007).

Modelo	Datos de entrada	Aplicación
Gupta & Larson (1979)	USDA %arenas, %limos, %arcillas, %orgánico, densidad total	Arenas y suelo arenosos
Arya & Paris (1981)	Densidad total, índice de vacíos, granulometría	Todos los suelos
Rawls (1985)	USDA %arenas, %arcillas, porosidad	70% > arena > 5% 60% > arcilla > 5%
Vereecken (1985)	USDA %arenas, %arcillas, %carbón orgánico, densidad total	Todos los suelos
Tyler & Wheatcraft (1989)	Densidad total, índice de vacíos, granulometría	Todos los suelos
Fredlund & Wilson (1997)	Propiedades masa-volumen, granulometría	Todos los suelos
Aubertin (2003)	Densidad seca, porosidad, índice de vacíos, $d_{10}$ , $d_{60}$	Suelos granulares y plásticos/cohesivos

➤ ¿Por qué se prefiere estimar la SWCC, en vez de medirla directamente?

# Curva de conductividad hidráulica relativa

---

La variación de la conductividad hidráulica en función del contenido volumétrico de humedad (o, equivalentemente, de la succión) puede también medirse en laboratorio. Sin embargo, **al igual que en el caso de la SWCC, su determinación directa es costosa y requiere tiempos importantes**, especialmente a menores contenidos de humedad.

**Por esta razón, es común utilizar modelos empíricos.** De hecho, varios de los modelos empíricos para determinar la SWCC han sido desarrollados originalmente para determinar la conductividad hidráulica no saturada.

A continuación se presentan las ecuaciones para la conductividad hidráulica relativa de los dos modelos empíricos revisados para la SWCC que tienen solución analítica: Brooks & Corey (1964) y Van Genuchten(1980). **En estas ecuaciones la conductividad hidráulica se expresa como una fracción de  $K_{sat}$**  (conductividad hidráulica en condiciones saturadas), y por eso, se denomina ‘relativa’.

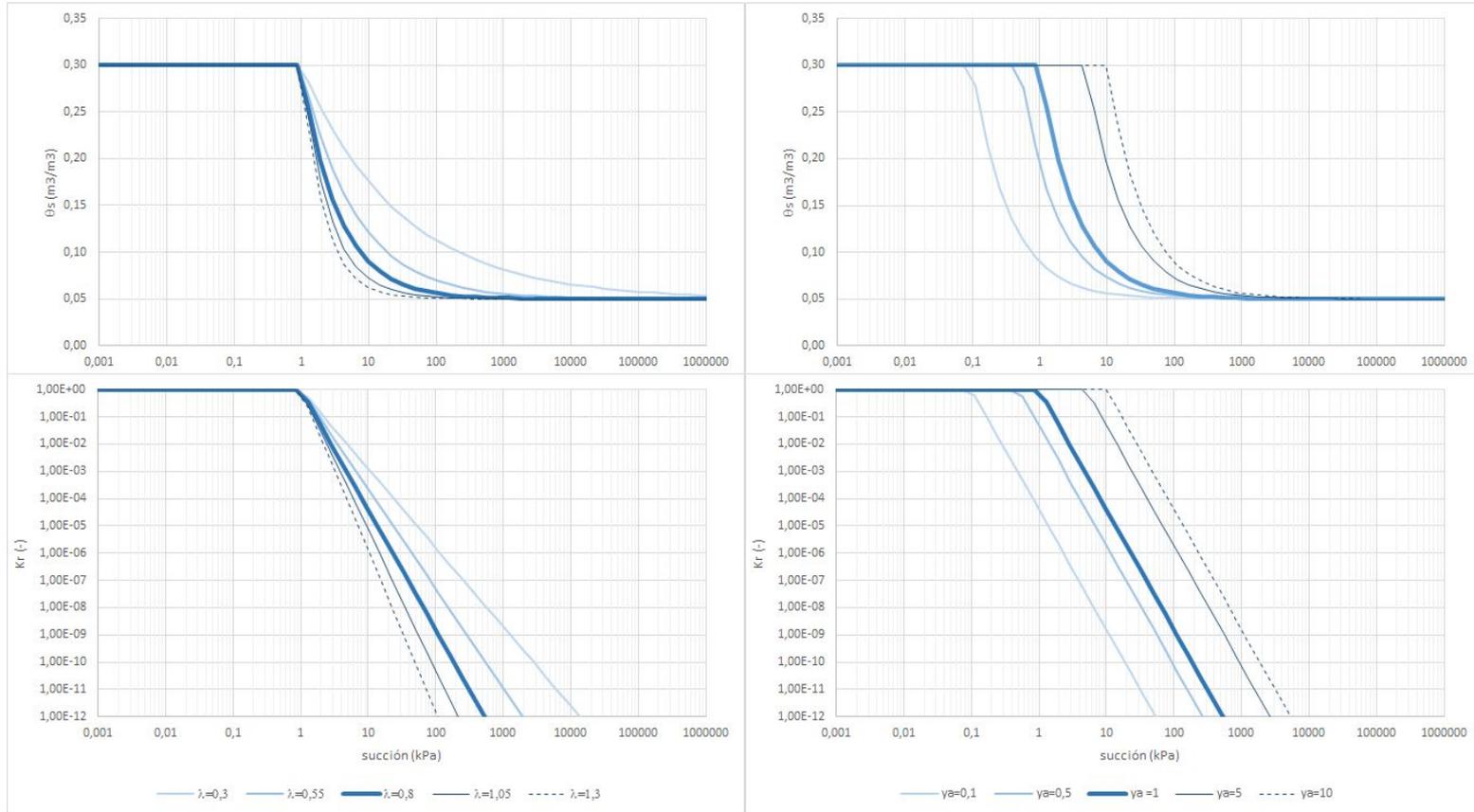
# Métodos de estimación de la SWCC

## Modelo de Brooks & Corey

$$K_r(\psi) = \Theta^{\frac{2+3\lambda}{\lambda}} = \left[ \frac{\theta(\psi) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{\frac{2+3\lambda}{\lambda}} = \begin{cases} 1 & \text{para } \psi \leq \psi_{aev} \\ \left( \frac{\psi}{\psi_{aev}} \right)^{-2-3\lambda} & \text{para } \psi > \psi_{aev} \end{cases}$$

Donde  $\psi_{aev}$  y  $\lambda$  son los mismos parámetros de ajuste descritos para la SWCC.

