

Principios básicos en suelos no saturados

Basic Principles in Unsaturated Soils

Ignacio Sáez Gómez^{1*}, Jesús Sáez Auñón²

Resumen

A partir de los conceptos básicos descritos en artículos anteriores de esta misma revista, “Campos de fuerzas en suelos no saturados. Conceptos básicos” y “Campos escalares asociados a los campos de fuerzas que intervienen en el comportamiento de un suelo no saturado. Potenciales”, Ingeniería Civil, nº 188/2017, se han establecido los principios que permiten la introducción del concepto de succión en el comportamiento de los suelos en general. Tras considerar las leyes y expresiones necesarias, se incluyen interpretaciones de los conceptos del coeficiente que relaciona la tensión aplicada con la presión generada en la fase líquida y de la ley de presiones efectivas, postulada por Bishop.

Palabras clave: suelos no saturados, succión, potencial total, solubilidad aire-agua, principio de presiones efectivas.

Abstract

The basic concepts already described in previous articles in this journal, “Fields of Forces in Unsaturated Soils. Basic Concepts” and “Scalar Fields Associated with Force Fields taking place in the Behaviour of Unsaturated Soil. Potentials”, Ingeniería Civil, nº 188/2017, the principles that allow the introduction of the concept of suction in the general behavior of soils, have been established. Once considered the necessary laws and expressions, the interpretations of the concepts of the coefficient that relates the applied tension with the pressure generated in the liquid phase and the law of effective pressures, postulated by Bishop, are included.

Keywords: unsaturated soils, suction, total potential, air-water solubility, effective stress principle.

1. INTRODUCCIÓN

En artículos anteriores publicados en esta revista, se han revisado los diferentes campos de fuerzas que intervienen en las interacciones que tienen lugar en el sistema suelo-agua-aire, justificando dicha actuación por medio de conceptos de la Fisicoquímica y la Termodinámica.

Todo ello permite la definición, como magnitud que engloba dichos efectos, del potencial del agua del suelo en un punto, como el trabajo que se debe realizar para trasladar o retirar de dicho punto, la unidad de masa de agua, desde o hasta un cierto nivel de referencia.

De lo anteriormente expuesto, en la práctica, podemos considerar que los efectos de las interacciones entre las fases se deben fundamentalmente a dos factores:

- La presión mecánica a que esté sometida la unidad de volumen de suelo considerado.
- La acción de los potenciales matricial y osmótico, que se agrupan para definir el concepto de succión y que establecen la capacidad del suelo para retener o desplazar agua.

Según se vio en los artículos, “Campos de fuerzas en suelos no saturados. Conceptos básicos” y “Campos escalares asociados a los campos de fuerzas que intervienen en el

comportamiento de un suelo no saturado. Potenciales” publicados en el Núm: 188/2017 de esta misma revista, la cantidad de agua retenida en el interior de un volumen de suelo, se podría controlar por medio de la presión en la fase gaseosa. En la práctica, este concepto se utiliza para establecer el valor de la succión en los ensayos experimentales, de tal manera que mediante la aplicación de la presión con un gas inerte (aire o nitrógeno), se puede fijar un cierto contenido de agua de la muestra, mientras se mantiene a esta en contacto con agua a presión atmosférica, por medio de una interfase semipermeable, que permite el paso al agua, pero no al aire (Piedras porosas especiales, membrana Visking).

Ahora bien, los tipos de interfases normalmente utilizados, no impiden el paso de moléculas de soluto que puedan encontrarse en la fase líquida del suelo, aumentándose por tanto el efecto debido a la diferencia de concentraciones, ya definido anteriormente como potencial osmótico. Evidentemente el control de este potencial se puede hacer ajustando las concentraciones de las componentes interior y exterior de la fase líquida (agua del suelo y solución en contacto a través de la interfase) por medio de membranas especiales.

Por tanto, se puede concluir que el control de la cantidad de agua de un volumen de suelo depende, además del efecto de la presión mecánica exterior, de dos factores adicionales, uno matricial y otro osmótico, que corresponden respectivamente a la succión matricial y a la succión osmótica respectivamente. La suma de ambos términos corresponde a la succión total del agua del suelo, verificándose que a medida que aumenta la succión, disminuirá el contenido de agua del suelo.

