

XI JORNADAS GEOTÉCNICAS DE LA INGENIERÍA EN COLOMBIA V FORO DE GEOTECNIA DE LA SABANA DE BOGOTÁ

ANÁLISIS DE LA INFLUENCIA DE LA DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE PARTÍCULAS EN LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA DE ARENAS LIMPIAS.

Nidia Emilcen Barrera Orduz¹. José Alfredo Muñoz Castelblanco². Julio Esteban Colmenares Montañez³ y Leonardo David Donado Garzón⁴

Resumen

El estudio de la influencia de la distribución de tamaños de partículas en la función de conductividad hidráulica de arenas limpias es un aspecto de gran importancia para el entendimiento de su comportamiento en estado de saturación parcial. A partir de la determinación experimental de las curvas de retención de humedad, las curvas de conductividad hidráulica versus contenido volumétrico de agua y distribución de tamaño de poros, para tres arenas con diferentes distribuciones de tamaños de partículas, se determinó de forma preliminar la influencia de la distribución granulométrica en la función de conductividad hidráulica. Los resultados indican que el valor de la conductividad hidráulica es proporcional al tamaño máximo de partículas y a la menor uniformidad de tamaños de partículas.

Palabras clave: Conductividad hidráulica, distribución de tamaños de poros, curvas de retención de humedad, porosidad.

INTRODUCCIÓN

Los métodos tradicionales para la determinación de la función de conductividad hidráulica, en suelos parcialmente saturados, están basados en la curva de retención de humedad. La curva de retención de humedad expresa la relación entre la succión del agua en un suelo y el contenido de agua en el mismo. La conductividad hidráulica es un parámetro del suelo, que en el caso de suelos parcialmente saturados, su valor depende de la cantidad de poros que están llenos de agua y por lo tanto es función del contenido de agua.

Childs y Collis-George (1950), encontraron una manera para determinar la conductividad hidráulica a partir de la distribución de tamaños de poros, la cual esta basada en la curva de retención de humedad. La correspondencia entre las variables anteriores nos muestra que la distribución de tamaños de poros es un factor relevante en el valor de conductividad hidráulica. Además, esto expresa una relación probable entre la distribución de tamaños de poros y la distribución de tamaños de partículas, lo cual es el primer paso hacia el análisis sugerido.

En este documento se presentan los resultados de una investigación, para estudiar la influencia de la distribución de tamaños de partículas en la función de conductividad hidráulica, realizada con tres arenas limpias con diferente distribución de tamaños de partículas. Se determinaron experimentalmente las curvas de retención de humedad y a partir de ellas, con base en modelos teóricos, se determinaron las curvas de conductividad hidráulica y la distribución de tamaños de poros. El análisis de estos resultados, permitió establecer, de forma preliminar, la influencia de la granulometría de arenas limpias en su función de conductividad hidráulica.

TEORÍA

¹ Ingeniera Civil. Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá D.C.

² Ingeniero Civil. Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá D.C.

³ Profesor Asistente. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá D.C.

⁴ Ingeniero Civil. Universidad Nacional de Colombia, Sede Bogotá D.C.

La curva de retención de humedad.

El agua en el suelo se puede clasificar en dos categorías principales: agua gravitacional, la cual puede ser extraída por calor o succión, y agua de absorción, la cual se encuentra en el interior y la superficie de los granos, la cual no puede ser extraída por medios físicos. De esta manera, las propiedades de retención de humedad son aplicables al agua gravitacional.

El contenido de agua puede ser expresado de diferentes maneras, como el contenido de agua gravimétrico w , el contenido volumétrico de agua q , la saturación S y el contenido normalizado de agua Θ . La relación entre estos parámetros puede verse en las ecuaciones (1) y (2) (Barbour, 1998)

$$q = \frac{V_{agua}}{V_{total}} \quad (1)$$

$$q = nS \quad (2)$$

n es la porosidad dada en la ecuación (3).

$$n = \frac{V_{poros}}{V_{total}} = \frac{e}{1 + e} \quad (3)$$

Θ es el contenido normalizado de agua y está expresado en la ecuación (4)

$$\Theta = \frac{q - q_r}{q_s - q_r} \quad (4)$$

En suelos parcialmente saturados la cantidad de agua retenida en los poros es controlada por la presión del agua. Este valor es una consecuencia de la teoría capilar, la cual dice que la succión del agua en un suelo es proporcional a la tensión superficial e inversamente proporcional al radio del poro. Cuando un suelo está parcialmente saturado, la adherencia entre los granos del suelo y el agua, produce meniscos, los cuales indican la presencia de succión de agua en el suelo (Burland y Ridley, 1996).

La succión del agua en el suelo es generalmente llamada succión matricial. Sin embargo, debería ser llamada succión total. Este valor es la suma de la succión matricial, asociada a la capilaridad, y la succión osmótica, la cual es producida por las fuerzas electroquímicas causadas por la presencia de sales disueltas. Esta última componente no se estudió en esta investigación, puesto que se utilizó agua pura.

Cuando un suelo comienza su proceso de drenaje, los primeros poros en drenar son los más grandes. En este momento, existe un punto en el cual el aire comienza a entrar dentro del agua retenida en los poros, este punto se denomina valor de entrada de aire, a este valor está asociado un valor de succión y_{aev} .

Luego, el suelo continúa con su proceso de drenaje, hasta llegar al contenido residual de humedad q_r . Este valor indica tamaños de poros muy pequeños, los cuales requieren de un alto valor de succión, para extraer su contenido de agua (Burland, 1965)

La modelación de la curva de retención de humedad se puede realizar mediante la aplicación de un modelo como el propuesto por Fredlund y Xing (1994). La función de la curva está expresada como se muestra en la ecuación (5) (Fredlund y Xing, 1994)

$$q(y, a, n, m) = C(y)_s \left[\frac{q_s}{\left[\ln \left[e + \left(\frac{y}{a} \right)^n \right] \right]^m} \right]$$

$$a = y_i$$

$$m = 3.67 \ln \left(\frac{q_s}{q_i} \right) \quad (5)$$

$$n = \frac{1.31^{m+1}}{mq_s} 3.72sy_i$$

$$C(y) = 1 - \frac{\ln \left(1 + \frac{y}{y_r} \right)}{\ln \left[1 + \left(\frac{1000000}{y_r} \right) \right]}$$

Modelos para la determinación de la conductividad hidráulica

Muchos investigadores han estudiado acerca de los métodos para la determinación de la conductividad hidráulica. Mualem (1986), propuso una clasificación de los métodos de acuerdo a las variables de entrada y a las metodologías de cálculo desarrolladas. El primer grupo fue denominado *expresiones empíricas* basadas en la curva de conductividad hidráulica. El segundo grupo fue llamado *expresiones mecanicistas* consistentes en la curva de retención de humedad. El tercer grupo se llamó *expresiones estadísticas* basadas en la distribución de tamaño de poros (Mualem, 1986)

Los métodos mecanicistas consisten en el cálculo de algunos parámetros provenientes de la curva de retención de humedad, como el modelo desarrollado por Brooks y Corey (1964). Éste consiste en la obtención de la pendiente de la curva de retención de humedad en la zona de drenaje, graficada en forma logarítmica. La pendiente I es utilizada como exponente en la función de conductividad hidráulica relativa. Las ecuaciones de este modelo están dadas en la ecuación (6) (Brooks y Corey, 1964)

$$K_r = S_e^{(2+3I)/I} = S_e^d$$

$$K_r = 1 \quad \text{para} \quad y \leq y_{aev} \quad (6)$$

$$K_r = \left[\frac{y_{aev}}{y} \right]^h \quad \text{para} \quad y > y_{aev}$$

$$h = (2 + 3I).$$

La conductividad hidráulica puede ser expresada como conductividad relativa K_r , la cual es el cociente entre la conductividad parcialmente saturada K y la conductividad saturada K_s .