# Métodos de estimación de la SWCC



# Métodos de estimación de la SWCC

## Modelo de Van Genuchten (1980)

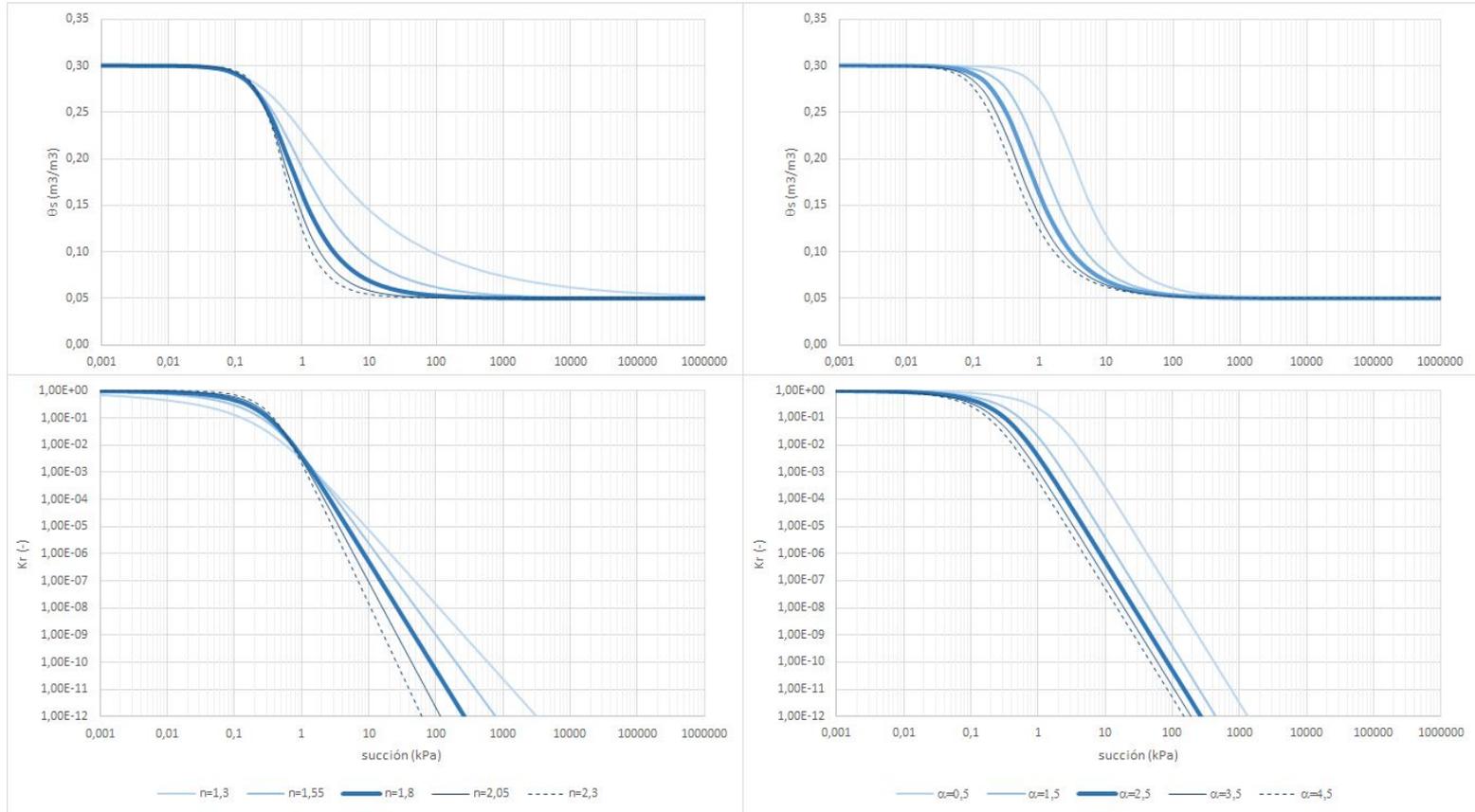
$$K_r(\psi) = \begin{cases} \Theta^{1/2} [1 - (1 - \Theta^{1/m})^m]^2 & \text{Mualem} \\ \Theta^2 [1 - (1 - \Theta^{1/m})^m] & \text{Burdine} \end{cases}$$

$$\Theta = \frac{\theta(\psi) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{[1 + (\alpha |\psi|)^n]^m}$$

$$m = \begin{cases} 1 - 1/n & \text{Mualem} \\ 1 - 2/n & \text{Burdine} \end{cases}$$

Donde  $\alpha$ ,  $n$  y  $m$  son los mismos parámetros de ajuste descritos para la SWCC.

# Métodos de estimación de la SWCC



# Métodos de estimación de la SWCC

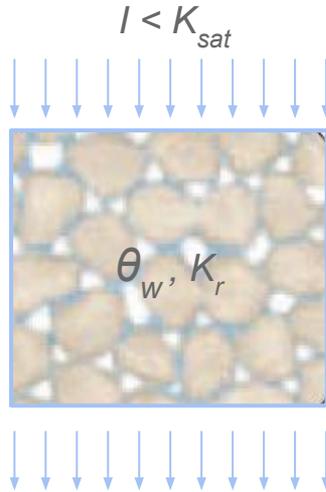
**Table1:** Typical van Genuchten model parameters ( $\alpha$ ,  $n$ ) including residual ( $\theta_r$ ) and saturated ( $\theta_s$ ) water contents compiled from the UNSODA database (Leij et al., 1996). N indicates the number of soils or samples of a given textural class from which the mean values are compiled.

Textural Class	N	$\theta_r$ [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	$\theta_s$ [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	$\alpha$ [1/cm]	n
Sand	126	0.058	0.37	0.035	3.19
Loamy Sand	51	0.074	0.39	0.035	2.39
Sandy Loam	78	0.067	0.37	0.021	1.61
Loam	61	0.083	0.46	0.025	1.31
Silt	3	0.123	0.48	0.006	1.53
Silt Loam	101	0.061	0.43	0.012	1.39
Sandy Clay Loam	37	0.086	0.40	0.033	1.49
Clay Loam	23	0.129	0.47	0.030	1.37
Silty Clay Loam	20	0.098	0.55	0.027	1.41
Silty Clay	12	0.163	0.47	0.023	1.39
Clay	25	0.102	0.51	0.021	1.20

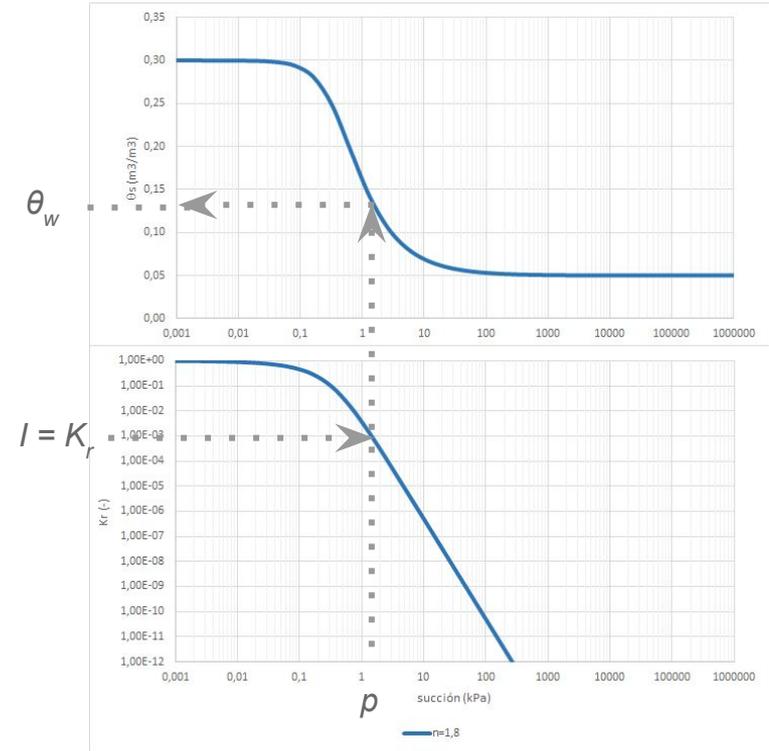
*Tuller & Or (2003)*

# Curva de conductividad hidráulica relativa

## Drenaje libre en suelo no saturado



En condiciones de drenaje libre, el gradiente hidráulico será igual a 1, de forma que  $Q=KiA$ , y por lo tanto,  $Q/A = I = K_r$