* Autor de contacto: ignaciosaezgozmez@yahoo.es

¹ Ingeniero de Caminos Canales y Puertos.

² Doctor en Ciencias Físicas.

2. ESTADO DE LAS FASES LÍQUIDA Y GASEOSA EN UN SUELO NO SATURADO

Es importante tener en cuenta que normalmente el agua y el aire coexisten como fases separadas en los suelos no saturados. Sin embargo, en determinadas circunstancias, parte del agua se puede encontrar en fase vapor y parte del aire disuelto en la fase líquida.

El hecho de que pueda haber aire disuelto en la fase líquida afecta fundamentalmente a su deformabilidad con las implicaciones correspondientes.

Este proceso está regulado por medio de la ecuación de Henry que establece la cantidad de aire que puede disolverse en un líquido (en nuestro caso agua), a temperatura constante. Se verifica que:

- La cantidad relativa de una componente del gas que se disuelve en el agua es proporcional a la concentración relativa de esa componente. En el caso del aire que es 78% de N_2 y 21% de O_2 lo que quiere decir que en el agua, se disolverá mayor cantidad de N_2 que de O_2 .
- La cantidad total de cada componente que se disuelve en el agua es proporcional a la presión en la fase gaseosa.

La ley de Henry dice que la masa molar de gas disuelto en un determinado volumen de líquido, es proporcional a la presión parcial del gas en la fase gaseosa en equilibrio.

$$\frac{M/m}{V} = K \cdot u \quad [1]$$

Siendo:

M = Masa del gas (Kg)

m = Masa molecular del gas (Kg/mol)

V = Volumen del líquido

u = Presión parcial del gas (bar≈100KPa)

K = Constante de Henry (de ese gas para ese líquido)

Ejemplo: Consideramos el caso del aire y el agua, a una temperatura de 25°C. La tabla 1 nos dice:

Tabla 1. Valores para diversos gases de la presión parcial de vapor y de la constante de Henry

Gas	Presión parcial u (bar)	Constante de Henry M/bar
O_2	0,2095	$1,26 \times 10^{-3}$
N_2	0,7808	$6,40 \times 10^{-4}$
Cl_2	0,0003	$3,39 \times 10^{-7}$

La cantidad de N_2 que se disuelve en agua a 25°C y a presión atmosférica, considerando un litro de agua será:

m = Masa molecular del N_2 – 28,016 gr/mol (la masa atómica del nitrógeno es 14,0067, luego la molécula será esta, multiplicada por 2)

u = Presión parcial – 0,7808 bar

K = Constante de Henry – $6,40 \times 10^{-4}$ mol/l bar

Entonces:

$$\frac{M}{V} = m \cdot K \cdot u = 28,016 \cdot 6,40 \cdot 10^{-4} \cdot 0,7808 = 0,014 \text{ g/l} \quad [2]$$

O sea, que a 25°C y presión atmosférica se disuelven 0,014 g de nitrógeno en cada litro de agua.

$$\frac{M}{V} = m \cdot K \cdot u \quad [3]$$

La expresión anterior nos indica que la masa de gas que se disuelve por unidad de volumen de líquido, es igual a la masa molecular del gas, por la constante de Henry y por la presión del gas.

3. CONTROL DEL POTENCIAL DE SUCCIÓN TOTAL

En condiciones normales una parte del agua de un suelo no saturado se encuentra en fase vapor conjuntamente con la fase gaseosa. Esta situación crea una presión parcial de vapor de agua en esta fase, que controla el potencial total y que puede justificarse termodinámicamente.

No obstante, a fin de fijar de forma sencilla los conceptos, se incluye una deducción simplificada de la expresión que relaciona el potencial del agua del suelo y la humedad relativa de la fase gaseosa en contacto con ella.

En determinados casos se da la circunstancia de que la humedad es tan baja que el agua del terreno (suelo o roca) se encuentra adsorbida en las superficies de las partículas, en los espacios interlaminares y en forma de vapor de agua en los espacios intersticiales.

Dado que la presión de vapor puede alterar las condiciones de humedad vamos a ver, cual es la relación existente entre el potencial del agua del suelo y las condiciones termodinámicas de la atmosfera que está en contacto con el material.

Para ello es necesario replantear la situación considerando un símil termodinámico, en el que supondremos un recipiente hermético, a temperatura constante, en el que tenemos una columna de suelo en la que se ha alcanzado el equilibrio entre el potencial del agua del suelo y las condiciones termodinámicas externas.

