

CAPÍTULO 6

PROPIEDADES HIDRÁULICAS DE LOS SUELOS.

6.1 Capilaridad y tensión superficial

6.1.1 Tensión superficial.

Es la propiedad de un líquido en la interface "líquido – gas", por la cual las moléculas de la superficie soportan fuerzas de tensión. Por ella, una masa de agua, acomodándose al área mínima forma gotas esféricas. La tensión superficial explica, el rebote de una piedra lanzada al agua. La tensión superficial se expresa con T y se define como la fuerza en Newtons por milímetro de longitud de superficie, que el agua es capaz de soportar.

El valor de la tensión es de 73 dinas/cm \approx 0,074 gf/cm siendo gf, gramos-fuerza. Este coeficiente se mide en unidades de trabajo (W) o energía entre unidades de área A y representa la fuerza por unidad de longitud en cualquier línea sobre la superficie. T es entonces, el trabajo W necesario para aumentar el área A de una superficie líquida.

$$T = \frac{dW}{dA} \quad (6.1)$$

6.2 Capilaridad.

Fenómeno debido a la tensión superficial, en virtud del cual un líquido asciende por tubos de pequeño diámetro o por entre láminas muy próximas. Pero no siempre ocurre así debido a que la atracción entre moléculas iguales (cohesión) y moléculas diferentes (adhesión) son fuerzas que dependen de las sustancias (Figura 6.1). Así, el menisco será cóncavo, plano o convexo dependiendo de la acción combinada de las fuerzas de adherencia (A) y de cohesión (C), que definen el ángulo α de contacto en la vecindad, y de

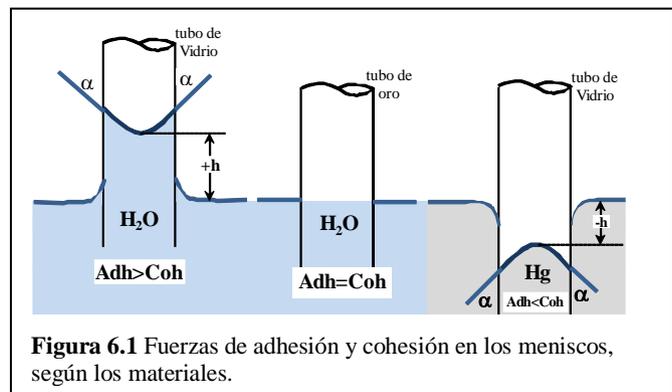


Figura 6.1 Fuerzas de adhesión y cohesión en los meniscos, según los materiales.

la gravedad.

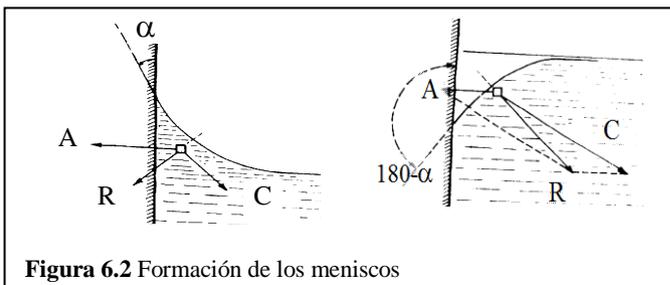


Figura 6.2 Formación de los meniscos

NOTA: El tamaño de los poros del suelo es $\phi/5$, en suelos granulares.

Sean: h_c = altura capilar de ascenso del agua, en un tubo de radio estrecho R , parcialmente sumergido. α es el ángulo que forma del menisco con el tubo capilar. T = tensión superficial dentro del tubo capilar. El agua asciende en contra de la presión U_w , a la que se suma la presión atmosférica sobre toda la superficie del fluido. P_a = presión atmosférica (el aire pesa), que se compensa.

Haciendo suma de fuerzas verticales.

$$\Sigma F_v = 0; \text{ para } P_a = 0$$

$$2\pi R * T \cos\alpha + U_w * \pi R^2 = 0 = \Sigma F_v;$$

Despejando U_w

$$U_w = \frac{-2T \cos\alpha}{R} = \frac{-4T \cos\alpha}{D} \quad (6.2)$$

Pero $U_w = -h_c \gamma_w$

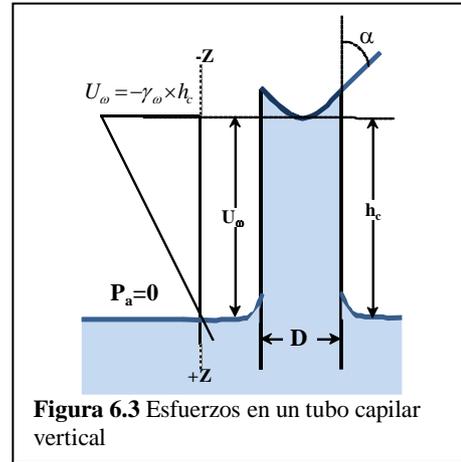


Figura 6.3 Esfuerzos en un tubo capilar vertical

$$h_c = \frac{4T \cos\alpha}{\gamma_w D}$$

$$h_c = \frac{0,03(m)}{D(mm)} \quad (6.3) \Rightarrow \begin{cases} \text{Como en agua} \\ \gamma_w = 1, \text{ gtf/cm}^3 \\ \text{y en aire y agua} \\ T = 0,074 \text{ gtf/cm} \\ \text{si la temperatura es } 20^\circ \end{cases}$$

Para $D = 0,1 \text{ mm}$, h_c vale $0,3\text{m}$. Si $\alpha = 0^\circ$, el radio del menisco es el mismo del tubo. Llamemos "r" al radio del menisco.