Los modelos estadísticos dependen de la distribución de tamaño de poros proveniente de la curva de retención de humedad. Según Juang y Holtz (1986) una manera de calcular la distribución de tamaño de poros esta expresada en la ecuación (7).

$$f_x(X) = \left[\frac{\Delta q}{\Delta r} \right] * 100\% \quad (7)$$

Este valor se obtiene a partir de la curva de retención de humedad, consistente con la ecuación de Washburn (8).

$$h_i = \frac{2T_s \cos(\Phi)}{r_w g r_i} \quad (8)$$

Generalmente, Φ es igual a cero para propósitos específicos.

Para modelar la curva de conductividad hidráulica, se utilizaron cuatro modelos estadísticos. El primero es el modelo de Childs y Collis-George (1950). Esta basado en la distribución de tamaños de poros. La función de conductividad hidráulica de este modelo, está expresada como una serie en la ecuación (9) (Childs y Collis-George, 1950).

$$K = M \begin{pmatrix} a^2 \mathbf{a}^2 + b^2 \mathbf{b}^2 + c^2 \mathbf{g}^2 + \dots \\ + 2a^2 \mathbf{a}\mathbf{b} + 2a^2 \mathbf{a}\mathbf{g} + \dots \\ + 2b^2 \mathbf{b}\mathbf{g} + \dots \end{pmatrix} \quad (9)$$

Se presenta el radio medio del grupo de poros en cada intervalo, comenzando por el más pequeño, a , b , c , ... y respectivamente, los elementos de densidad de tamaño de poros, \mathbf{a} , \mathbf{b} , \mathbf{g} , ... (en donde \mathbf{a} es $f(a)dr$ y así, sucesivamente). M es un valor empírico proveniente de las propiedades de cada suelo.

El segundo, es el modelo de Tubos Capilares, desarrollado por Childs y Collis-George (1950) y modificado por Marshall (1958) y Millington y Quirk (1959), que esta basado en la suposición del medio poroso como tubos cilíndricos rectos de radio variable. La función de conductividad hidráulica de este modelo está dada por la ecuación (10)

$$K(q_s - i\Delta q) = \frac{tT_s^2 \Delta q}{2nr_w g} \sum_{j=1}^M \frac{1}{h_j^2} \quad (10)$$

h es la succión matricial, M es el número de intervalos en la curva de retención de humedad y Δq es el cambio en el contenido de humedad para cada intervalo. La conductividad hidráulica puede ser calculada para cualquier contenido de humedad con la serie de intervalos con contenidos de humedad menores.

El tercero es el modelo de Burdine (1953). Proviene de un desarrollo matemático a partir de la suposición de un modelo para la distribución de tamaños de poros del suelo. En 1980, Van Genuchten propuso una modificación a este modelo a partir de una modelación de la curva de retención de humedad, dada en la ecuación (11).

$$\Theta = \left[1 + (\mathbf{a}h)^n \right]^{-m} \quad (11)$$

\mathbf{a} , n y m son parámetros de ajuste, Θ es el contenido normalizado de agua y h es el cociente entre la succión matricial en un punto y la succión matricial entre valor de entrada de aire. De esta manera la función de conductividad de Burdine (12), queda así:

$$K_r = \frac{mn}{mn + 2} \Theta^{3+2/mn} \quad (12)$$

m y n son los parámetros del modelo de Van Genuchten (Van Genuchten, 1985)

El cuarto es el modelo de Mualem (1976). Este modelo es una evolución de la función de conductividad de Burdine, así, este tiene un proceso matemático similar. La función de conductividad hidráulica está expresada en la ecuación (13)

$$K_r = \sqrt{\Theta} \left[1 - \left(1 - \Theta^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (13)$$

m y n son los parámetros del modelo de Van Genuchten.

MATERIALES Y EQUIPOS UTILIZADOS

El presente trabajo fue desarrollado con arenas sin contenido de finos. En arenas, la tensión superficial del agua es el factor preponderante en las propiedades de retención de agua. De este modo, la medición de estas propiedades es más sencilla para arenas que para otros suelos, como las arcillas, en las que actúan además fuerzas eléctricas y químicas.

Dentro del estudio, se utilizaron tres clases de arena: una arena uniforme de grano medio con tamaño medio de 0.165mm, una arena uniforme de grano fino con tamaño medio de 0.51mm, y por último, una arena de diferentes tamaños de partículas, con tamaños entre 0.074mm y 0.6mm.

Equipos utilizados

Existe una gran variedad de métodos para la determinación de las curvas de retención, sin embargo algunos de ellos, son los más usados en suelos granulares, específicamente en arenas. Para esta investigación se utilizaron dos métodos esencialmente. El primero consistió en utilizar el plato extractor de presión u olla de presión del laboratorio de física de suelos de la Universidad Nacional de Colombia, ver figura 1. El principio básico de los aparatos de presión de gas, consiste en aplicar una presión positiva de algún gas, a una cámara sellada, donde se encuentran las muestras previamente saturadas. Por el principio de translación de ejes, si se garantiza presión de agua igual a cero, la presión de aire (presión del gas) aplicada será igual a la succión matricial del suelo (Townend, 2000).

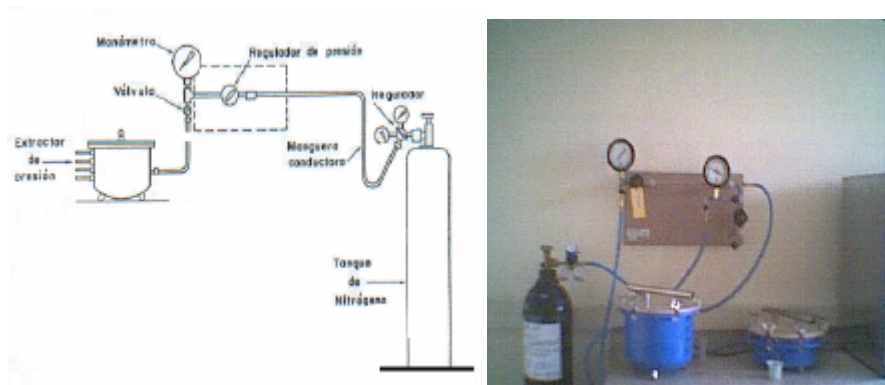


Figura 1. Ollas de presión.