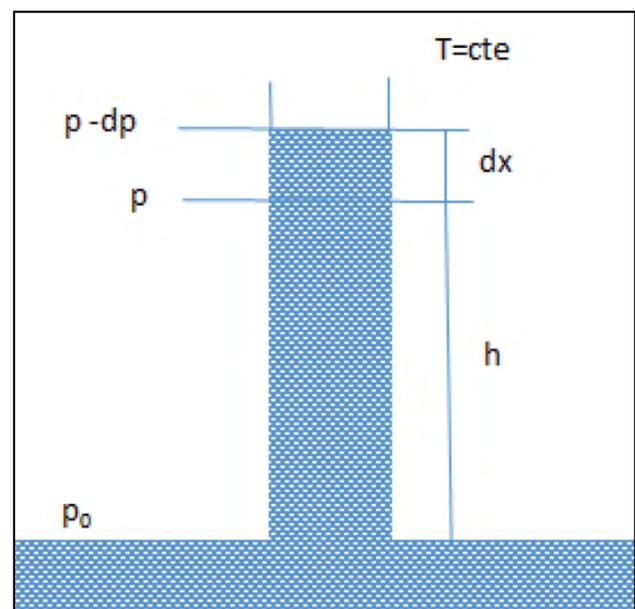


Figura 1. Símil termodinámico.

Fijamos un nivel de referencia que corresponde a la presión de vapor de saturación, p_0 . A una altura h sobre este nivel de referencia la presión parcial de vapor es p y a una altura $h+dx$, será $p-dp$. Si el agua en el volumen de suelo correspondiente a la altura dx , está en equilibrio termodinámico con la atmósfera, deberá cumplirse que

$$\gamma \cdot dV = dp \quad [4]$$

Considerando que la sección de la columna es la unidad y que el vapor de agua se comporta como un gas perfecto

$$\gamma = \rho \cdot g \quad y \quad dV = 1 \cdot dx \quad [5]$$

por tanto

$$\rho \cdot g \cdot dx = dp \quad [6]$$

y como

$$p \cdot V = n \cdot R \cdot T = \frac{m}{M} \cdot R \cdot T = \frac{\rho \cdot V}{M} \cdot R \cdot T \quad [7]$$

con lo que

$$\rho = p \cdot \frac{M}{R \cdot T} \quad [8]$$

Por tanto

$$p \cdot \frac{M \cdot g}{R \cdot T} \cdot dx = dp \quad [9]$$

Separando variables

$$\frac{M \cdot g}{R \cdot T} \cdot dx = \frac{dp}{p} \quad [10]$$

Integrando

$$\frac{M \cdot g}{R \cdot T} \int_0^h dx = \int_{p_0}^p \frac{dp}{p} \quad [11]$$

luego

$$\frac{M \cdot g}{R \cdot T} \cdot h = \ln \frac{p}{p_0} \quad [12]$$

es decir

$$h = \frac{R \cdot T}{M \cdot g} \ln \frac{p}{p_0} \quad [13]$$

Pero como por otro lado ya se vio que $\Psi = g \cdot h$

$$\Psi = \frac{R \cdot T}{M} \ln \frac{p}{p_0} \quad [14]$$

Si tenemos en cuenta que definimos la humedad relativa de una atmósfera como

$$\% H = 100 \cdot \frac{p}{p_0} \quad [15]$$

y que

$$M = V_w \cdot \omega_v \quad [16]$$

Sustituyendo en la ecuación anterior:

$$\Psi = \frac{R \cdot T}{V_w \cdot \omega_v} \ln \frac{H}{100} \quad [17]$$

Siendo

Ψ = Potencial del agua del suelo (KPa)

R = Constante universal de los gases. $R=8,31432$ J/mol·K

T = Temperatura absoluta. $T=273,16 + t$ °C

V_w = Volumen específico del agua o lo que es igual, inversa de su densidad m^3/Kg