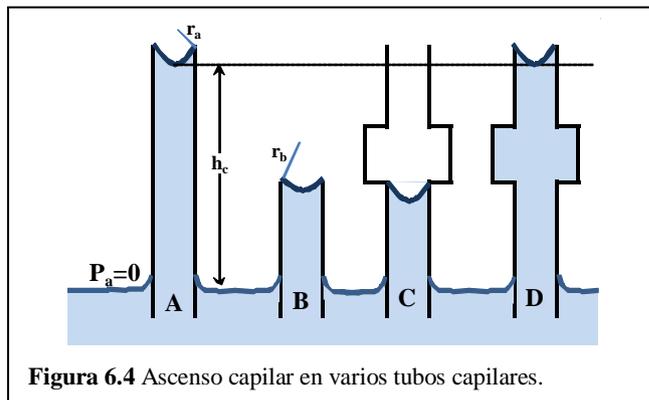


Figura 6.4 Ascenso capilar en varios tubos capilares.

- A = Tubo de referencia con r_a
- B = Tubo corto. $r_b > r_a$; ($U_A > U_B$)
- C = El agua no puede ascender por el ensanchamiento del tubo.
- D = Tubo llenado por arriba.

El ascenso capilar en los suelos finos es alto.

En arenas finas ($T_{40} - T_{200}$), si es suelta $h_c = 0,3m - 2,0 m$, si es densa $h_c = 0,4m - 3,5m$.

En arcillas ($\phi < T_{200}$), $h_c \geq 10m$ ($\therefore \gamma_w \cdot h_c = U_w \approx 1$ at $\approx 1 \text{ Kg/cm}^2$)

6.1.2 Capilaridad y contracción en suelos arcillosos

Dos fuerzas: **Adsorción** entre las partículas activas del suelo y el agua y las fuerzas **osmóticas**, propias de la fase líquida y explicada por el potencial del agua debido a la presencia de solutos en solución que pueden ser especies inorgánicas o componentes orgánicos, explican la capilaridad de las arcillas. En la adsorción influyen la **adherencia** y la **tensión superficial**.

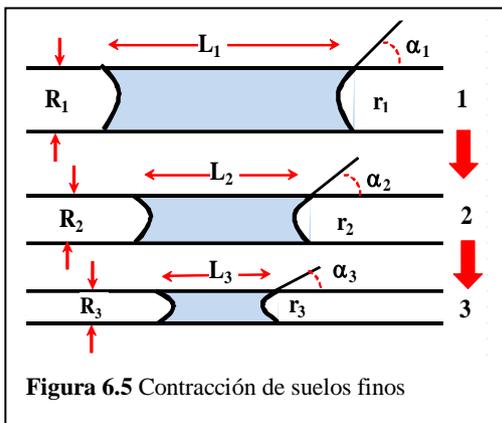
El movimiento, la retención o la pérdida de agua en el suelo están controlados por gradientes energéticos, gracias a la presencia de las energías potencial, cinética y eléctrica. El potencial del agua pura es cero y el del agua en el suelo es negativo. El gradiente energético determina la dirección y la velocidad del movimiento del agua en el suelo.

Potencial de humedad o succión (p_F): Es la máxima tensión (H en cm) que ejerce el esqueleto mineral del suelo sobre el agua de los poros. Como la resistencia a la tensión del agua es 2000 MN/m^2 , el valor de $p_{Fmax} = 7$ (equivale a $H = 1000 \text{ Km} = 10^7 \text{ cm}$).

$$P_F = \log H_{(cm)} \Rightarrow \left\{ \begin{array}{l} \text{si } H=10000\text{cm} \\ P_F = 4 \end{array} \right\}$$

Cuando existe diferencia en el potencial de humedad (p_F), se produce flujo de agua aunque no exista cabeza hidráulica. El agua así, pasará de regiones de bajo potencial de humedad (p_F) hacia las de alto p_F . Cuando ambas igualen el p_F , el flujo continuará hasta que se igualen las diferencias de altura.

6.1.3 La contracción y expansión en las arcillas: en los suelos arcillosos pueden ver alterados su volumen y su parámetro de cohesión así: consideremos un tubo horizontal.



- r_i = Radio del menisco (variable).
- R_i = Radio del tubo elástico (variable).
- L_i = Longitud del tubo con agua (variable).
- α_i = Ángulo del menisco con el tubo (variable).

Cuando el tubo elástico pierde agua, pierde longitud; $L_1 > L_2 > L_3$ en consecuencia pierde diámetro, $R_1 > R_2 > R_3$; de esta manera $\alpha_1 > \alpha_2 > \alpha_3$, lo que significa que el menisco tiende a desarrollarse mejor y el ángulo α tiende a cero ($\alpha \rightarrow 0^\circ$) en virtud de la pérdida de agua.



Figura 6.6 Talud de corte vial conformado por suelo arcilloso que alcanzó humedades por debajo de la deshidratación y del límite de contracción. El talud es inestable porque se formaron estructuras del suelo por la contracción y se desestabiliza por erosión eólica e hídrica; el talud no es una estructura funcional para la vía por ser inestable y por la pérdida de plasticidad del suelo. (Carlos E. Escobar P.).

Esto significa que aumentan los esfuerzos efectivos del suelo al perderse agua (por evaporación o viento), pues α tiende a 0° . El suelo se contrae y se agrieta.

La figura 6.6 presenta un talud vial escarpado, conformado por un suelo arcilloso bien drenado, con escasa posibilidad del acceso de agua lluvia o de escorrentía. El suelo está sometido a secado intenso por el sol y el viento de la zona y por el paso de vehículos; la humedad del suelo está por debajo del límite de contracción, este se agrieta, pierde su plasticidad y es inestable. El suelo no dispone de los recursos suficientes para la supervivencia de la vegetación protectora.