# Histéresis

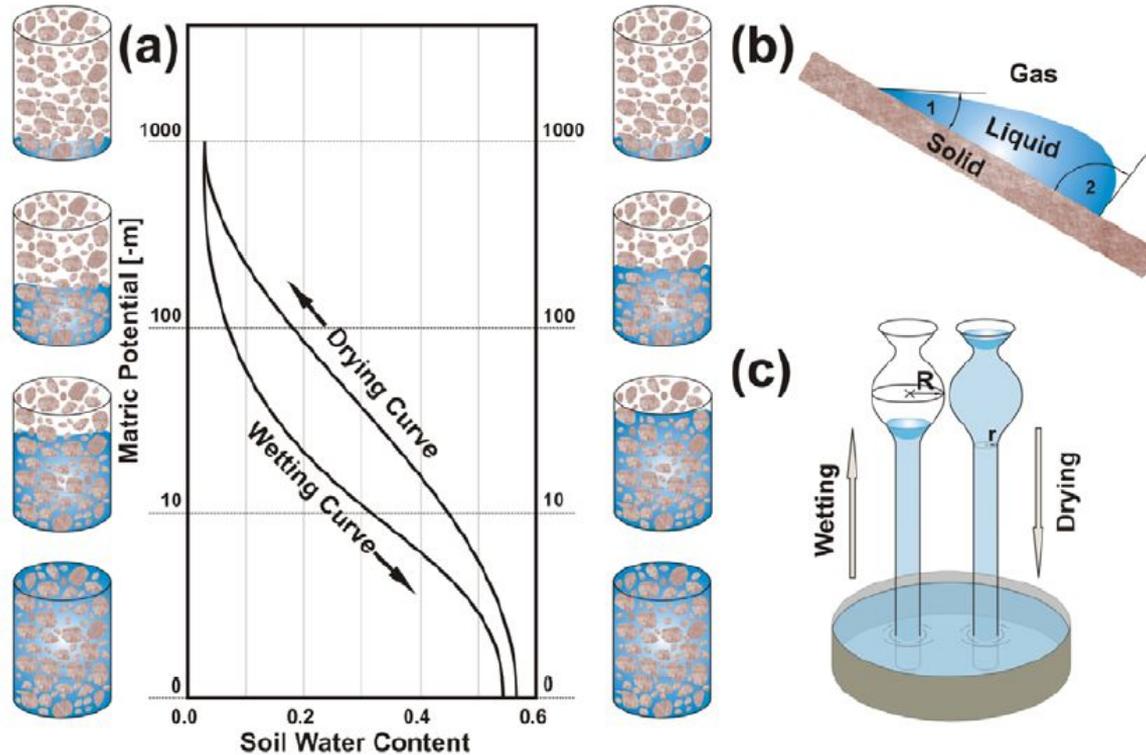
---

La SWCC puede obtenerse mediante **dos métodos**: tomando una muestra saturada y aplicando succiones o presiones para desaturarla, y ii) saturando gradualmente una muestra inicialmente seca. **La curva obtenida en cada uno de los casos es diferente, fenómeno denominado histéresis.**

Según Tuller y Or (2003), la histéresis puede asociarse a varios fenómenos, incluyendo:

- La irregularidad en forma y tamaño de los poros interconectados, donde el drenaje esta gobernado por los poros más pequeños y la saturación de los poros mayores.
- La diferencia en el ángulo de contacto líquido-sólido para meniscos de agua que avanzan o retroceden.
- El atrapamiento de aire en un suelo que en proceso de saturación.
- Cambio de volumen del suelo bajo saturación o drenaje.

# Histéresis



(a) Conceptual sketch showing hysteresis of the SWC. (b) The contact angle effect, and (c) the ink bottle effect as potential mechanisms for hysteresis.

*Tuller y Or (2003)*

# Histéresis

---

Según Tuller y Or (2003), a esa fecha no existía consenso respecto al rol de cada uno de los factores, y **parte del fenómeno de histéresis podría atribuirse a artefactos en las mediciones. Artefactos debidos, por ejemplo, a las diferencias entre la desaturación que se logra a aplicar succión, y aquella que es inducida por presión de la fase gaseosa.**

Un aspecto importante de los métodos de desaturación en succión, se debe a la posible ocurrencia de **cavitación gatillada por burbujas de aire atrapadas en el líquido**, o debido a su propia presión de vapor (Or y Tuller, 2002).

**Las heterogeneidades en la superficie y las impurezas en el agua ocupando los poros de suelo y rocas, generan núcleos de cavitación que reducen la succión umbral a la cual comienza el fenómeno.**

# 7.2 Interpretaciones Conceptuales Críticas en Medio no Saturado

# Interpretaciones conceptuales críticas

---

Durante el capítulo anterior se han descrito los principios fundamentales para describir el movimiento del agua, en un medio poroso no saturado. Se presentaron **diferentes modelos para describir la variación de la conductividad hidráulica y del contenido de humedad en función de la succión.**

El rango de succiones abarca desde 0 kPa (donde el suelo se encuentra saturado) **hasta 1.000.000 kPa, donde algunos autores sostienen que todos los suelos se encuentran en una condición de ausencia completa de humedad.**

Sin embargo, si se considera que:

- En su definición más fundamental, la presión es el resultado termodinámico de choques moleculares en una superficie.
- La presión atmosférica absoluta a nivel del mar es equivalente a 1 atm (aproximadamente 101 kPa).
- Para una temperatura de 20°C, el agua cambia de estado a una presión absoluta de 2,34 kPa.

# Interpretaciones conceptuales críticas

---

- ¿Cómo es posible que el agua se mantenga en estado líquido para presiones relativas menores a -100 kPa?

Un análisis de esta interrogante ha sido omitido por una parte importante de la comunidad científica por largos años, **adoptando el término 'succión' como un estándar para describir el estado del agua en los poros** en medio no saturado.

Una prueba importante de esto es el hecho de que en **la mayoría de los modelos para determinar la SWCC o la conductividad relativa, el término descrito en la abscisa corresponde a la succión.**

Sin embargo, existen **varios autores que han advertido sobre la errónea interpretación de este concepto<sup>1</sup>**, siendo los trabajos de **Gray y Hassanizadeh (1991)** y **Baker y Frydman (2009)** **los más exhaustivos y claros**, para resumir, ilustrar y aclarar los errores conceptuales que se han utilizado durante largos años y entregar una explicación física más apropiada.

---

1.- Blight, 1967; Koorevaar et al., 1983; Iwata et al., 1995; Gray y Hassanizadeh, 1991.

# Interpretaciones conceptuales críticas

WATER RESOURCES RESEARCH, VOL. 27, NO. 8, PAGES 1847-1854, AUGUST 1991

## Paradoxes and Realities in Unsaturated Flow Theory

WILLIAM G. GRAY

Department of Civil Engineering, University of Notre Dame, Notre Dame, Indiana

S. MAJID HASSANIZADEH

National Institute of Public Health and Environmental Protection, Bilthoven, Netherlands

In currently applied theory of unsaturated flow, paradoxes exist concerning the equation of state for the water phase, the idea of a water phase at negative absolute pressure, the applicability of the hydrostatic pressure gradient at equilibrium, and the lack of explicit inclusion of interface effects in the problem formulation. The theory of unsaturated flow presented here eliminates those paradoxes and indicates that the hysteresis in capillary pressure and relative permeability may be accounted for by allowing these quantities to depend on interfacial area as well as saturation. The wettability potential is shown to be a thermodynamic function which is important in describing unsaturated flow processes. The momentum balance equation for the interface between the air and water phases also contributes to a systematic and tractable set of equations which describe unsaturated flow.