ρ_w = Densidad del agua 999 Kg/ m^3 a 20 °C

ω_v = Masa molecular del vapor de agua $18,016$ Kg/mol·K

H = Humedad relativa expresada en tanto por ciento

con estos datos

$$\frac{R \cdot T}{V_w \cdot \omega_v} = 135,022 \text{ KPa} \quad [18]$$

Con lo que

$$\Psi = 135,022 \ln \frac{H}{100} \quad [19]$$

4. RELACIÓN ENTRE LA SUCCIÓN Y LA HUMEDAD. CURVA CARACTERÍSTICA

De lo anteriormente expuesto se deduce que la humedad de equilibrio de un suelo no saturado depende de la succión que imponen los condicionantes de su entorno y de la propia naturaleza del suelo. Este hecho se representa por medio de la denominada curva característica del suelo que expresa la relación entre la succión y la humedad en equilibrio con dicha succión. En la representación de dicha curva, la cuantificación del agua contenida en el volumen de suelo, se puede hacer mediante la humedad gravimétrica clásica, la humedad volumétrica o el grado de saturación. No obstante, estos dos últimos parámetros vienen referidos a valores que pueden variar (volumen de huecos) por ejemplo, en el caso de una arcilla plástica en la que la desecación va acompañada de cierta retracción del esqueleto sólido. En estos casos es conveniente medir la evolución del volumen de la muestra mediante la curva de retracción.

En la mayoría de los suelos las curvas características adoptan, en mayor o menor grado, una forma de “*S invertida*”, en la que se pueden definir tres ramas, acotadas con cuatro puntos, correspondiendo los extremos al suelo saturado sin confinamiento y al suelo totalmente seco.

En la figura adjunta, preparada a partir de las obtenidas por diferentes autores, podemos ver como en la zona central se produce una clara variación del comportamiento del suelo como resultado de la actuación de los diferentes campos de fuerzas.

Partiendo del estado de saturación, se observa como a medida que se incrementa la succión, la curva llega a un punto, que se denomina “*valor de entrada de aire Ψ_b* ”, que corresponde a la situación en la que deja de haber continuidad en la fase líquida y permite que se inicie la entrada de aire en los poros. En dicho punto la pendiente de la curva cambia de forma acusada, ya que una variación moderada de la succión da lugar a una disminución significativa de la humedad.

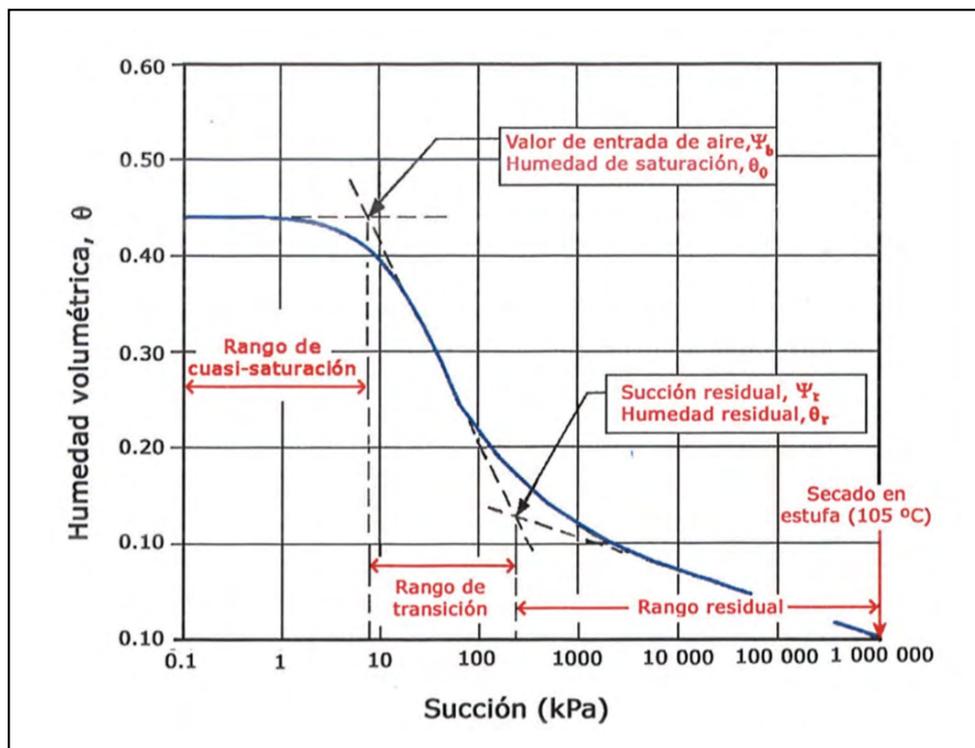


Figura 2. Curva característica.