El segundo método, se basó en la utilización de una mesa de succión construida en laboratorio para este proyecto. El mecanismo consiste en la aplicación de una presión de agua negativa a la base de una muestra saturada. Tal succión es equivalente a la succión matricial, este procedimiento es aplicable a muestras de arena en succiones menores a 100kPa, ver Figura 2.

Para cada una de las arenas en estudio, las curvas de retención se determinaron con los dos métodos. Con la mesa de succión se determinaron puntos con succiones menores a 10 kPa, y con las ollas de succión los demás puntos mayores a 10 kPa.

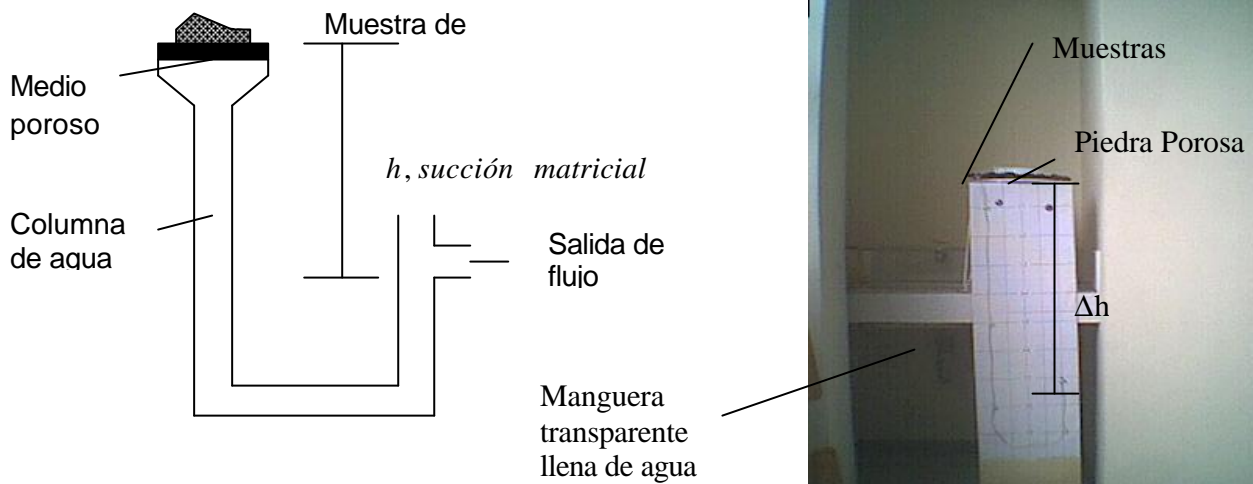


Figura 2. Tabla de succión

Método de preparación de las muestras

Dentro de la etapa de experimentación, fue necesario determinar el método más adecuado para la preparación de las muestras. Todas las muestras con igual granulometría, debían tener condiciones similares en su fábrica, para garantizar reproducibilidad en todos los resultados de los ensayos. Para evaluar lo anterior, la reproducibilidad de la fábrica fue evaluada a partir del peso unitario o densidad de las muestras en estudio. Con el propósito de determinar el método correcto de preparación de las muestras, fue necesario realizar ensayos de peso unitario, para los diferentes métodos de preparación, y así, encontrar el método que garantizara la menor variabilidad de este parámetro en las arenas en estudio.

De acuerdo con Kuwano (1999), y con el conocimiento práctico, se analizaron los siguientes métodos de preparación: Preparación con embudo, Preparación con llenado a mano, Preparación utilizando tamiz, Preparación mediante compactación, Preparación con saturación parcial. El análisis para la determinación del método de preparación de las muestras, se realizó evaluando el ajuste de los datos, de cada uno de los métodos, a una distribución normal de probabilidad empleando el valor promedio y la desviación estándar en cada caso. Los valores de la media, la desviación estándar y el coeficiente de asimetría se observan en la Tabla 1.

Tabla 1 Datos estadísticos para los datos de cada método de preparación de las muestras

MÉTODO DE PREPARACIÓN	Valor promedio de la densidad (g/cm ³)	Desviación Estándar (g/cm ³)	Coefficiente de asimetría	Coefficiente de variación
Llenado con embudo	1.366	0.043	-1.235	3.15%
Llenado con la mano	1.348	0.0070	-0.108	0.52%

Llenado con tamiz	1.514	0.023	-0.484	1.51%
Llenado mediante compactación	1.469	0.010	-1.752	0.71%
Llenado con saturación Parcial	1.584	0.071	-0.926	4.48%

El coeficiente de asimetría ofrece una medida de la proximidad entre los valores de media, moda y mediana de un conjunto de datos, Kottegoda & Rosso (1997). El signo negativo del coeficiente de asimetría, significa que la media es mayor, que los valores de mediana y moda; es conveniente aclarar que la mediana es el valor central de un conjunto ordenado de datos, y la moda es el valor de mayor ocurrencia en el conjunto mencionado.

Teniendo en cuenta los valores observados, el método de llenado a mano, posee una distribución casi totalmente simétrica por la cercanía del coeficiente de asimetría a cero, mientras que los demás métodos, organizados de menor a mayor valor del coeficiente de asimetría, poseen grados de simetría sucesivamente menores, de acuerdo a los indicadores propuestos en la bibliografía. (Kottegoda & Rosso, 1997).

El análisis anterior sugiere aplicar la distribución normal sólo a los conjuntos de datos con mejor grado de simetría. Así, se decidió aplicar la distribución normal a los datos obtenidos con los métodos de llenado a mano y llenado con tamiz. A continuación, se presenta el ajuste de los datos para los métodos de preparación escogidos, a la función de distribución normal.

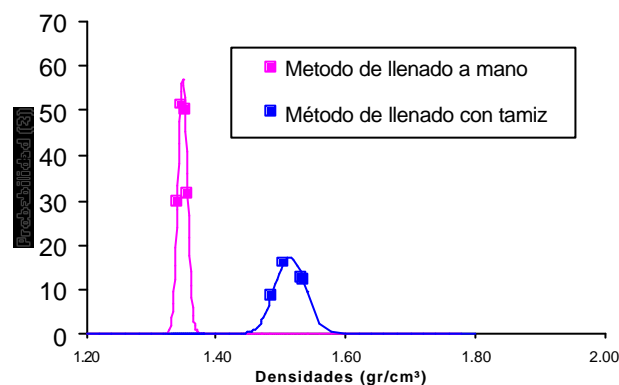


Figura 3. Análisis normal del método de preparación de las muestras.

En la Figura 3, se observa que el conjunto de datos con menor dispersión, representa al método de llenado a mano. Así, se puede establecer que el método de llenado a mano presentó las condiciones de menor variabilidad en la fábrica de las muestras. Con base en la discusión preliminar, este fue el método utilizado para preparar todas las muestras durante el proyecto.

CURVA DE RETENCIÓN

A continuación se presenta el procedimiento para la preparación de las muestras utilizadas para determinar las curvas de retención.