Ejercicio 6.1

Calcular la tensión capilar máxima, en gr/cm^2 en un tubo si el menisco tiene $\phi = 5\mu$. Calcular h_c , ascenso capilar máximo.

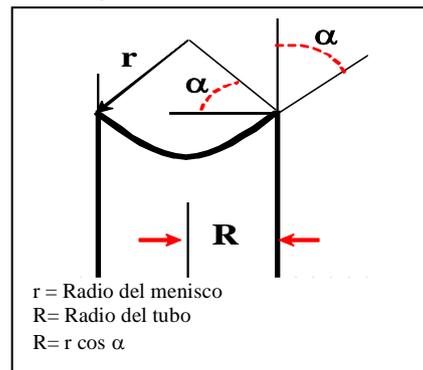
Solución: Aplicando las expresiones 6.2 y 6.3, se tiene:

El esfuerzo de tensión U_w en cualquier punto de la columna, que es la tensión U_w en el líquido inmediatamente abajo del menisco, es:

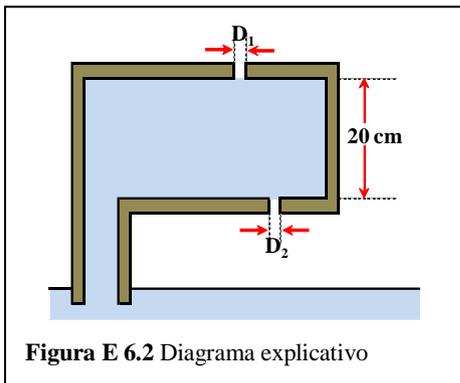
$$U_w = -h_c \gamma_w = \frac{-4T \cos \alpha}{D} = \frac{-2T \cos \alpha}{R} = \frac{-2T}{r}$$

$$U_w = \frac{2 * 0,074 \frac{sr}{cm}}{0,00025 \text{ cm}} = 592 \frac{sr}{cm^2}$$

$$h_c = \frac{U}{\gamma_w} = 592 \text{ cm} = 5,92 \text{ m}$$



Ejercicio 6.2.



Se muestra un recipiente de vidrio con agua y dos orificios así: El superior con diámetro $D_1 = 0,001 \text{ mm}$ o con menisco bien desarrollado, el inferior con diámetro D_2 .

Calcule el máximo valor de D_2 cuando el menisco superior está bien desarrollado.

Solución: Con las expresiones del ejercicio anterior, se puede escribir

$$U_{W1} = \frac{-4T}{D_1} = \frac{-4 * 0,074 \text{ gr/cm}}{0,01 \text{ cm}} = \frac{-0,3 \text{ gr}}{0,01 \text{ cm}^2} = -30 \text{ gr/cm}^2 \quad (*) \begin{cases} \alpha_1 = 0 \\ R_1 = r_1 \end{cases}$$

$$U_{W2} = \frac{-4T}{D_2} = \frac{-0,3 \text{ gr/cm}}{D_2} \quad \text{Pero el punto 2 está 20 cm abajo :}$$

Si se planea el equilibrio del sistema. Como las tensiones son negativas, tensión 1 < tensión 2:

$$-U_{W1} + U_{W2} = h\gamma_W \quad \therefore$$

$$30 \text{ gr/cm}^2 - \frac{0,30 \text{ gr/cm}}{D_2} = 20 \text{ cm} * \gamma_W \quad \text{y} \quad \gamma_W = 1 \text{ gr/cm}^3$$

$$D_2 = 0,03 \text{ cm}$$

6.2 El agua en el suelo.

6.2.1 Ciclo hidrológico

La ecuación del ciclo hidrológico es una igualdad entre el agua lluvia que llega al suelo y la que circula y por lo tanto se pierde:

$$\text{PRE} + \text{COND} = \text{INF} + \text{ESC} + \text{EVP} + \text{TRA}$$

El sol provee la energía al sistema, y con la gravedad, determina su funcionamiento dinámico.

Cuando el agua se precipita al terreno (PRE), sigue tres caminos: Escorrentía (ESC), infiltración (INF) y evapotranspiración (evaporación (EVP) + transpiración (TRA)). No obstante, para el caso del trópico y los paisajes kársticos, la condensación (COND) en los bosques de niebla y cavernas resulta fundamental para establecer y comprender el balance hídrico, donde las variables normalmente mesurables de forma directa son la precipitación y la escorrentía.

Es difícil evaluar la evapotranspiración y la infiltración, pero la escorrentía, que es la fracción arroyada o de desagüe, puede aforarse en una "cuenca vertiente", observando caudales por largos períodos.

La masa de agua evacuada por escorrentía y la precipitación, permiten establecer dos parámetros Coeficiente de Circulación Aparente (CAP) y $[\text{ESC} - \text{PRE}]$, dados por:

$$\frac{\text{ESC}}{\text{PRE}} = \text{CAP}; \quad [\text{ESC} - \text{PRE}] = \text{INF} + \text{EVAPOTRAN}$$

Interesa en geotecnia particularmente la infiltración que depende de las condiciones de precipitación: las lluvias finas y prolongadas se infiltran a mayor profundidad que las torrenciales; de la naturaleza del terreno: en suelos arenosos se infiltran grandes volúmenes de agua, en una red kárstica la infiltración será total y la circulación interna muy localizada. La cobertura vegetal protege el suelo, incrementa los tiempos de concentración, conserva la plasticidad y la humedad de los suelos, favorece la evapotranspiración y contribuye a la infiltración. Las pendientes bajas de las laderas incrementan la infiltración, así como las áreas donde la pendiente de la ladera se reduce.