A título orientativo, según diferentes autores, en el caso de suelos arenosos este valor puede estar entre 0,2 y 7,5 KPa. En el caso de suelos limosos estos valores pueden encontrarse entre 7 y 25 KPa, mientras que en suelos arcillosos es superior a 25 KPa. En particular, si el suelo es muy poco deformable se puede aceptar que el valor de entrada de aire corresponde, más o menos, con la humedad volumétrica en saturación (Aubertin et Al., 1998).

El siguiente punto corresponde a la denominada “succión residual, Ψ_r ”, que representa el valor de esta a partir del cual un aumento importante, apenas si reduce la humedad del suelo.

El tramo de la curva característica que corresponde a valores de la succión inferiores al valor de la entrada de aire, se denomina “rango de saturación” siendo los campos de fuerzas gravitacional y debido a la sobrecarga los que actúan principalmente.

El tramo de valores de la succión delimitado por el valor de entrada de aire, Ψ_b , y el de la función residual, Ψ_r , se denomina “rango de transición” y en el que la actuación de los diferentes campos varía de unos a otros, evolucionando en el sentido de aumento del potencial.

Por último, se denomina “rango residual” al acotado entre la función residual y la succión correspondiente al suelo secado en estufa a 105 °C.

Normalmente la curva característica de un suelo no saturado se determina en el sentido de desecación, partiendo del estado saturado. Sin embargo, si la determinación se hace siguiendo el proceso de humectación se observa que la curva suele diferir notablemente de la anterior. A este fenómeno se le conoce como histéresis. Según numerosos autores, desde Terzaghi, 1943, este fenómeno se atribuye a la superposición de cinco mecanismos fundamentalmente:

- La heterogeneidad en la distribución del tamaño de los poros (Terzaghi, 1973).

- El aire que puede quedar atrapado (Fredlund y Rahardjo, 1993).
- La irreversibilidad de los fenómenos de adsorción y la condensación capilar.
- La posible modificación de la estructura interna en suelos capaces de experimentar procesos de variación de volumen (Cronley et al., 1952).
- Histéresis que presenta el ángulo de contacto dependiendo de que el agua avance (humectación) o retroceda (desecación), Dineen et al., 1957.

5. SIGNIFICADO DEL PARÁMETRO α

En la definición de los campos de fuerzas que intervienen en el comportamiento de un suelo no saturado, se incluye el que corresponde a la presión ejercida por la carga que soporta el elemento de suelo, introduciendo un coeficiente, α , que determina la parte de esa presión que se transmite a la fase líquida $\alpha \cdot P_c$ y a la parte sólida $(1-\alpha) \cdot P_c$. Este parámetro fue introducido inicialmente por Cronley en 1952 y redefinido posteriormente por Bishop en 1961.

Anteriormente ya se indicó que los efectos de la actuación de los diferentes campos se debían fundamentalmente a la acción mecánica de la sobrecarga y a los potenciales matricial y osmótico.

Si admitimos que la tensión neta debida a la carga se representa por $(\sigma - u_a)$, siendo u_a la presión en la fase gaseosa, y que los efectos de la succión se deben fundamentalmente a la componente matricial del potencial, $(u_a - u_w)$, se puede admitir que este coeficiente α representa la relación entre el cambio que se produce en este término debido a una variación de la presión aplicada, esto es:

$$\alpha = - \frac{u_a - u_w}{\sigma - u_a} \quad [20]$$

El signo menos indica que un incremento de la sobrecarga da lugar a una disminución del valor de $(u_a - u_w)$

$$u_a - u_w = -\alpha(\sigma - u_a) \quad [21]$$

Si se introduce un cambio en la presión aplicada, la variación que se produce se puede expresar como

$$\frac{du_a}{d\sigma} - \frac{du_w}{d\sigma} = -\alpha + \alpha \frac{du_a}{d\sigma} \quad [22]$$

$$\frac{du_w}{d\sigma} = \alpha + (1 - \alpha) \frac{du_a}{d\sigma} \quad [23]$$

Si admitimos que la presión actúa de forma isotrópica y que no se produce drenaje, podemos llamar

$$B_w = \frac{du_w}{d\sigma} \quad [24]$$

$$B_a = \frac{du_a}{d\sigma} \quad [25]$$

Con lo que

$$B_w = \alpha + (1 - \alpha)B_a \quad [26]$$

$$B_w - B_a = \alpha + (1 - B_a) \quad [27]$$

$$\alpha = \frac{B_w - B_a}{1 - B_a} \quad [28]$$

En el caso en que el suelo esté saturado se cumplirá que $B_a=0$ con lo que α queda reducido a $\alpha=B_w$ que se corresponde con el coeficiente B , ya conocido y utilizado en los ensayos triaxiales.