### INTRODUCTION

The study of movement and distribution of water in unsaturated porous media is important as a naturally occurring process and in engineering design of soil barriers to the spreading of buried hazardous waste. *Hillel* (1971) states that physical and mathematical description of water movement in unsaturated porous media dates back to the turn of the present century. Early theories were obtained by simply extending concepts and ideas from less complicated systems and situations. Predictably, some of those theories were unable to account for complexities of a dynamic soil-water-air system. Despite many advancements achieved in the science of soil physics in the last forty years, certain shortcomings of the basic equations persist. *Hillel* (1971, p. 3) warns against overlooking the limitations of present theories of soil physics in stating,

In applying to the soil oversimplified concepts and theories borrowed from simpler or "purer" systems, we must be careful not to take our models too seriously or literally. Present-day theories of soil physics should therefore be taken with a grain or two of salt, as they were developed by entirely fallible (though courageous) soil physicists desperately attempting to make their system manageable by simplifying it. As the science develops, however, its tools become more sophisticated and capable of handling some of the complexities which previous soil physicists therefore disregarded.

In developing more general and elaborate theories of unsaturated flow, one can no more rely on borrowing and extending ideas and equations from simpler systems such as saturated porous media. Instead, the reverse procedure must be followed. That is, one must start with a general description of an unsaturated system which includes all basic features and phenomena of interest and then proceed to simpler models by making appropriate assumptions; the saturated flow equations should be the end product or most simplified form obtained. Important features of an unsaturated medium that must be explicitly incorporated in a

Copyright 1991 by the American Geophysical Union.

Paper number 91WR02259.  
0043-1397/91/WR-02259\$05.00

mathematical model are a description of the mass, momentum, and energy exchanges within and between the solid phase, two-fluid phases, and three interfaces. These processes are only implicit in the celebrated Darcy-Buckingham equation. This equation is, in form, identical to Darcy's saturated flow equation, but the permeability coefficient and water pressure are interpreted differently to account for the presence of the air phase. Despite the warnings of *Hillel* (1971), this interpretation has been carried too far in implying that water phase bulk "pressure" may be less than absolute zero. Although water, under certain conditions, exhibits appreciable tensile strength, it does not do so in contact with air. When the (absolute) water pressure approaches the vapor pressure, the water will begin to evaporate.

Another difficulty in the present theories of unsaturated flow is providing an acceptable explanation for the hysteresis effects in the capillary pressure-saturation relation. The literature on unsaturated flow commonly adds disclaimers that the equations for unsaturated flow are limited in applicability by hysteresis effects (*Scheidegger, 1974; Hillel, 1980; de Marsily, 1986*). Although the problem is well recognized, little evidence exists that it is being addressed effectively. Indeed, simulation models of unsaturated flow for today's high speed computers (e.g., discussed by *Rayevskan and Pinder* [1983] and *Bear and Verrulji* [1987]) are still based on the Darcy-Buckingham formulation of the momentum equation [*Darcy, 1856; Buckingham, 1907*] in conjunction with *Richards*' (1931) form of the mass balance equation. The last half century mainly seen basic advances occurring in the measurement of the coefficients which appear in the governing equation, such as relative permeability and capillary pressure, and in improving computational algorithms for simulation of the nonlinear problem. *Schlegel* (1986) has provided a very detailed experimental and theoretical study of multiphase flow phenomena, including microscopic interfacial phenomena, which provides good insight into the many aspects of unsaturated flow which must be accounted for in a complete mathematical description.

The authors of the current paper have undertaken a series of articles (*Hassanizadeh and Gray, 1990; Gray and Has-*

1847

Gray y Hassanizadeh (1991)

Engineering Geology 106 (2009) 26-39



Contents lists available at ScienceDirect

Engineering Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/enggeo



## Unsaturated soil mechanics Critical review of physical foundations

Rafael Baker<sup>a</sup>, Sam Frydman

<sup>a</sup>Faculty of Civil & Environmental Engineering, Technion-Israel Institute of Technology, Haifa, 32000, Israel

### ARTICLE INFO

Article history:  
Received 12 May 2008  
Received in revised form 15 February 2009  
Accepted 18 February 2009  
Available online 6 March 2009

Keywords:  
Unsaturated soil mechanics  
Soil physics  
Matrix potential  
Suction  
Capillary

### ABSTRACT

Most insensitive models for unsaturated soils are based on identification of soil-water suction with the capillary component of the matrix potential, ignoring the contribution of adsorption to this potential. Identification of potential (energy per unit volume) with stress (or suction), is questioned, since these quantities have different physical significance despite their common dimensions. It is suggested that the identification of matrix potential with  $(u_a - u_w)$  results from neglecting the adsorption potential, and adopting an unrealistic pore space model. This identification was probably motivated by the laboratory axis translation technique, but it is not valid under normal field conditions where the air pressure is usually atmospheric, and soil-water cannot develop high tension without cavitation. Axis translation alters soil behavior by preventing cavitation, thus causing death on the hanging large specific surface areas, there is a range of conditions relevant to geotechnical engineering, in which capillary potential appears to account for only a small part of matrix potential, the major contribution resulting from water adsorption onto the soil particles. Consideration of a double porosity model and coaction of water under the tension generated by capillary mechanism appear indispensable for the interpretation of unsaturated soil behavior.  
© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

Since the 1950's, there has been growing interest in the mechanical behavior of unsaturated soils. This interest has accelerated during the last 15 years, and has been accompanied by the development of extensive experimental laboratory testing programs leading to the formulation of various constitutive models for such soils. It has been generally accepted that the mechanical behavior of unsaturated soils is influenced by the pore-water suction, or negative potential.

Research in the 1950's centered on attempts to develop an effective stress expression for unsaturated soils. Corey et al. (1956) suggested that effective normal stress,  $\sigma'$ , could be expressed as:

$$\sigma' = \sigma - \beta u_a \quad (1)$$

where  $\sigma$  = total normal stress,  $\beta$  = a factor and  $u_a$  = pore-water pressure.

Aitchison (1961) and Jennings (1961), considering field conditions in which the air pressure in the voids is normally atmospheric, suggested expressions of the following form:

$$\sigma' = \sigma - \beta p' \quad (2)$$

where  $\beta$  is a parameter, and  $p'$  was defined by Aitchison as the pore-water pressure deficiency, and by Jennings as the absolute value of the negative pore-water pressure.

Bishop (1959) was the first to suggest an expression for effective normal stress in terms of both pore air pressure,  $u_a$ , and pore-water pressure,  $u_w$ , as follows:

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + \chi(u_a - u_w) \quad (3)$$

where  $\chi$  is a parameter between 0 and 1, related to the degree of saturation of the soil.

These attempts to develop effective stress expressions came under criticism in the 1960's (e.g. Jennings and Burdett, 1962), following which their development effectively stopped, but there has been a significant renewal of activity in this direction over the last 10 years. For example, Khalili and Khubaz (1995), and Khalili et al. (2004) responded to the previous criticisms and demonstrated supporting evidence for the applicability of Bishop's effective stress expression (3), by relating  $\chi$  to the "suction ratio" defined as the ratio of soil matrix potential to the air entry value of the soil.