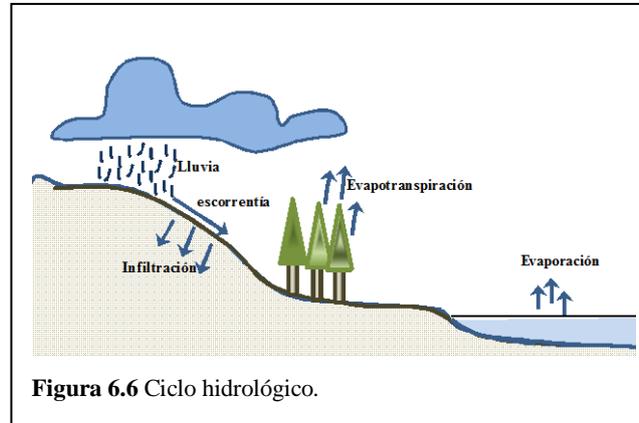


Figura 6.6 Ciclo hidrológico.



Figura 6.7 Deslizamiento por lluvias acumuladas. Las aguas se infiltran a profundidades mayores y activan movimientos en masa que involucran volúmenes grandes de suelo. (Carlos E. Escobar P.)

Figura 6.8. Deslizamientos con planos de falla superficiales. Estos movimientos en masa fueron activados por una lluvia torrencial de 140 mm en 4 horas. (Carlos E. Escobar P.)

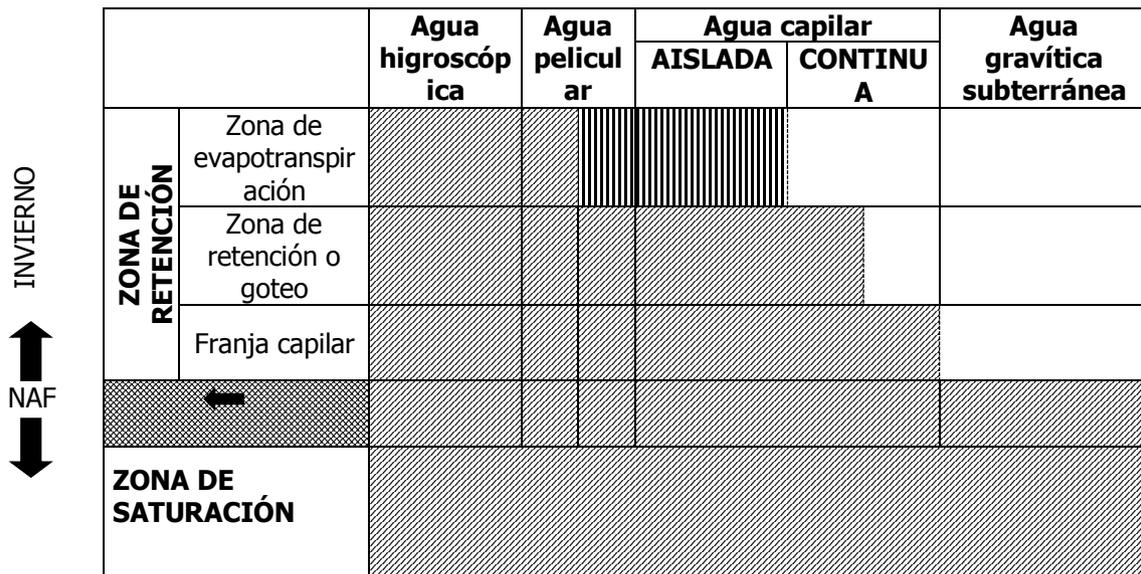


Figura 6.9 Tipos de aguas en el subsuelo (Castany).

I AGUAS ESTABLECIDAS

Aguas ocluidas en los minerales y en las rocas
 Aguas de constitución y de cristalización
 Aguas de hidratación

II AGUAS LIBRES

Aguas de penetración debido a escorrentías a la presión de lagos, mares, etc.
 Aguas de condensación procedentes de capas superficiales o profundas o del aire mismo