6. LEY DE PRESIONES EFECTIVAS EN UN SUELO NO SATURADO

En 1961 Bishop postula una expresión para la presión efectiva de un suelo no saturado, que encaja adecuadamente con los resultados experimentales existentes y en la que considera que a la presión total se le añade un término que corresponde al efecto de la denominada tensión capilar. Este nuevo término viene afectado por un coeficiente χ , que viene a representar la parte de la sección de la porción de suelo considerada en la que actúa dicha tensión capilar.

Por entonces, en la mayoría de los casos se consideraban suelos en los que, por su naturaleza, predominaban aquellas componentes gobernadas por la tensión superficial, por lo que los valores del potencial del agua del suelo no alcanzaban valores muy altos.

Pronto se constató que este coeficiente χ dependía fundamentalmente del grado de saturación y de la naturaleza del suelo.

Algún tiempo después, Jennings, señaló que las fuerzas debidas a la tensión capilar actuaban solamente en los contactos y no en toda la zona en la que se suponía que lo hacía el coeficiente χ . Posteriormente, a la vista de resultados experimentales más avanzados, se han ido proponiendo otras posibles expresiones, que al analizarlas vemos que vienen a

decir lo mismo, con ajustes que sirven únicamente para situaciones particulares.

Si consideramos un suelo con un alto contenido de arcilla, en el que se puede llegar a valores del potencial del agua importantes, parece que hablar solamente de tensión capilar puede ser poco representativo y además no es fácil entender que el coeficiente χ sea el que define la zona de actuación de los campos actuantes.

Por tanto, para seguir en la línea de actuación que nos hemos trazado, en la que la energía es la que gobierna cualquier proceso, vamos a tratar de llegar a una expresión de la tensión efectiva de un suelo no saturado, que va a ser la misma que postuló Bishop, pero con una interpretación más generalizada del coeficiente χ .

Supongamos un elemento de suelo no saturado, V , al que se le aplica una tensión σ , provocando una variación del volumen, dV , y generando una presión en el agua de los poros u_w , con una variación de su volumen dV_w y una presión u_a en el aire, con una variación de volumen dV_a .

La expresión de la energía libre es

$$f = E + P \cdot V - T \cdot S \quad [29]$$

Para una variación infinitesimal será

$$df = dE + P \cdot dV + V \cdot dP - T \cdot dS - S \cdot dT \quad [30]$$

Si admitimos que

- El sistema es adiabático (no hay en principio ningún agente que aporte calor), luego $dE=0$.
- Admitimos que no se producen variaciones de temperatura, $dT=0$.
- Vamos a aceptar que el sistema es reversible, $dS=0$.
- En este proceso P es constante, $dP=0$.

Resulta

$$df = \sigma \cdot dV \quad [31]$$

En nuestro caso particular:

$$df = \sigma \cdot dV - u_w \cdot dV_w - u_a \cdot dV_a \quad [32]$$

Pero

$$V = V_s + V_w + V_a \quad [33]$$

Diferenciando

$$dV = 0 + dV_w + dV_a \quad [34]$$

luego

$$dV_a = dV - dV_w \quad [35]$$

Sustituyendo

$$\begin{aligned} df &= \sigma \cdot dV - u_a(dV - dV_w) - u_w \cdot dV_w = \\ &= \sigma \cdot dV - u_a \cdot dV + u_a \cdot dV_w - u_w \cdot dV_w \end{aligned} \quad [36]$$

Luego

$$f = (\sigma - u_a) \cdot dV + (u_a - u_w) \cdot dV_w \quad [37]$$

Ahora bien, lo que nos interesa es conocer la variación de la energía libre del sistema, al provocar, una σ constante, una variación de volumen. Matemáticamente tendremos

$$\left(\frac{\partial f}{\partial V}\right)_\sigma = (\sigma - u_a) + \left(\frac{\partial V_w}{\partial V}\right)_\sigma \cdot (u_a - u_w) \quad [38]$$