- Se preparan las muestras con el método de llenado a mano dentro de moldes. Las muestras se preparan directamente sobre piedras porosas de alto valor de entrada de aire.
- Se saturan las muestras por capilaridad
- Posteriormente se montan las muestras, ya sea dentro de las ollas de presión o sobre una mesa de succión, dependiendo del punto de la gráfica que se desee determinar.
- Cuando las muestras sometidas a cierto valor de succión no drenan más agua, dentro de las ollas de presión o sobre la mesa de succión, significa que han alcanzado la humedad de equilibrio. Posteriormente se les mide la humedad de equilibrio dejándolas secar en el horno a 100 °C durante 24

horas. El procedimiento se debe repetir tantas veces, como puntos se requieran para completar la curva de cada arena.

Los datos obtenidos por los dos métodos se muestran en las graficas en las Figuras 5, 6 y 7. En las graficas se puede observar que en el caso de la arena con diferentes gradaciones y la uniforme de grano fino la tendencia de los datos obtenidos por los dos métodos, corresponde de manera congruente. Sin embargo en el caso de la arena uniforme de grano medio, los datos obtenidos con la mesa de succión, inferiores a 1 kPa (10 cm de columna de agua), no se comportan de acuerdo con la tendencia general de todos los datos, como se puede ver en la Figura 6.

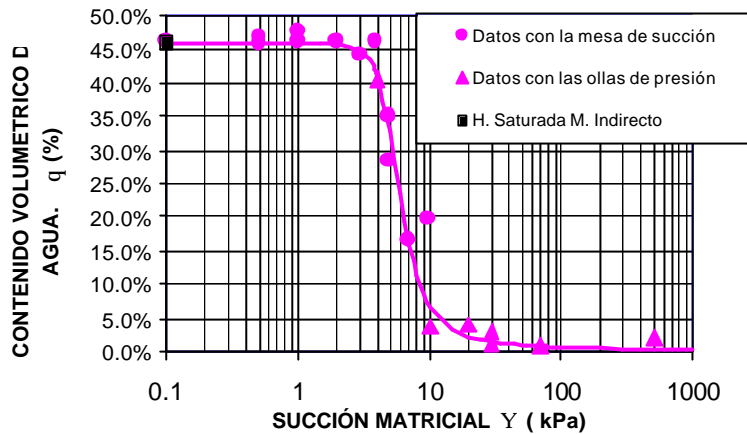


Figura 5. Datos experimentales para la curva de retención del Arena uniforme de grano fino

Al analizar las posibles razones por las cuales el contenido de agua en estos puntos es menor con respecto a la tendencia general de los datos, es posible indicar que el error consistió en que las muestras no estaban totalmente saturadas en el momento del montaje de las mismas. Finalmente las curvas se modelaron utilizando la teoría de *Fredlund y Xing (1994)*.

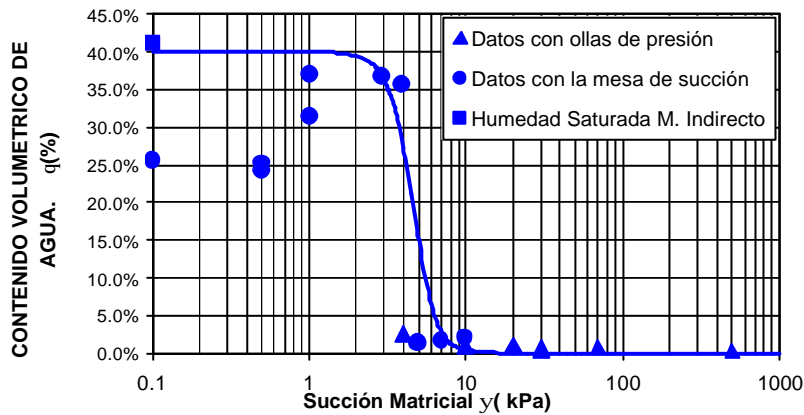


Figura 6. Datos experimentales para la curva de retención de la Arena uniforme de grano medio

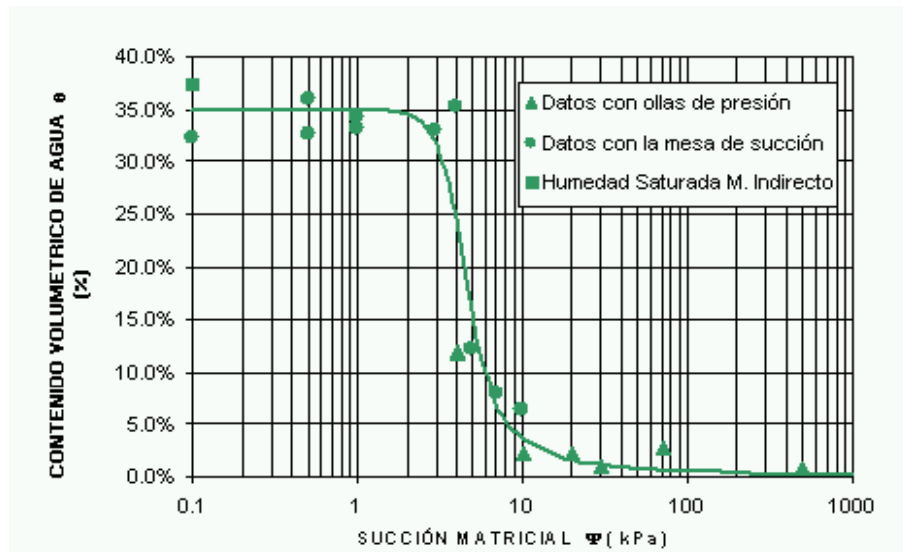


Figura 7. Datos Experimentales para la curva de retención de la Arena de diferentes tamaños de partícula

Análisis de la curva de retención

Analizando las curvas de la Figura 8 se puede decir que el contenido de agua en condición saturada de un suelo tiene que ver directamente con la cantidad de poros capaces de almacenar agua, es decir con la porosidad del mismo. Por lo tanto, se puede observar que la arena uniforme de grano fino tiene mayor capacidad de almacenamiento, que la arena uniforme de grano medio y que la de diferentes tamaños de partícula.

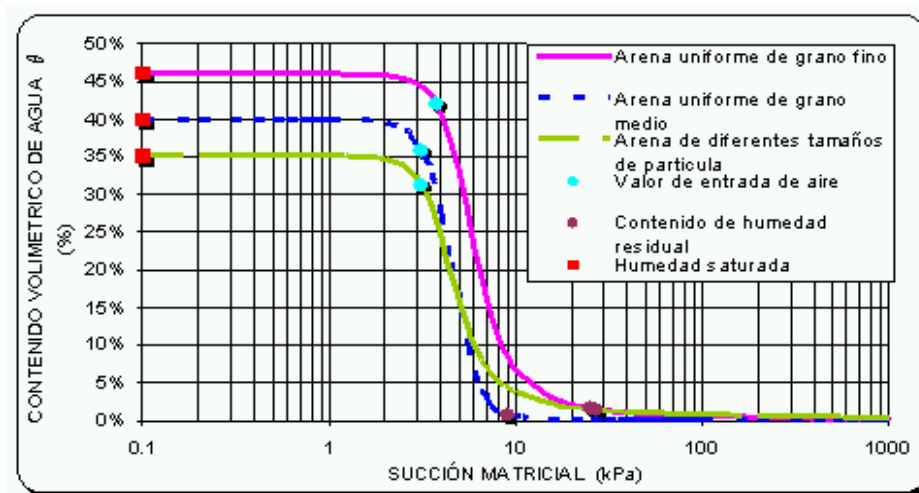


Figura 8. Curva de retención de las arenas en estudio

En el caso de la arena con diferentes tamaños de partícula, la capacidad de almacenamiento de agua es menor, ya que posee menor porosidad. Lo anterior puede explicarse, como una consecuencia del mejor acomodamiento de las partículas, ya que las más pequeñas llenan los espacios vacíos dejados por las de mayor tamaño.