Aguas de profundidad

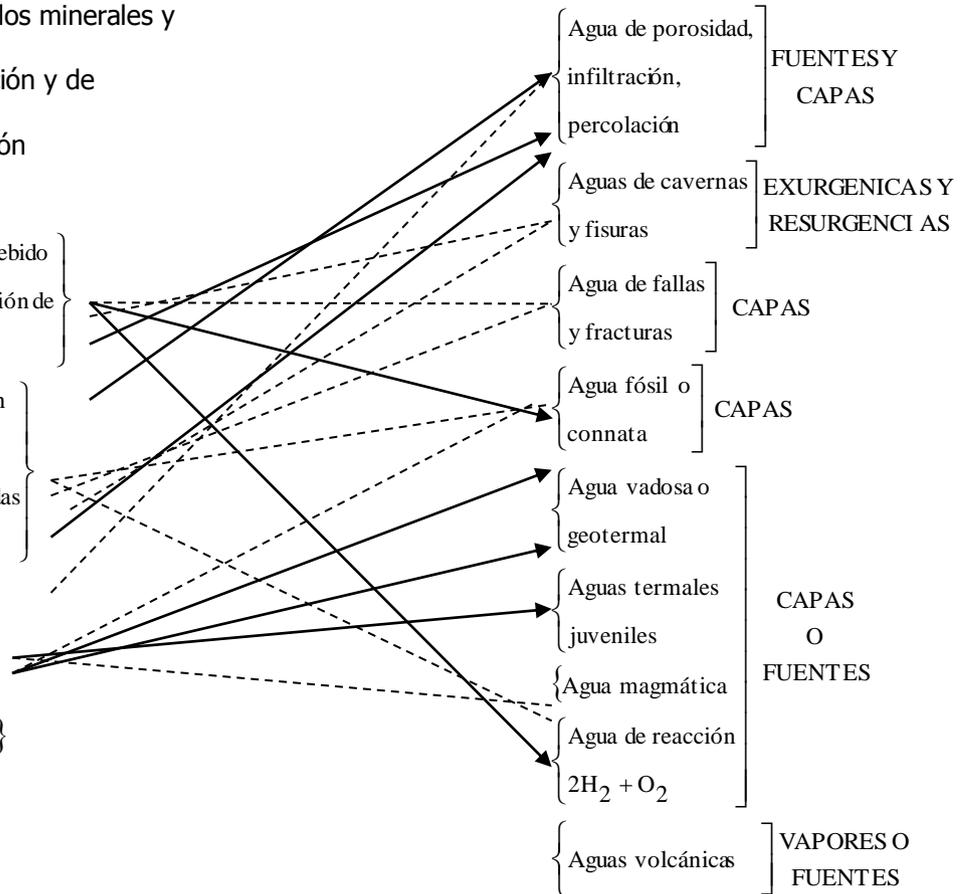


Tabla 6.1 Origen de las aguas subterráneas. Félix Trombe.

6.2.2 Macizos térreos con agua subterránea¹

Acuífugos, hidrófugos: masa impermeable de suelo o roca que al no tener conductos interconectados, no pueden almacenar ni conducir agua.

Acuicludo: masa de roca o suelo relativamente impermeable que puede absorber agua lentamente pero que no permite su flujo con la velocidad suficiente para abastecer pozos o manantiales.

Acuitardo: capa o estrato confinante que retarda pero no impide completamente el flujo de agua hacia o desde un acuífero vecino. Un acuitardo no entrega rápidamente agua a los pozos o manantiales, pero puede servir como una unidad de almacenamiento del agua subterránea.

¹ Hoyos P. F, GEOTECNIA, Diccionario básico. Universidad Nacional de Colombia. Hombre Nuevo Editores

Acuífero: masa de roca o suelo suficientemente permeable para permitir el flujo de agua y su extracción económica por medio de pozos o su descarga en manantiales y ríos.

Acuífero confinado: acuífero limitado por capas impermeables o por capas que tienen una permeabilidad substancialmente menor que la del acuífero mismo. En los acuíferos confinados el nivel piezométrico se encuentra por encima del techo del acuífero. Los acuíferos confinados son la causa de muchos procesos de inestabilidad de suelos, cuando los estratos de roca fracturada son confinados por el macizo rocoso sano y el suelo residual. En las excavaciones de proyectos de ingeniería se intervienen áreas que al ser niveladas se convierten en zonas de recarga de aguas y con ello la saturación y las presiones piezométricas sobre las unidades de suelo y roca más superficiales.

Acuífero libre: Acuífero en el que la formación permeable aflora en superficie. En los acuíferos libres el nivel piezométrico coincide con el nivel freático.

Acuífero colgado: aquel que contiene agua libre por encima del cuerpo principal de agua subterránea y que está separado de ésta por un estrato poco permeable y por una zona no saturada.

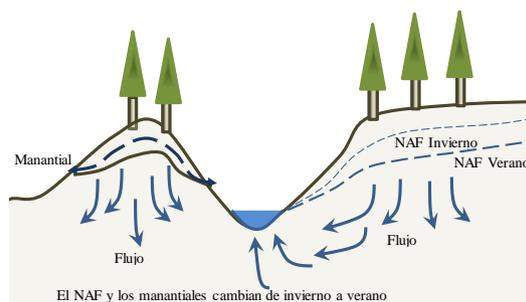
6.2.3 Clases de flujo

Flujo permanente: Flujo perenne o continuo, ocurre cuando las condiciones de borde se conservan en el tiempo. La dirección de las líneas de flujo es idéntica y la velocidad es constante. Es propia de los suelos homogéneos.

Flujo transciente: ocurre cuando las condiciones de borde cambian en el tiempo y por lo tanto, la velocidad y dirección también, aunque no siempre el caudal lo haga. Común en suelos heterogéneos como los conglomerados. En estos flujos son comunes las presiones piezométricas que contribuyen en mucho a la inestabilidad del talud o la ladera.

6.2.4 Agua subterránea

A más de 16 Km de profundidad no existe agua subterránea, ya que las rocas fluyen plásticamente y los poros están cerrados, como también las fracturas o fallas geológicas. A sólo 6 Km el agua es poca, aunque las rocas ya son rígidas, porque los espacios están cerrados e impiden la interacción para establecer el flujo. Sólo a unos 600 m el agua puede ser susceptible de recuperarse con pozos.



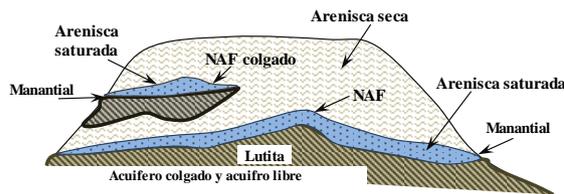
El NAF: es el lugar geométrico de los niveles que alcanza la zona saturada del suelo, y no siempre coincide con el nivel piezométrico NAP (el que alcanza el agua en un pozo de observación). Sólo coinciden cuando el NAF está a presión atmosférica.

Figura 6.10a Esquema de los flujos subterráneos.