Si se tiene en cuenta que la variable que controla el que un suelo pueda experimentar un cambio de volumen bajo el efecto de una tensión σ , es la tensión efectiva, se puede aceptar que esta magnitud vendrá cuantificada por la variación de la energía libre producida en el sistema, por tanto

$$\left(\frac{\partial f}{\partial V}\right)_\sigma = \sigma' \quad [39]$$

Por otro lado $\left(\frac{\partial V_w}{\partial V}\right)_\sigma$ es un término que representa la proporción en que intervienen los diferentes campos de fuerzas en el proceso que da lugar al potencial del agua del suelo. Si por mantener la nomenclatura llamamos

$$\left(\frac{\partial V_w}{\partial V}\right)_\sigma = X \quad [40]$$

Tendremos que

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + X \cdot (u_a - u_w) \quad [41]$$

Ahora bien, teniendo en cuenta todos los procesos que intervienen en nuestro sistema, χ no depende únicamente de la tensión capilar o potencial capilar, sino que engloba el resultado de todas las acciones de los distintos campos. Lógicamente, depende del grado de saturación.

Operando con la ecuación anterior

$$\begin{aligned} \sigma' &= \sigma - u_a + X \cdot u_a - X \cdot u_w = \\ &= \sigma - [X \cdot u_w + (1 - X) \cdot u_a] = \sigma - u^* \end{aligned} \quad [42]$$

Siendo

$$u^* = X \cdot u_w + (1 - X) \cdot u_a \quad [43]$$

Es claro que en el caso de un suelo saturado $(1 - X) \cdot u_a = 0$ con lo que $u^* = u_w$ y nos queda la expresión $\sigma' = \sigma - u_w$ ya postulada por Bishop.

Conviene recordar que según Bishop el coeficiente χ es la unidad cuando el suelo está saturado y nulo si está seco.

7. COMENTARIOS FINALES

A partir de los conceptos mecánicos y fisicoquímicos analizados en anteriores artículos, “Campos de fuerzas en suelos no saturados. Conceptos básicos” y “Campos escalares asociados a los campos de fuerzas que intervienen en el comportamiento de un suelo no saturado. Potenciales” publicados en el Núm: 188/2017 de esta misma revista, se ha avanzado en la definición del concepto de succión diferenciando, sus componentes matricial y osmótica, estableciendo la expresión que relaciona dicha magnitud con las condiciones termodinámicas. Además, se ha revisado el significado del coeficiente α y finalmente se ha desarrollado una justificación del principio de presión efectiva utilizable en suelos no saturados, postulada por Bishop.

8. BIBLIOGRAFÍA

Bishop, A.W. (1954). The use of pore pressure coefficients in practice. *Geotechnique*, 4(4): pp. 148-152.

Bishop, A.W. (1959). *The principle of effective stress*. Tek. Ukbl. 106: pp. 859-863.

Croney, D., y Coleman, J.D. (1948). Soil Thermodynamics applied to the movement of moisture in road foundations. *Proc. 7th Cong. Appl. Mech*, vol. 3, 1948, pp. 163-177.

Croney, D., y Coleman, J.D. (1961). Pore pressure and suction in soil. *Proc. Conf. Pore pressure and suction in soils*. Londres: Butterworths, 1961, pp. 31-37.

Croney, J.D., Coleman, J.D., y Bridge, P.M. (1952). The suction of moisture held on soils and other porous materials. *Road Research Lab., Tech Paper.*, nº 24. Londres: H.M. Stationary Office.

Fredlund, D.G., y Rahardjo, H. (1993). Theoretical context for understanding unsaturated soil behaviours. *Proc. 1st Int. Conf. Geomech.*

Lambe, T.W. (1951). *Capillary Phenomena in Cohesionless Soils*. Tras. ASCE, vol. 116, pp. 401-423.

Mitchell, J.K, y Soga, K. (1993). *Fundamentals of Soil Behavior*. Nueva York: Wiley.

Terzaghi, K. (1943). *Theoretical Soil Mechanics*. Nueva York: Wiley & Sons.