Por otra parte, observando el comportamiento de las curvas, cuando a la matriz de un suelo, se le aplican succiones bajas (0.1-3.0 kPa), existe cierta resistencia del suelo a drenar el agua almacenada. Como

consecuencia de lo anterior, para el intervalo descrito, las tres curvas presentan una tendencia horizontal, manteniendo estable su grado de saturación total. Como se puede ver en la Figura 6, cuando un suelo comienza a drenar, los poros más grandes son los que primeros se desocupan y posteriormente los menos grandes, y así hasta llegar a los más pequeños.

El valor de entrada de aire, (a.e.v), es el valor de succión capaz de hacer que en un suelo empiece a entrar aire en sus poros. En un suelo, los poros que primero se desocupan son los más grandes, es decir que el valor de a.e.v., está directamente relacionado con el tamaño de los poros más grandes de un suelo. Entre mayor sea el valor de a.e.v., menor será el tamaño de sus poros más grandes, ya que a medida que disminuye el tamaño de los poros, es más difícil sacar el agua atrapada en ellos. En las arenas en estudio, el valor de a.e.v. de la arena de grano fino, es el mayor de los tres, lo cual sugiere que sus poros más grandes, son de menor tamaño que los poros más grandes de las otras arenas en estudio.

Los valores de a.e.v. de la arena uniforme de grano medio y de diferentes tamaños de partícula son iguales, 3.1 kPa, lo que sugiere que los tamaños de los poros más grandes para ambas arenas son equivalentes. Después de someter el suelo a una succión matricial mayor al "a.e.v.", esta comienza a permitir, que el aire entre en su estructura, secando los poros en orden descendente según su tamaño, hasta que alcanza un valor residual de contenido de agua. Este proceso de secado está relacionado con la zona de mayor pendiente en las curvas de retención.

Analizando el valor de contenido residual de agua para las tres arenas, se observó que este valor para la arenas uniforme de grano fino, y de diferentes tamaños de partícula, es similar, mientras el contenido residual para la arena uniforme de grano medio, es menor. En otras palabras, la arena uniforme de grano medio tiene la capacidad de drenar prácticamente la totalidad del agua que puede almacenar, cuando es sometida a succiones menores a 10 kPa.

RESULTADOS

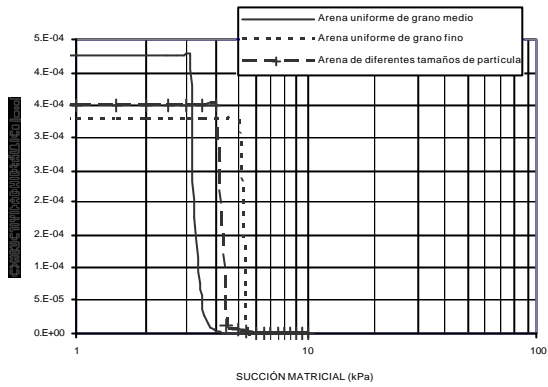
Las curvas de conductividad hidráulica se determinaron a partir de las curvas de retención de humedad. Uno de los factores más importantes es la conductividad hidráulica saturada K_s . En el estudio desarrollado, se utilizó el ensayo de carga constante para determinar este parámetro. Este ensayo mide las variables contenidas en la Ley de Darcy. De esta manera, se mide tanto la velocidad del agua como el gradiente de energía, para así determinar K_s . En la tabla 2 se muestran los resultados.

Tabla 2. Conductividad hidráulica saturada

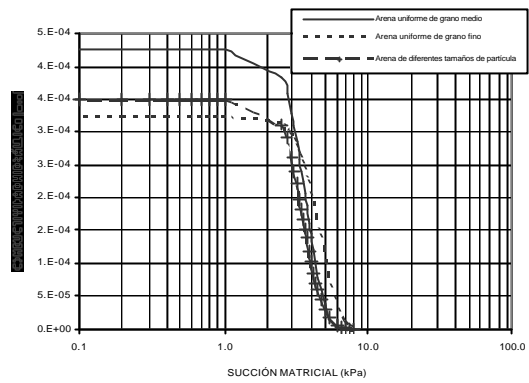
Arena	K_s Experimental (m/s)
Uniforme de grano fino	$2.0 \cdot 10^{-4}$
Uniforme de grano medio	$4.4 \cdot 10^{-5}$
Con diferentes tamaños de partícula	$2.3 \cdot 10^{-3}$

Entre los modelos estudiados, para la determinación de la conductividad hidráulica, solamente, el modelo de Tubos Capilares propuesto por Childs y Collis-George (1950), nos provee de un valor para K_s . Por medio de los demás modelos, se obtiene un valor para la conductividad hidráulica relativa K_r .

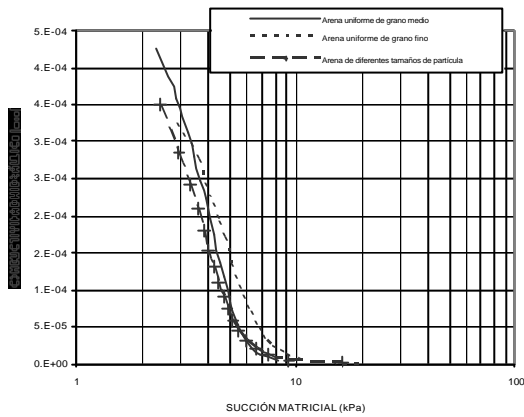
Los resultados obtenidos por medio de los diferentes modelos se muestran en la figura 9. Las funciones de conductividad K fueron escaladas de la conductividad relativa K_r , por medio de la conductividad saturada K_s .