Since the 1960's, considerable research has been devoted to the development of constitutive models for the mechanical behavior of unsaturated soils. The experimental foundation of the majority of suggested constitutive models has been based on the axis translation procedure (ATP). The conceptual basis of this technique is related to a simple "bunch of cylindrical capillaries" model of the soil pore structure.

<sup>1</sup> In most publications matrix potential, as referred to here, is termed matrix potential. We find the term matrix potential unusual, describing the water potential generated by the soil matrix, while the term matrix potential does not appear to have an obvious linguistic source. We thank Prof. John Rutledge for pointing this out to us.

<sup>a</sup> Corresponding author. Tel.: +1 972 4 820233.

E-mail address: baker@technion.ac.il (R. Baker).

0013-7902/\$ - see front matter © 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.  
doi:10.1016/j.enggeo.2008.02.012

Baker y Frydman (2009)

# Interpretaciones conceptuales críticas

---

➤ ¿Cuál es el origen de la errada interpretación de succiones en medio no saturado ?

A partir de estos dos trabajos, es posible identificar las siguientes dos causas principales:

- **La utilización del ATP como una manera artificial para generar diferencias de potencial mayores** a la succión relativa asociada a la presión de vapor absoluta (Baker y Frydman, 2009).
- **El hecho de que las ecuaciones de flujo no saturado se hayan derivado utilizando principios orientados a describir una situación particular del fenómeno.** Esto es, el flujo en medio totalmente saturado, que es un caso extremo del flujo parcialmente saturado (Gray y Hassanizadeh, 1991).

# Interpretaciones conceptuales críticas

---

Gray y Hassanizadeh (1991)

Despite the warnings of *Hillel* [1971], this interpretation has been carried too far in implying that water phase bulk “pressure” may be less than absolute zero. Although water, under certain conditions, exhibits appreciable tensile strength, it does not do so in contact with air. When the (absolute) water pressure approaches the vapor pressure, the water will begin to evaporate.

The literature on unsaturated flow commonly adds disclaimers that the equations for unsaturated flow are limited in applicability by hysteresis effects [*Scheidegger*, 1974; *Hillel*, 1980; *de Marsily*, 1986]. Although the problem is well recognized, little evidence exists that it is being addressed effectively.

# Interpretaciones conceptuales críticas

---

Gray y Hassanizadeh (1991)

*De Marsily* [1986, p. 33] confirms this idea quite succinctly when he states “These high negative pressures (less than absolute zero) to which the water in an unsaturated medium may be subjected should not surprise us; they measure, in reality, a state of energy of the water in the soil, i.e., the quantity of energy needed to extract a molecule that is bound to the solid by electrostatic forces.” Indeed, energy may be required to extract water from a porous medium when that water is bound to the solid matrix. However, to quantify this energy in terms of a physically unrealistic negative pressure in the water phase and to use this pressure to calculate a radius of curvature for the menisci cannot be justified.

# Interpretaciones conceptuales críticas

---

## Gray y Hassanizadeh (1991)

Indeed, a water pressure approaching absolute zero would seem to imply that a condition of no water phase molecules present is approached. A bulk water phase pressure less than absolute zero seems physically unrealistic. *Koorevaar et al.* [1983] flatly state that negative absolute pressures do not exist. Nevertheless, unsaturated flow literature consistently and almost casually refers to capillary pressures more than 1 order of magnitude greater than 1 atm. even when the air phase pressure is atmospheric.

## Iwata et al. (1994)

It may then be concluded that the pressure measured by a tensiometer actually represents only the pressure in water under the influence of surface tension effects, even when the pressure measured by the tensiometer is above -1 bar. If it would be possible to measure a pressure below -1 bar with an ideal tensiometer, the value of the pressure would reflect the energy status of the soil water, but the measured pressure would not be a real pressure in the soil water because a pressure below -1 bar does not have physical significance.

# Interpretaciones conceptuales críticas

---

## Gray y Hassanizadeh (1991)

Equation (13) is a macroscopic statement of hydrostatic equilibrium. The anticipation that this will apply at equilibrium stems from the generally invoked microscopic observation that as long as the water phase is continuous, two points at hydrostatic equilibrium separated by a vertical distance  $\Delta r$  from each other will have a pressure difference of  $\rho^w g \Delta z$  [de Marsily, 1986]. However, in the case of unsaturated flow it is likely that hydrostatic equilibrium as given by (13) does not apply at the macroscale. The observation that water is attracted to the solid grains implies that, although the water may be continuous, the pressure at a point is not necessarily equal to the weight per unit area of the column of water above that point. The pressure gradient will be less than hydrostatic because of the attraction of the solid grains.

# Interpretaciones conceptuales críticas

---

## Baker y Frydman (2009)

All devices for measuring soil “suction” actually measure soil-water potential (internal or matrix) rather than the state of pressure (tension) in the soil water. In fact the actual water tension in unsaturated soil cannot be measured or controlled. The matrix potential consists of two major components; adsorption and capillary. Only the capillary component admits interpretation in terms of mechanical pressure (tension).

The geotechnical literature generally ignores the adsorption potential when interpreting “suction” measurements, identifying the matrix potential with its capillary component. This practice implies identification of matrix potential with soil-water tension and results in prediction of unrealistically large water tensions which cannot be realized (due to cavitation) under field conditions, when the air pressure is normally atmospheric.

# Interpretaciones conceptuales críticas

---

## Baker y Frydman (2009)

The axis translation technique “transfers” water pressures in soil to the positive range, thus eliminating the possibility of cavitation and modifying soil behavior.

The experimental foundation of most constitutive models for unsaturated soils is based on the axis translation technique. As a result, these constitutive models may well describe the behavior of laboratory samples in which this technique is utilized, but their relevance to field condition, with atmospheric air pressure, requires further validation.

Most versions of constitutive laws for unsaturated soils do not distinguish between matrix potential (energy per unit volume) which is the actually measured or controlled variable and water tension (suction) which cannot be measured. When the identification of matrix potential with water tension is incorporated into mechanical constitutive equations, and they are added directly, conceptual inconsistencies result. Such combinations are, in principle, illegitimate, having no physical significance.