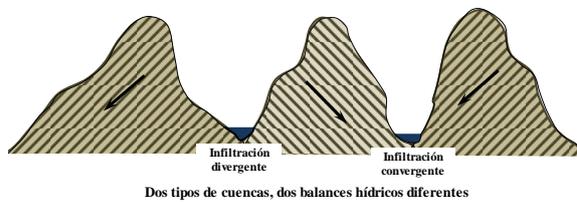
- ABC = Zona de aireación (INFILTRACIÓN).
- D = Zona de saturación (PERCOLACIÓN).
- A = Faja de EVAPOTRANSPIRACIÓN.
- B = Faja de agua colgada o de goteo.
- C = Zona capilar (sobre el NAF)

Figura 6.10b Zonas de humedad



Un acuífero puede estar colgado o no; en este primer caso, se tendría un par de NAF: el colgado y el NAF general. Los acuíferos pueden ser libres o confinados.

Figura 6.10c Niveles freáticos y los estratos impermeables



La cuenca hidrológica y la cuenca hidrogeológica pueden ser diferentes. Esto debido al buzamiento de la roca

Figura 6.10d Cuenca hidrogeologica

Figura 6.10 Presencia de agua subterránea

6.2.5 Estado del agua subterránea.

Son cinco los estados del agua subterránea:

- Agua de constitución (químicamente y físicamente enlazada)
- Agua sólida.
- Agua capilar (angular, suspendida y elevada).
- Agua gravitacional
- Vapor de agua.

1. Agua de constitución: Puede ser químicamente enlazada y se subdivide en:

Agua de constitución molecular que se puede remover a altas temperaturas por estar ligada iónicamente a la estructura molecular.

Agua cristalina si hace parte de la red mineralógica.

Agua zeolítica, que es una variedad menos ligada a los minerales.

La otra forma, físicamente enlazada comprende dos clases: agua **adsorbida**, o higroscópica, y **agua pelicular**, ambas en equilibrio electroiónico, pero la primera adherida a la superficie de los minerales y la segunda en capas más externas, que ordenadamente se establecen o se desprenden.

2. Agua en estado sólido: hielos producto del congelamiento perenne (como en la Antártida) o semiperenne (caso de Siberia).

3. Agua capilar: (figuras 6.9 y 6.10b) Puede ser angular, si se cuelga en los vacíos y no se mueve por gravedad, en virtud a la tensión superficial. También la capilar suspendida, que no se comunica con el NAF y que se mueve o varía por influencia de la evaporación y la lluvia. Finalmente, el agua capilar elevada, o de la zona capilar, de gran importancia en Mecánica de Suelos, y que está sobre el nivel de agua freático (NAF).

4. Agua gravitacional: es el agua subterránea propiamente dicha, que ocupa la zona de saturación y alimenta pozos y manantiales.

5. Vapor de agua: existe en el aire y su movimiento responde a gradientes térmicos. Interesa en suelos parcialmente saturados cuando son hinchables. También se considera vapor de agua en cavernas y en la zona de disecación, y donde actúa la evaporación o la difusión.

6.2.6 Propiedades del agua

Densidad (ρ) se define como la masa sobre el volumen y depende de la temperatura. Peso unitario (γ_w) es el producto de la densidad por la gravedad ($\rho \cdot g$). Viscosidad dinámica (n): $n = \tau_{xy} = \text{Kg/m seg}$ y es función de la temperatura.

Temperatura °C	0	10	20
n	$1.79 \cdot 10^{-3}$	$1.31 \cdot 10^{-3}$	$1.01 \cdot 10^{-3}$

Viscosidad cinemática (u): $u = \eta/\rho \approx 10^{-6} \text{ m}^2/\text{seg}$ y es función de la temperatura.

Compresibilidad del fluido (β): Es la variación de la densidad con la presión.

$$\beta = \frac{d\rho}{dP} \approx 0,5 * 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N} \quad \text{Si es con relación al volumen } V : \beta = \frac{\left(\frac{dV}{V}\right)}{dP}$$

6.2.7 Propiedades del suelo

Porosidad (η). Es la relación entre el volumen de vacíos y el volumen de las muestra (V_v/V_T), que en suelos arenosos es $0,35 < \eta < 0,45$ y en turbas o arcillas $0,40 < \eta < 0,85$

Porosidad efectiva (η_e). Se define por los poros efectivos para permitir el flujo, pues descuenta los poros no interconectados o muy cerrados. En arcillas $\eta_e \ll \eta$ y en arenas $\eta_e \approx \eta$

Coefficiente de compresibilidad unidimensional (α). Se define como el cambio unitario en altura (dh/h) con respecto a la variación del esfuerzo efectivo vertical ($d\sigma'_v$). Se mide en m^2/N .

$$\alpha = \frac{dh/h}{d\sigma'_v}$$

En arenas $\alpha = 10^{-7} - 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$ y en arcillas es $10^{-6} - 10^{-7} \text{ m}^2/\text{N}$.

Grado de saturación (S). Relaciona el volumen de agua con el de los vacíos del suelo (V_w/V_v), por lo que $0 \leq S \leq 1$, siendo $S = 0$ cuando $\gamma_T = \gamma_d$ y $S = 1$ cuando $\gamma_T = \gamma_{sat}$. Además, si A es el grado de saturación de aire, relación que depende de esta; $S + A = 1$, pues $A = V_A/V_v$ y $V_v = V_A + V_w$.

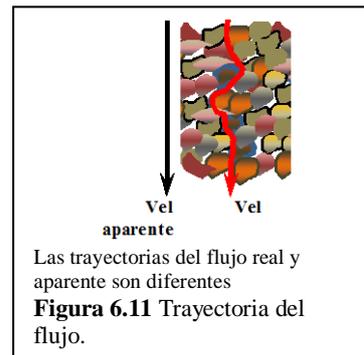
NOTA: las trayectorias del flujo real y aparente (son diferentes).