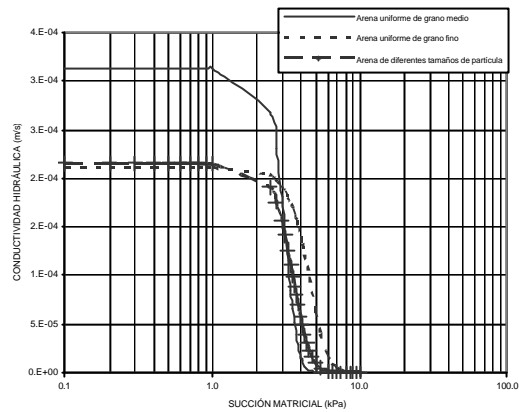
(a) Modelo de Brooks y Corey (1964)



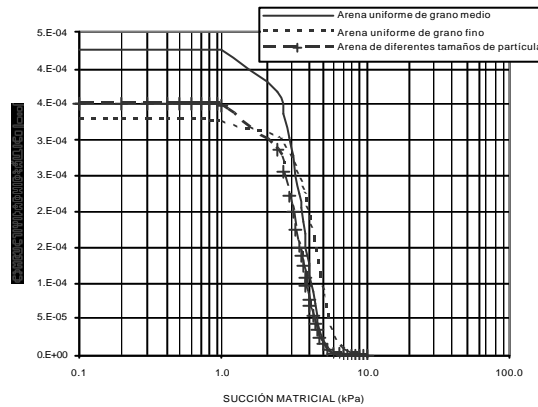
(b) Childs y Collis-George (1950)



(c) Modelos de tubos capilares (1950)



(d) Modelo de Burdine (1953)



(e) Modelo de Mualem (1976)

Figura 9. Resultados de los modelos para la determinación de la conductividad hidráulica

A partir de los resultados mostrados en la figura 9, se puede observar que existen algunas diferencias entre los diferentes modelos. Por ejemplo, la curva de Brooks y Corey (figura 9(a)), es bastante abrupta y recta. La curva de Burdine (figura 9(d)), no tiene el mismo comportamiento de los otros modelos, debido a que su función de K_r no alcanza un valor igual a uno, lo cual es anómalo.

Finalmente, las curvas de Childs (figura 9(b)) y Mualem (figura 9(e)), poseen bastante semejanza con el comportamiento de las curvas de conductividad típica, además de que reproducen adecuadamente el proceso de drenaje.

ANÁLISIS

Se realizó un análisis de los resultados obtenidos para la relación de vacíos, se evaluaron las curvas de retención de humedad por medio de la base de datos UNSODA, y se analizó la influencia de la distribución de tamaños de poros en la relación distribución de tamaños de partículas versus conductividad hidráulica.

Análisis de la relación de vacíos

Los resultados obtenidos para la relación de vacíos, son de gran interés para el desarrollo de este trabajo. La relación de vacíos para la arena uniforme de grano fino fue más alta que para la arena uniforme de grano medio. La idea inicial, es pensar que la relación de vacíos para un suelo con partículas más grandes tiene mayor cantidad de poros que un suelo con partículas más pequeñas. El ensayo de determinación de la relación de vacíos fue repetido varias veces, encontrándose los mismos resultados.

Una de las posibles explicaciones, pudo ser la naturaleza del método de preparación. Al preparar las muestras, las partículas caen libremente dentro del molde, así durante este proceso sólo actúa la fuerza de gravedad. Ahora, si se tiene un modelo geométrico ideal para el suelo, la organización de las partículas, disminuye a medida que disminuye el tamaño de partículas, tal como se muestra en la figura 10.

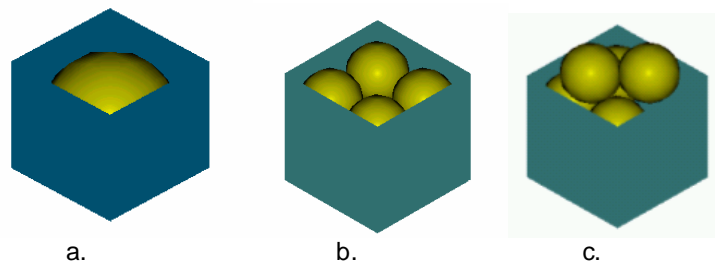


Figura 10. Modelo geométrico. (a) Caja llena con una esfera, (b) Caja llena con ocho esferas organizadas, (c) Caja llena con ocho esferas desorganizadas.

Si el suelo es más desorganizado, la cantidad de sus espacios vacíos es más alta que para un suelo más organizado. Otras razones para explicar este comportamiento pueden ser la rugosidad superficial de las partículas o un “efecto castillo de naipes”, en el cual las partículas se acomodan como “castillos” con poros muy grandes entre ellas.

Evaluación según UNSODA

Un modo de evaluar los resultados de este trabajo, fue el uso los datos provenientes de la base de datos UNSODA. Al comparar las curvas de retención de humedad para las arenas seleccionadas de la base de datos UNSODA con las arenas en estudio, podemos consideraras similares; sin embargo, la forma de las curvas es diferente, posiblemente debido a que las arenas de UNSODA son naturales, y por ello, tienen materiales finos lo cuales afectan las propiedades de retención de las arenas.

En efecto, los resultados obtenidos a partir de las arenas en estudio son comparables con los datos de UNSODA; de esta manera los resultados de laboratorio de este trabajo, pueden ser aceptables.

Influencia de la distribución del tamaño de partículas en la conductividad hidráulica

La distribución de tamaños de poros es el factor principal en la determinación de la curva de retención de humedad, por cuanto define la cantidad de agua que puede retener el espacio poroso del medio para cada energía.

La función de distribución de tamaños de poros puede ser expresada por la ecuación (14)

$$f_x(X) = \left[\frac{\Delta q}{\Delta r} \right] * 100\% \quad (14)$$

En la figura 11, se muestra la distribución de tamaños de poros para las arenas en estudio. En la tabla 3 se presenta el radio de poro predominante para cada arena. Se puede observar, que las arenas uniformes de grano fino y grano medio tienen una distribución de tamaños de poros más concentrada que la arena con diferentes tamaños de partículas. Además, el radio de poro predominante es más alto para la arena de grano medio que para la arena de grano fino. Estos aspectos muestran que existe una relación entre el tamaño de poro y el tamaño de partícula.

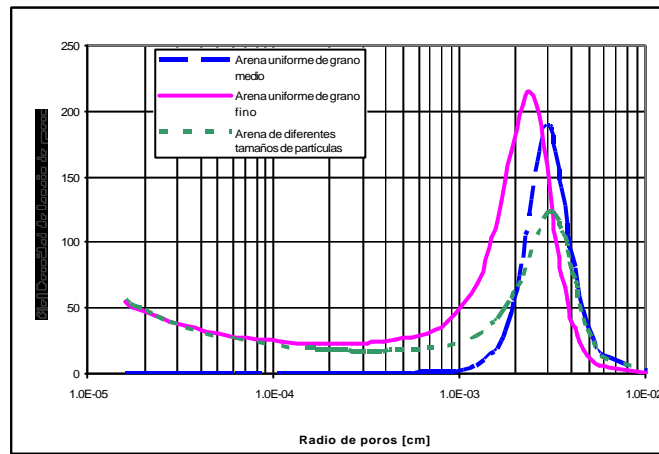


Figura 11. Distribución de densidad de tamaño de poros

Tabla 3. Tamaño predominante en cada una de las arenas

Arena	Radio de poros predominante (cm)
Uniforme de grano fino	0.002374
Uniforme de grano medio	0.003058
Diferentes tamaños de partícula	0.003058

La figura 12 muestra la variación de la conductividad hidráulica con el contenido volumétrico de agua. El valor de la conductividad hidráulica es mayor para mayores contenidos de humedad volumétrica. También se puede apreciar que la conductividad hidráulica depende del tamaño de las partículas. Un suelo con una distribución de tamaños de partículas menos uniforme tendrá una curva de conductividad con valores más altos. Para valores de humedad bajos, la distribución de tamaños de partículas no es tan influyente en el valor de la conductividad hidráulica, como lo es para valores altos de humedad.