# Interpretaciones conceptuales críticas

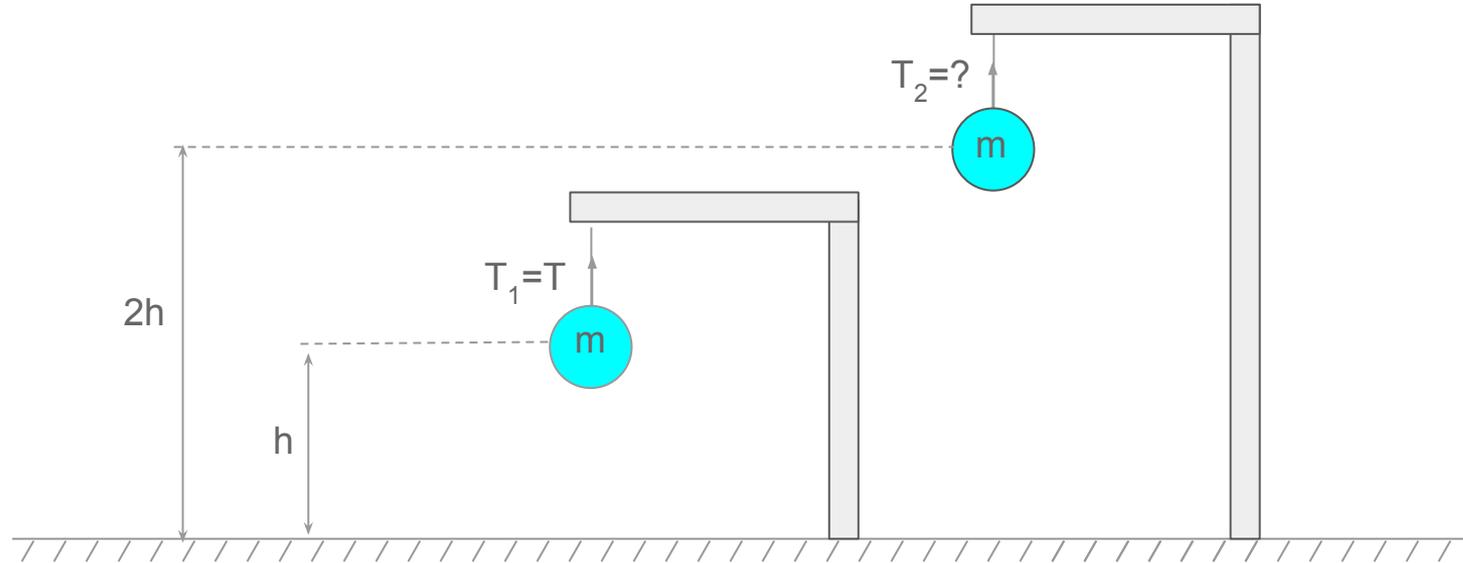
---

Las conclusiones más relevantes de ambos trabajos, pueden resumirse en términos simples, de la siguiente forma:

- Las succiones por sobre 100 kPa (o cualquier valor del orden) **no pueden representar presiones negativas**, por cuanto presiones absolutas menores que 0 no tienen un significado físico (no existe una cantidad negativa de choque de moléculas)
- Estas mediciones **corresponden en realidad a mediciones del potencial hidráulico** (potencial de la matriz) y dan cuenta de la atracción electrostática entre las partículas sólidas y el agua.
- El **perfil hidrostático de presiones que se obtiene en la condición de equilibrio en un suelo no saturado, surge principalmente de considerar que la fase acuosa es continua**, y por lo tanto **no representa las condiciones reales de forma universal**.

# Interpretaciones conceptuales críticas

Una analogía que permite visualizar la relación entre potencial y succión, corresponde a la siguiente:



- ¿Cambia la tensión en la cuerda debido al cambio de potencial gravitatorio?

## 7.3 Consideraciones Prácticas

# Concepto de potencial

---

- ¿Cuáles son entonces los procesos que contribuyen a disminuir el potencial hidráulico en medios no saturados?

Or et al. (2003) entregan un análisis de los procesos que gobiernan el flujo en un medio poroso, en el caso más general, y cómo estos se representan mediante diferentes componentes del potencial hidráulico. Los autores notan lo siguiente:

*“Se debe notar que **existen definiciones alternativas del potencial del agua en el suelo, que utilizan conceptos de potencial químico, o energía libre específica del agua como especie química [...]. Reconociendo que estos conceptos fundamentales son aún materia de debate, se ha optado por presentar definiciones simples y ampliamente aceptadas que son aplicables a escalas macroscópicas y que proporcionan una base para aplicaciones prácticas”.***

A continuación se presenta un resumen basado en el trabajo de Or et al.

# Concepto de potencial

---

El enfoque termodinámico que hace uso de los potenciales para describir los estados de energía y el movimiento del agua, **surge como una alternativas más simple que el balance de fuerzas, para situaciones complejas como las del flujo en un medio poroso.**

Por ejemplo, la descripción de una situación de equilibrio requiere que el vector de fuerzas sea cero en diferentes direcciones; lo que es difícil de representar para un medio poroso. En cambio, los potenciales son cantidades escalares, que se pueden sumar algebraicamente.

De esta forma **existe una correlación entre cada fuerza involucrada en un proceso y las componentes del potencial.** Day et al (1967) indican que **las fuerzas principales que actúan sobre el agua retenida en una matriz rígida de suelo, en condiciones isotermales pueden agruparse por conveniencia en:**

# Concepto de potencial

---

- **Fuerzas matriciales** (de la matriz) resultantes de la fase sólida con las fases líquida y gaseosa cuando el agua se encuentra retenida en los poros.
- **Fuerzas de presión** que se originan en la zona saturada como resultado de los choques moleculares del fluido.
- **Fuerzas osmóticas** resultantes de las diferencias de composición química del fluido en el suelo.
- **Fuerzas de volumen** resultantes de un campo de fuerzas inerciales como el gravitatorio o uno centrífugo.

De esta forma, el potencial total, puede escribirse como:

$$\phi_T = \phi_m + \phi_p + \phi_s + \phi_g$$

Donde cada término representa respectivamente la contribución de las fuerzas descritas arriba.

# Concepto de potencial

---

$\phi_m \equiv$  **potencial de la matriz**

Este potencial resulta del efecto combinado de la **capilaridad y las fuerzas de adsorción** de la matriz sólida. Los mecanismos principales incluyen:

- **Capilaridad** causada por las interfaces líquida y gaseosa que interactúan con la geometría irregular de los poros
- **Adhesión** de las moléculas de agua a las superficies sólidas debido a **fuerzas de Van der Waals de corto alcance**, y la extensión de estos efectos por cohesión a través de los enlaces de hidrógeno en el líquido.
- **Hidratación de iones** y agua participando en **capas dobles difusas (DDL)** en particular cerca de superficies de minerales arcilla.

Or et al. indican que **existe desacuerdo en la definición de esta componente del potencial**, con otros autores incluyendo en ella todos los efectos que no son debidos a la gravedad y la osmosis.

# Concepto de potencial

---

$\phi_m \equiv$  **potencial de la matriz**

Este potencial resulta del efecto combinado de la **capilaridad y las fuerzas de adsorción** de la matriz sólida. Los mecanismos principales incluyen:

- **Capilaridad** causada por las interfaces líquida y gaseosa que interactúan con la geometría irregular de los poros
- **Adhesión** de las moléculas de agua a las superficies sólidas debido a **fuerzas de Van der Waals de corto alcance**, y la extensión de estos efectos por cohesión a través de los enlaces de hidrógeno en el líquido.
- **Hidratación de iones** y agua participando en **capas dobles difusas (DDL)** en particular cerca de superficies de minerales arcilla.

Or et al. indican que **existe desacuerdo en la definición de esta componente del potencial**, con otros autores incluyendo en ella todos los efectos que no son debidos a la gravedad y la osmosis.

# Concepto de potencial

---

El valor de  $\phi_m$  varía desde cero cuando el suelo está saturado a valores **crecientemente negativos** cuando el suelo se hace cada vez más seco.