6.3 Principios fundamentales del movimiento de un fluido no compresible.

Existen tres principios en la física que son la conservación de la energía, la conservación del momento cinético y la conservación de la masa. En los fluidos existen los medios porosos, y un medio poroso consiste en espacios vacíos y continuos, que garantiza el flujo, es decir, es permeable.

Las suposiciones básicas serán:

- El medio está saturado.
- La masa de suelo es incompresible.
- Hay sólidos y fluidos incompresibles.
- Sólo puede variar el volumen de los poros.

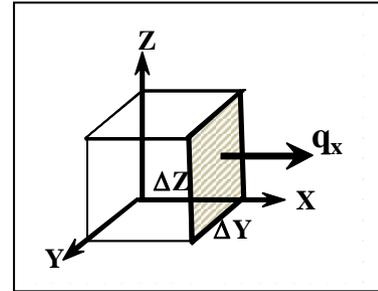


6.3.1 Ley conservación de la masa

si $V_X = \frac{q_X}{\Delta Y \Delta Z}$; V_X velocidad de descarga en la dirección X

si $v_X = \frac{V_X}{\eta}$; η porosidad, v_X velocidad de infiltración

$$\frac{\partial v_X}{\partial X} + \frac{\partial v_Y}{\partial Y} + \frac{\partial v_Z}{\partial Z} = -\frac{1}{V} * \frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial e}{1 + e_0}$$



Que es la llamada **ecuación de continuidad** y puede escribirse con una pequeña variación en función de e_0 , la relación de vacíos.

Si $\frac{\partial V}{\partial t} = 0$, flujo permanente si $\frac{\partial V}{\partial t} \neq 0$ flujo transiente

6.3.2 Ley conservación de la energía

Al aplicar las ecuaciones de EULER a los líquidos sometidos a la gravedad, y en movimiento permanente, se obtienen la ecuación de BERNOULLI

$$\Phi = Z + \frac{P}{\gamma} + \frac{V^2}{2g} \Rightarrow \text{Cabeza total } \Phi, \text{ suma de cabezas de altura } Z, \text{ de presión } P/\gamma \text{ y de velocidad } V^2/2g.$$

En suelos con velocidad de infiltración alta, $h_v = V^2/2g < 5,1 * 10^{-4}$ cm, por lo que esta cabeza se desprecia y ayuda sólo la cabeza piezométrica H:

$$H = h_p + h_z = P/\gamma + Z \Rightarrow \text{cabeza piezométrica } H$$

6.3.3 Ley de conservación del momento

La Ley de Darcy (1856), es empírica y permite determinar la velocidad de infiltración v cuando existe flujo a través de un material de porosidad constante K y cuando existe un gradiente piezométrico $i=H/L$ (ver figura 6.12).

La permeabilidad (K) del material depende de la forma de las partículas o intersticios, de la tortuosidad y del tamaño de los conductos, de la relación de vacíos e , de la viscosidad del fluido y de la temperatura (que afecta la viscosidad), entre otros.