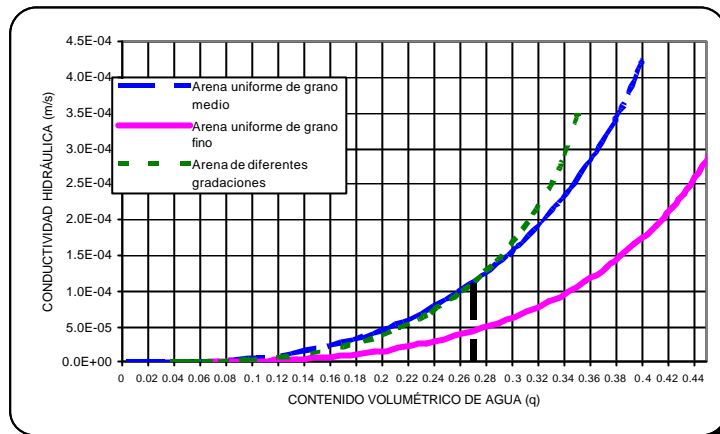


Figura 12. Conductividad hidráulica vs. Contenido volumétrico de agua.

CONCLUSIONES

Tanto la relación de vacíos como la porosidad de un suelo, son indicadores de la manera como se organizan las partículas de acuerdo con su distribución de tamaños. De esta manera se puede comparar la relación de vacíos para las arenas de grano fino y grano medio. La relación de vacíos para la arena de grano fino es más alta que para la arena de grano medio. Este hecho puede explicarse por el método de preparación de las muestras. Durante la ejecución del método las partículas caen libremente acomodándose aleatoriamente. Sobre ellas actúa solamente el campo gravitacional, por esta razón, las partículas de menor tamaño poseen un menor peso individual lo cual les permite moverse con una mayor facilidad, esto podría explicar posiblemente, el hecho de que las partículas más pequeñas queden más desorganizadas, y por ende las muestras con partículas de un tamaño menor tengan mayor relación de vacíos que las muestras con partículas de un tamaño mayor

Las propiedades físicas de las arenas en estudio, producto de la medición en laboratorio, son diferentes que las propiedades de arenas naturales, como las descritas en la base de datos UNSODA. Esto sucede probablemente, debido a que las arenas utilizadas en el presente proyecto son preparadas artificialmente, y esencialmente no tienen ningún contenido de finos. Las arenas descritas en UNSODA son naturales, y en su mayoría mantienen las condiciones de su lugar de procedencia.

De acuerdo con el desarrollo de los modelos para la obtención de la conductividad hidráulica, se puede concluir que los resultados obtenidos son congruentes entre los modelos. Es importante resaltar la buena aproximación de los modelos a la función de conductividad, lo cual podría explicarse pues todos los modelos se basan en la distribución de tamaños de poros.

A partir del análisis de los modelos estudiados, se puede decir que la conductividad hidráulica en arenas limpias, depende de las características intrínsecas del fluido y de las propiedades geométricas de la organización de las partículas dentro de la masa de suelo. Tales propiedades geométricas están directamente relacionadas, con el tamaño de partículas presentes en el suelo, y son: la tortuosidad, la porosidad y la distribución de tamaños de poros dentro de la matriz del mismo.

Según las curvas de retención de humedad, las arenas uniformes drenan de manera prácticamente instantánea, mientras que las arenas de diferentes tamaños de partículas tienden a drenar más lentamente.

La conductividad hidráulica es inversamente proporcional a la tortuosidad del suelo. Para suelos, con un alto grado de tortuosidad en los canales de flujo, la conductividad hidráulica decrece notablemente. Teniendo en cuenta las arenas en estudio, para mayores tamaños de partícula, la tortuosidad crece.

Entonces, teniendo en cuenta la tortuosidad, la conductividad hidráulica, disminuye a medida que crece el tamaño de partícula del suelo.

La conductividad hidráulica depende directamente de la porosidad del suelo. Para el caso de arenas limpias, esta propiedad está directamente relacionada con la organización de las partículas dentro del suelo, e indirectamente relacionada con el tamaño de las partículas dentro del mismo. En las arenas en estudio, para tamaños de partículas grandes, el grado de organización es mayor, lo que sugiere, menor porosidad, es decir menor conductividad hidráulica. Para arenas de tamaños de partícula pequeños, el grado de organización es menor, lo cual conlleva, una mayor porosidad, y por consiguiente mayor conductividad hidráulica. En otras palabras, teniendo en cuenta solo la porosidad, un suelo tendrá mayor conductividad hidráulica, entre menor sea el tamaño de partículas que componen la matriz del suelo.

La arena uniforme de grano fino tiene menor conductividad hidráulica que la arena uniforme de grano medio, para cualquier contenido de humedad

La conductividad hidráulica saturada depende principalmente del tamaño de los poros del suelo y de la porosidad del mismo. Un suelo con un tamaño de poros grande y una porosidad pequeña, es más conductivo que un suelo con gran porosidad pero con tamaño de poros más pequeño. De esta manera, es importante decir, que el tamaño de los poros más grandes de un suelo es crucial para el valor de la conductividad hidráulica saturada.

La distribución de tamaños de poros constituye un indicador fundamental del comportamiento de la conductividad hidráulica en suelos parcialmente saturados. Para el caso de las arenas en estudio, existe una fuerte correspondencia, entre la distribución de tamaños de partículas, y la distribución de tamaño de poros. Así, para la arena uniforme de grano fino, la distribución de tamaño de poros posee una tendencia central hacia un tamaño de poro menor que el de la arena uniforme de grano medio. Para la arena de diferentes tamaños de partículas, donde la distribución de partículas es amplia, en comparación con las arenas uniformes, la distribución de tamaño de poros es igualmente amplia.

Para este proyecto, se podría afirmar de manera general, que una arena con distribución de tamaño de partículas *UNIFORME* posee una distribución de tamaño de poros *UNIFORME* y una tendencia hacia un tamaño de poro predominante, el cual está íntimamente relacionado con el tamaño predominante de partícula del suelo. Así mismo, para arenas de diferentes tamaños de partículas cuya distribución granulométrica es amplia, la distribución de tamaño de poros también lo es.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barbour, S. L.. 1998. Department of Civil Engineering, University of Saskatchewan, Saskatoon. Canada.
- Brooks, R. H., and Corey, A. T. 1964. Hydraulic Properties of Porous Media. Colorado State University Hydrology Paper 27.
- Burland, J. B. and Ridley, A. M. (1996) The Importance of Suction in Soil Mechanics, Imperial College of Science Technology and Medicine. London.
- Burland, J. B. (1965) Some aspects of the mechanical behaviour of partly saturated soils. Symposium-in-Print on Moisture Equilibria and Moisture changes in soils, Australia, Butterworths, pp270-278.
- Burdine, N. T. 1953. Relative permeability from pore size distribution data. Petroleum Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, 198:71-78.
- Childs, E. C., y Collis-George, N. 1950. The permeability of porous materials. School of Agriculture, University of Cambridge.
- Fredlund, D. G y Xing, A. 1994. Equations for the soil-water characteristic curve. Department of Civil Engineering, University of Saskatchewan, Saskatoon. Canadá.
- Juang, C. H. y Holtz, R. D. 1986. A probabilistic permeability model and the pore size density function. International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, Vol. 10, 543-553.
- Kottegoda, Nathabandu T. y Rosso, Renzo. 1997. Statistics, probability, and reliability for civil and environmental engineers. McGraw-Hill International editions. pp. 210-218.
- Kuwano, R., Connolly, T. M., Kuwano, J. 1999. Shear Stiffness Anisotropy Measured by Multi-Directional Bender Element Transducers, *Proceedings of II International Symposium on Prefailure Deformation*

Characteristics of Geomaterials, Torino, Jamiolkowsky, Lancellota, and Lo Presti, Eds. Balkema, Vol 1, pp. 205-212.

Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12 (3), 513-522.

Mualem, Y. 1986. Hydraulic conductivity of unsaturated soils prediction and formulas. *In Methods of soil analysis. Part 1. Physical and Mineralogical methods. 2nd ed. Agronomy. Edited by A. Klute.* American Society of Agronomy, Inc. and Soil Society of America, Inc., Madison. U.S.A., pp 799-823.

Townend, J; Reeve, M. J. y Carter, A. 2000. Soil and Environmental Analysis. Cap 3. Water Release Characteristic. Macel Dekker, Inc. New York, U.S.A.

Van Genuchten, M. y Nielsen, D. R. 1985. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Annales Geophysicae*, 3, 5, 615-628.

GLOSARIO DE VARIABLES

Variable	Definición	Unidades
q	Contenido volumétrico de agua	Adimensional
S	Grado de saturación	%
n	Porosidad del suelo	%
e	Relación de vacíos	Adimensional
y	Succión matricial en el suelo	kPa
y_{aev}	Succión matricial asociada al punto de entrada de aire	kPa
a_{ev}	Punto de entrada de aire, air entry value.	-
S_r	Grado residual de saturación	%
S_e	Grado efectivo de saturación	%
u_a	Presión del aire en el suelo	kPa
u_w	Presión del agua en el suelo	kPa
T_s	Tensión superficial del agua	N/m
r	Radio de poros	m
p	Presión osmótica	kPa
S	Esfuerzo efectivo en el suelo	kPa
u	Presión total del agua	kPa
h	Altura de presión de agua	m
m	Parámetro de la distribución de tamaños de poros y de la curva de retención de humedad (Fredlund y Xing, 1994)	-
n	Parámetro de la distribución de tamaños de poros y de la curva de retención de humedad (Fredlund y Xing, 1994)	-
n	Parámetro de los modelos empíricos.	-
p	Parámetro de la distribución de tamaños de poros	-
a	Parámetro de la distribución de tamaños de poros cercano al valor de entrada de aire	kPa
$f(h)$	Es la función de distribución de tamaños de poros	-
y_i	Succión en el punto de inflexión de la curva de retención luego del punto de entrada de aire.	kPa
q_i	Contenido volumétrico de agua en el punto de inflexión de la curva de retención luego del punto de entrada de aire.	Adimensional
s	Pendiente de la recta tangente a la curva de retención.	Adimensional
q_s	Contenido volumétrico saturado de agua	Adimensional

y_p	Succión en el intercepto de la recta tangente a la curva de retención con el eje x, de succión matricial.	kPa
$C(y)$	Función de ajuste de la curva de retención de humedad.	-
y_r	Succión correspondiente al contenido residual de humedad q_r	kPa
R_i	Radio de partículas del iésimo intervalo	m
r_i	Radio de poros del iésimo intervalo	m
n_i	Número ideal de partículas esféricas en el suelo	-
a	Parámetro alfa para el escalamiento entre las condiciones reales e iniciales del suelo (Arya y Paris, 1981)	Adimensional
a	Parámetro de calibración de los modelos empíricos.	-
Φ	Ángulo de contacto entre la superficie del fluido y el medio sólido	°
r_w	Densidad de agua	kg/m ³
$\nabla \bar{h}$	Gradiente de energía	Adimensional
\bar{v}	Velocidad del fluido a través del suelo	m/s
K	Conductividad hidráulica	m/s
\bar{h}	Potencial total del agua de naturaleza escalar	-
∇	Operador gradiente, de naturaleza vectorial	-
k	Permeabilidad intrínseca del suelo	m ²
n	Viscosidad cinemática	m ² /s
m	Viscosidad absoluta o dinámica	Ns/m ²
$K(q)$	Función de conductividad en función del contenido volumétrico de agua	m/s
K_r	Conductividad hidráulica relativa (K / K_s)	Adimensional
Θ	Contenido de agua normalizado	Adimensional
b	Parámetro de calibración de los modelos empíricos	-
K_o	Conductividad hidráulica en el punto de contenido residual de agua	m/s
y_r	Succión matricial en el punto de contenido residual de agua	kPa
T_o	Tortuosidad en función del grados de saturación	Adimensional
T_{o-1}	Tortuosidad a la saturación	Adimensional
l	Valor de la pendiente de la curva de retención $\left(\frac{\Delta \log S_e}{\Delta \log y} \right)$	Adimensional
d	Parámetro empírico. Modelo de Brooks y Corey (1964)	-
h	Parámetro empírico. Modelo de Brooks y Corey (1964)	-
$f(r)$	Función de distribución de tamaños de poros	-
$f(r)dr$	Función de la densidad de tamaños de poros	-
Λf	Constante del modelo de Childs y Collis-George (1950)	-
a, b, c	Serie de tamaños de poros, modelo de Childs y Collis-George (1950)	m
a, b, g	Serie de densidades de tamaños de poros, $f(r)dr$	-
M	Variable del modelo de Childs y Collis-George (1950)	-
$F(r)$	Distribución acumulativa de tamaños de poros	-
Q_T	Caudal total que pasa a través de la columna del poro ideal	m ³ /s

N_j	Número de tubos capilares, modelo de Tubos Capilares	-
R_j	Radio de los tubos capilares	m
M	Número de fracciones de suelo con radios diferentes, modelo de Tubos Capilares.	-
n_j	Número N_j de tubos de radio R_j por unidad de área A del arreglo	-
$\Delta H / \Delta Z$	Gradiente de energía	-
t	Tortuosidad del suelo	-
a	Parámetro empírico para el modelo de Van Genuchten.	-
n	Parámetro empírico para el modelo de Van Genuchten.	-
m	Parámetro empírico para el modelo de Van Genuchten.	-
h	Succión matricial relativa y / y_{aev}	Adimensional
C_u	Coeficiente de uniformidad	-
C_g	Coeficiente de gradación	-
D_{10}	Diámetro de partícula para el cual el 10% del suelo posee partículas con diámetros inferiores	m
D_{60}	Diámetro de partícula para el cual el 60% de suelo posee partículas con diámetros inferiores	m
D_{30}	Diámetro de partícula para el cual el 30% de suelo posee partículas con diámetros inferiores	m
G_s	Peso específico de sólidos	Adimensional
g_s	Peso unitario de los sólidos del suelo	kg/m ³
s	Desviación estándar de un conjunto de datos	-