Normalmente, las teorías aplicadas de flujo en medio no saturado **han agrupado la contribución de la capilaridad y de la adsorción**, sin distinguir la contribución específica de cada una. **Tuller et al. (1999) presentan un donde cada contribución es especificada**, de forma que:

$$\phi_m = A(h) + C(\kappa)$$

Donde  $\kappa$  es la curvatura de la interfase líquido-vapor y  $h$  es el espesor de la película de agua adherida a la superficie sólida. **El término  $A(h)$  en la ecuación anterior engloba los efectos de las fuerzas electrostáticas y los cambios termodinámicos del agua cuando esta se encuentra adherida a los sólidos.** El detalle de sus componentes puede encontrarse en Or et al. (2003). El término  $C(\kappa)$  se obtiene de la ecuación clásica de Young-Laplace:

$$C(\kappa) = -2\sigma\kappa/\rho$$

# Concepto de potencial

---

## $\phi_p \equiv$ potencial de presión

Este potencial resulta **de la presión en condiciones saturadas**. La convención que se utiliza en este caso es que es siempre positivo bajo la superficie freática y cero sobre ella. De esta forma, valores positivos de este potencial y del potencial de la matriz son mutuamente exclusivos. Es decir:

$$\phi_p > 0 \quad y \quad \phi_m = 0 \quad \text{Condición saturada}$$

$$\phi_p = 0 \quad y \quad \phi_m < 0 \quad \text{Condición desaturada}$$

$$\phi_p = 0 \quad y \quad \phi_m = 0 \quad \text{Superficie freática}$$

## $\phi_s \equiv$ potencial osmótico

Este potencial resulta de la presencia de solutos en el agua que disminuyen su energía potencial y su presión de vapor. Los efectos solo son importantes cuando los contenidos de solutos son significativas o ante la presencia de membranas semipermeables o selectivas al flujo de agua y solutos.

# Concepto de potencial

---

Las barreras semipermeables más comunes en el suelo son la interfaz de las raíces con el suelo y la interfase aire-agua con transporte selectivo de solutos (por ejemplo, en un proceso de evaporación).

El potencial osmótico (también llamado presión osmótica) **es proporcional a la concentración de soluto** y es posible calcularlo (en kPa) a partir de la siguiente expresión:

$$\phi_s = -RTC_s$$

Donde R es la constante universal de los gases, T es la temperatura absoluta y  $C_s$  la concentración de soluto.

$$R = 8,314 \times 10^{-3} \frac{kPa \cdot m^3}{mol \cdot ^\circ K}$$

Una aproximación útil que permite obtener el potencial osmótico en kPa a partir de la conductividad eléctrica (EC) en dS/m corresponde a:

$$\phi_s \approx -36EC$$

# Concepto de potencial

---

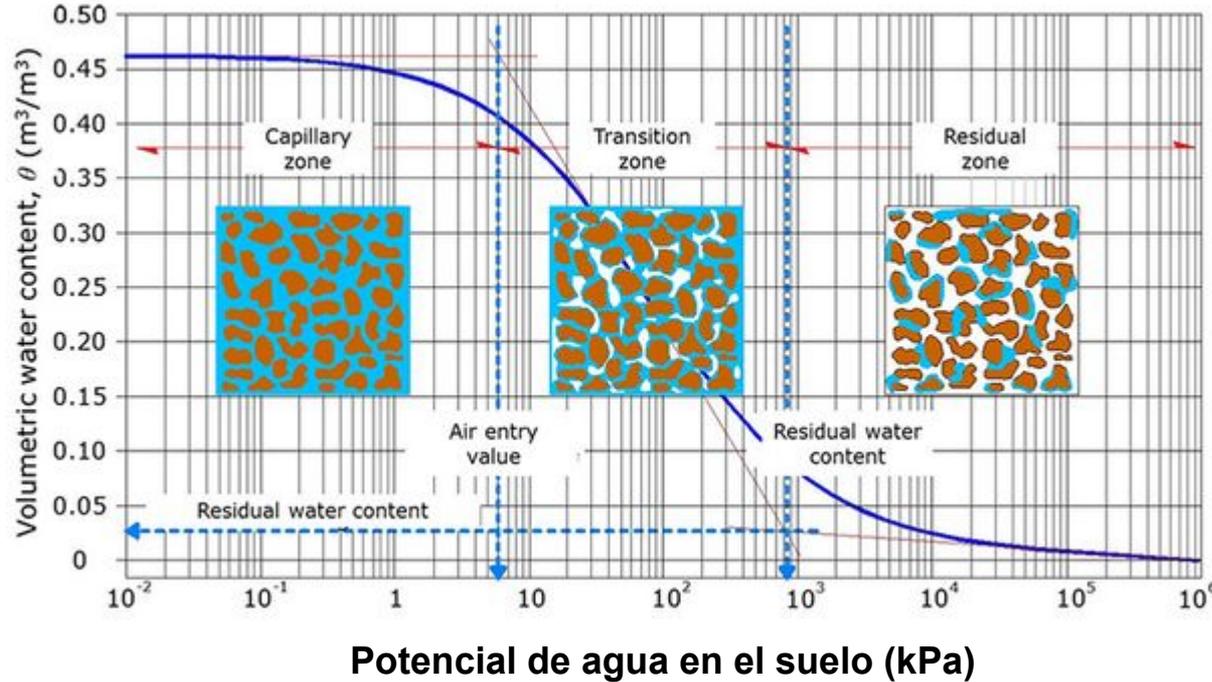
$\phi_p \equiv$  potencial gravitacional

Resulta de la acción de la gravedad (u otro campo de aceleración) sobre la partícula de fluido y al ser evaluado por unidad de peso, está determinado solamente por la elevación del punto donde se encuentra la partícula relativa a un nivel arbitrario de referencia.

Es igual al trabajo necesario para elevar el volumen en contra de la gravedad desde el nivel de referencia hasta la posición considerada. El valor numérico no es relevante, solo la diferencia de potencial entre dos puntos, Dicha diferencia es invariante respecto del nivel de referencia utilizado.

Como como comentario final de este análisis, es importante notar que el término correcto a utilizar en los gráficos de las SWCC corresponde al de “potencial del agua en el suelo”, o en último caso potencial de la matriz si se asume la ausencia de solutos en el agua.

# Concepto de potencial



(López y Mendoza, 2016)

# Condiciones iniciales

---

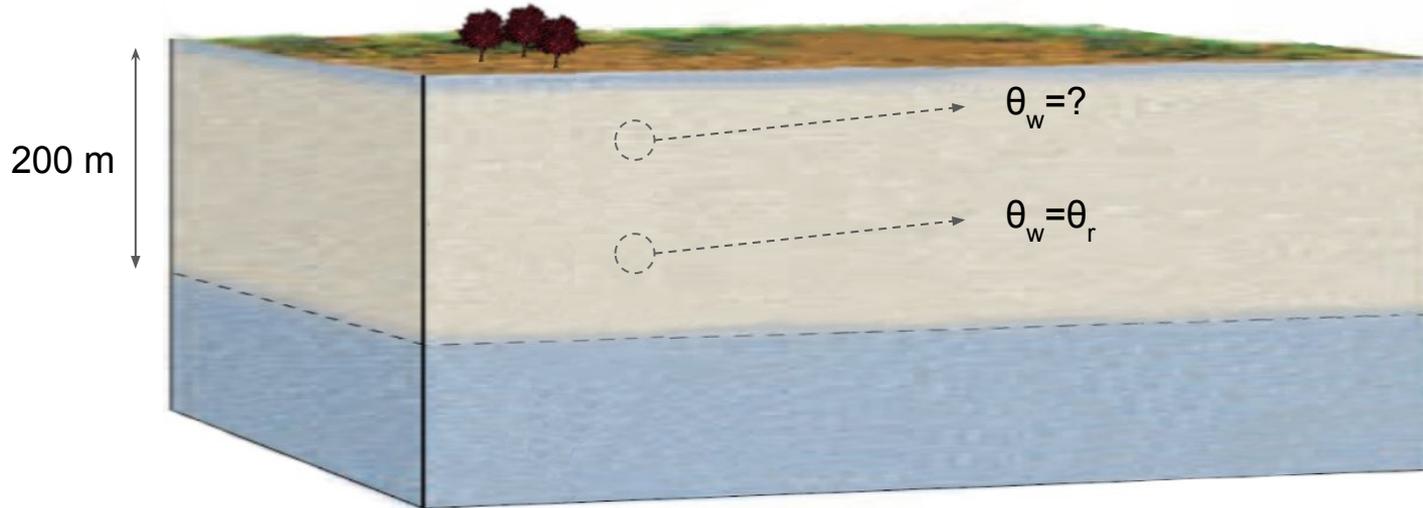
Los problemas relativos a flujo en medio no saturado **dependen de manera importante de las condiciones iniciales del sistema**, dado que en la teoría que se ha analizado, **las propiedades hidráulicas del medio dependen de la distribución de carga hidráulica**.