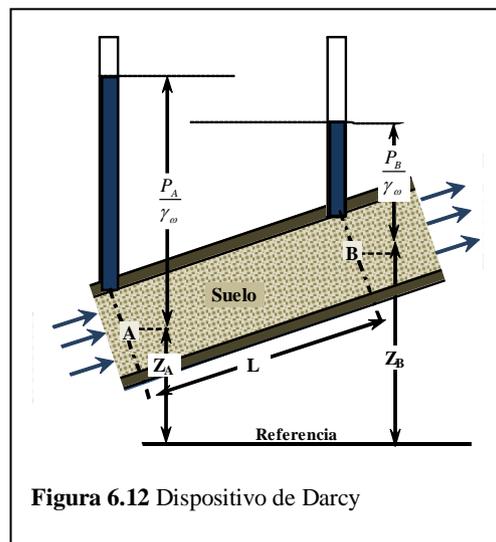


Figura 6.12 Dispositivo de Darcy

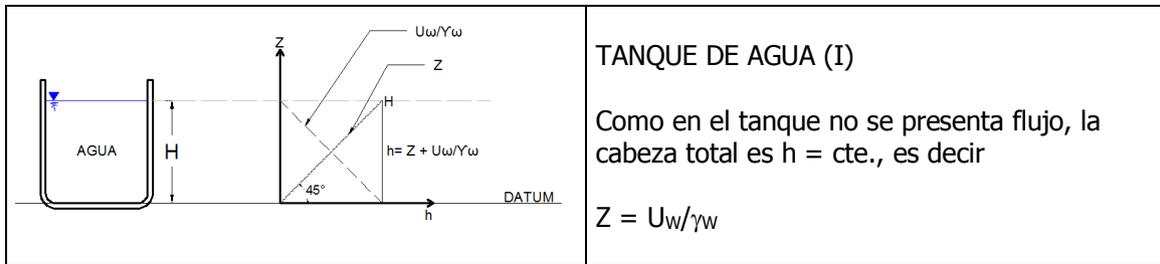


Figura 6.13 a

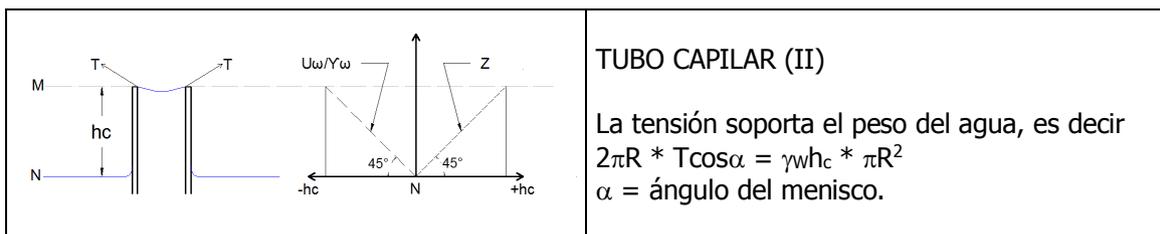


Figura 6.13 b

Si denominamos

- CE = cabeza de elevación
- - - CP = cabeza de presión
- CT = cabeza total

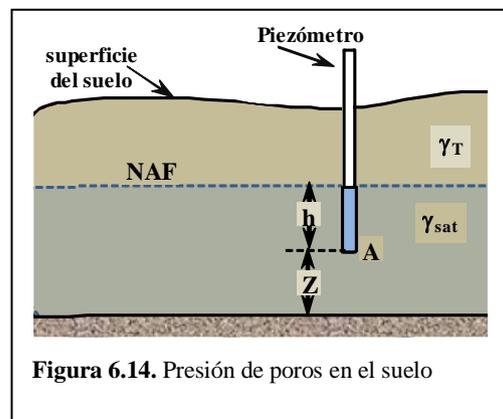
I {	PTO	CE	CP	CT	No hay flujo
	A	0	H	H	
II {	M	h_c	$-h_c$	0	No hay flujo
	N	0	0	0	

6.4 Presión de poros "U" y potencial "P" en el suelo

Las leyes que gobiernan el flujo de agua son análogas a las del flujo eléctrico. Se requiere, en ambos casos, de un gradiente de potencial, que oriente las fuerzas del sistema.

La presión de poros $u = \gamma_w \times h$ ⇒ es la presión intersticial, por debajo del NAF.

El potencial $P = h + Z = \frac{U}{\gamma_w} + Z$ mide la energía del sistema (sección 6.3.3.)



Si existe gradiente en el campo, se presenta el flujo de agua según la Ley de DARCY.

Ejercicio 6.1.

Calcular la presión de poros (U) en los puntos A y B, el potencial P_A y P_B , y el gradiente hidráulico " i ", entre A y B, para el permeámetro horizontal de la figura, a partir de los niveles leídos en los piezómetros A y B.

$$U = \gamma_w h ; P = \frac{U_w}{\gamma_w} + Z ; i = \frac{\Delta P}{\Delta S}$$

$$U_A = 9,81 * 2,6 = 25,5 \text{ KN/m}^2$$

$$U_B = 9,81 * 2,4 = 23,5 \text{ KN/m}^2$$

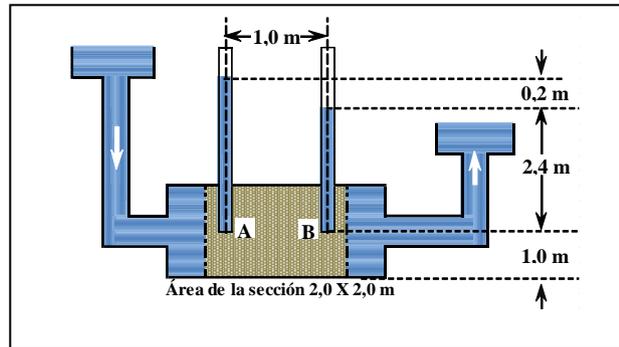
$$P_A = \left(\frac{25,5}{9,81} \right) + 1 = 3,6 \text{ m}$$

$$P_B = \left(\frac{23,5}{9,81} \right) + 1 = 3,4 \text{ m}$$

$$\Delta P = P_B - P_A = -0,2 \text{ m} \Rightarrow \text{El agua fluye de A hacia B}$$

$$\Delta S = 1 \text{ m} \Rightarrow \text{Separación de los piezómetros}$$

$$i = \frac{0,2 \text{ m}}{1,0 \text{ m}} = 0,2 \Rightarrow \text{Gradiente hidráulico}$$

**Ejercicio 6.2**

Si en el caso anterior la permeabilidad es $K = 5 * 10^{-3}$ m/seg, obtenga el caudal " Q " (DARCY)

$$Q = K * i * A = 5 * 10^{-3} * 0,2 * (2 * 2) = 4 * 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sg} = 0,24 \text{ m}^3/\text{minuto}$$

LECTURAS DE COMPLEMENTO

TEMAS HIDROGEOLÓGICOS Y AMBIENTALES AFINES, en:

<https://godues.wordpress.com/2014/05/16/temas-hidrogeologicos-y-ambientales-afines/>

TABLAS DE COMPLEMENTO

GRADO DE PERMEABILIDAD

Denominación	K en cm/seg
Muy alta	$<10^{-2}$
Alta	$10^{-2} - 10^{-4}$
Moderada	$10^{-4} - 10^{-5}$
Baja	$10^{-5} - 10^{-7}$
Muy baja	$10^{-7} - 10^{-9}$
Impermeable	$>10^{-9}$

Alberto J. Martínez Vargas, 1990

PERMEABILIDAD DE SUELOS

K= cm/s	10 ²	10 ¹	10 ⁰	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹
Drenaje	Muy Bueno a bueno						Malo		Impermeable			
Capa sello	No apto							Poco apto		Apto		
Suelo	Grava y grava arenosa			Arena limosa			Limoso		Arcilloso			

Gabriel Márquez Cárdenas, 1987.

Manual de geología para ingenieros.



Duque Escobar, Gonzalo (2003) *Manual de geología para ingenieros*. Universidad Nacional de Colombia, Manizales. <http://www.bdigital.unal.edu.co/1572/>

	<p>GEOMECÁNICA. Duque Escobar, Gonzalo and Escobar P., Carlos Enrique. Universidad Nacional de Colombia (2016). See more at: http://galeon.com/geomecanica</p>
---	---