Las condiciones iniciales pueden referirse a cualquiera de las variables de análisis, como la presión, la carga hidráulica, o el contenido de humedad, y **deben proporcionar una representación adecuada de la condición física del sistema al inicio del intervalo analizado**.

**De particular importancia son las condiciones iniciales de problemas que se suponen inicialmente en un equilibrio**, pues es en esta condición en la que surge un perfil de presiones hidrostático, donde el potencial disminuye con la elevación.

# Condiciones iniciales

Esta disminución del potencial con la elevación, **está indefectiblemente asociada a una disminución en el contenido de humedad desde el nivel freático, lo cual no es una condición que representa universalmente lo que ocurre en el suelo en un sistema en equilibrio, en especial para niveles freático de profundidad importante.**



# Condiciones iniciales

---

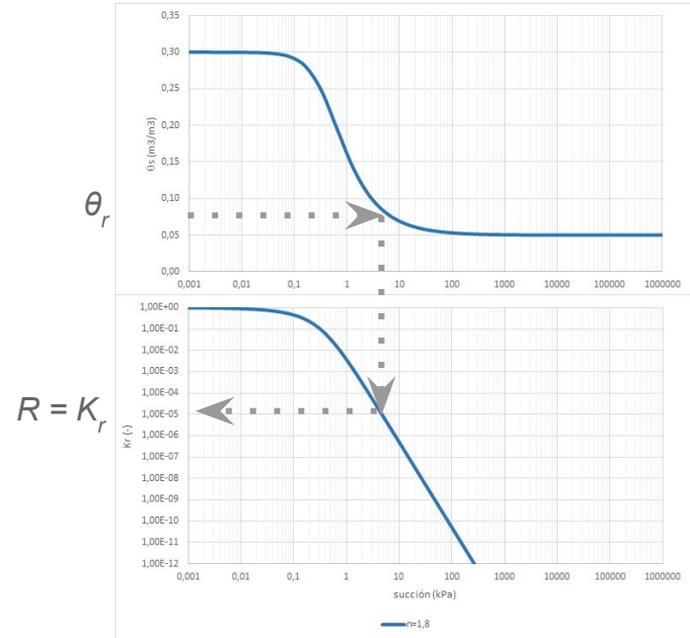
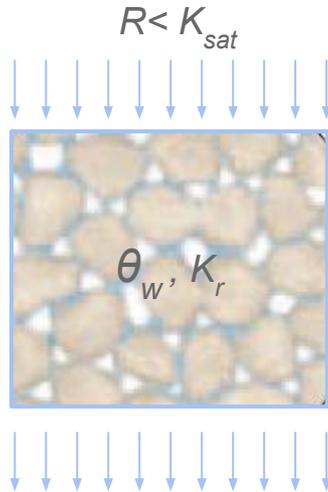
Una alternativa a la condición de equilibrio hidrostático corresponde a considerar que **en la realidad la fase líquida puede ser discontinua en la zona vadosa, y por lo tanto, la descripción del estado del suelo resulta más apropiada al utilizar el concepto de humedad residual.**

Bajo este concepto, **el suelo tiene la capacidad de retener un cierto contenido de humedad en contra de la acción gravitacional, producto de la atracción electrostática entre los minerales de los sólidos y las moléculas agua.** Esta capacidad **no depende de la elevación,** sino que solo depende de las propiedades del suelo.

Un resultado de suponer que en una condición de equilibrio se tiene un **contenido de humedad residual uniforme** en la zona no saturada, es la **existencia de un flujo vertical, asociado a la condición de drenaje libre.**

# Condiciones iniciales

La magnitud de dicho flujo está asociada al valor de la conductividad hidráulica vertical que definen las curvas del material. **Si corresponde, este flujo puede ser interpretado como aquél que genera una recarga de largo plazo.** De lo contrario, debe verificarse que este flujo sea despreciable frente al resto de los flujos que son de interés en el sistema



# Bibliografía

---

- Bear, J. Dynamic of Fluids in Porous Media. Dover Publications, 1988.
- Bear, J. Hydraulics of Groundwater. Dover Publications. 2010.
- Blight, G.E. Effective Stress Evaluation for Unsaturated Soils. Journal of Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE 93, 125–148. 1967.
- Fitts, C. Groundwater Science. Elsevier Science, 2012
- Fredlund, M., Wilson, G., and Fredlund, D. Use of the Grain-size Distribution for Estimation of the Soil-water Characteristic Curve. Canadian Geotechnical Journal, Vol 39, 2002.
- Galla, V. Investigating Unsaturated Flow for Heap leach Materials in Large Diameter Columns. M.S. Thesis, University of Nevada, Reno, 2007.
- Gray, W.G., Hassanizadeh, S.M. Paradoxes and Realities in Unsaturated Flow Theory. Water Resources Research 27, 1847–1854. 1991.
- Koorevaar, P., Menelik, G., Dirksen, C.. Elements of Soil Physics. New York, Elsevier. 1983.
- López, N and Mendoza, J. Study of Unsaturated Soils by Coupled Numerical Analyses of Water Flow-Slope Stability, Groundwater - Contaminant and Resource Management. InTech. 2016.
- Lu, N., Likos, W.J. Unsaturated Soil Mechanics. John Wiley and Sons Inc. 2004.
- Or, D., Tuller, M. Cavitation during desaturation of porous media under tension. Water Resources Research 38. 2002.
- Or, D. Tuller, M., Wraith, J. Soil Water Potential. University of Connecticut. 2003.  
[http://www.engr.uconn.edu/enviro/phys/pdf/vadose\\_pdf/Potentia\\_revised01.pdf](http://www.engr.uconn.edu/enviro/phys/pdf/vadose_pdf/Potentia_revised01.pdf)
- Or, D., and Tuller, M. Capillarity. University of Connecticut. 2003.  
[http://www.engr.uconn.edu/enviro/phys/pdf/vadose\\_pdf/Capillarity\\_revised01.pdf](http://www.engr.uconn.edu/enviro/phys/pdf/vadose_pdf/Capillarity_revised01.pdf)

# Bibliografía

---

- Richards, B.G. Measurement of the free energy of soil moisture by the psychrometric technique using thermistors. In: Aitchison, G.D. (Ed.), *Moisture Equilibria and Moisture Changes in Soils Beneath Covered Areas. A Symposium in Print*. Butterworths & Co. Ltd., Sydney, Australia, pp. 35–46. 1965.
- Tuller, M., Or, D. Retention of Water in Soil and the Soil Water Characteristic Curve. University of Connecticut. 2003. [http://www.engr.uconn.edu/enviro/phys/pdf/vadose\\_pdf/SWC\\_revised01.pdf](http://www.engr.uconn.edu/enviro/phys/pdf/vadose_pdf/SWC_revised01.pdf)