

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 interfase “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.

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

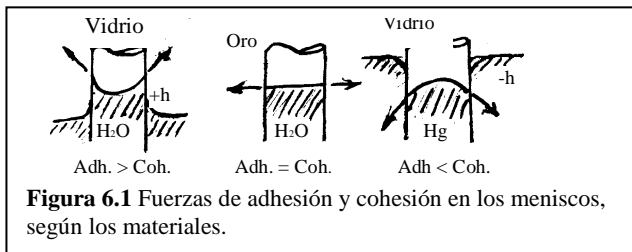


Figura 6.1 Fuerzas de adhesión y cohesión en los meniscos, según los materiales.

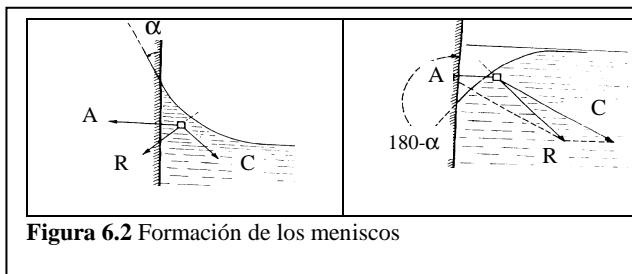


Figura 6.2 Formación de los meniscos

6.2 Capilaridad.

Fenómeno debido a la tensión superficial, en virtud del cual un líquido asciende por tubos de pequeño diámetro y 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 la gravedad.

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 estrecho radio R, parcialmente sumergido. α = el ángulo del

menisco con el tubo capilar. T = tensión superficial dentro del tubo capilar. El agua asciende contra 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 $\Sigma F_v = 0$; para $P_a = 0$

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

despejando la presión de poros, que es U_w ,

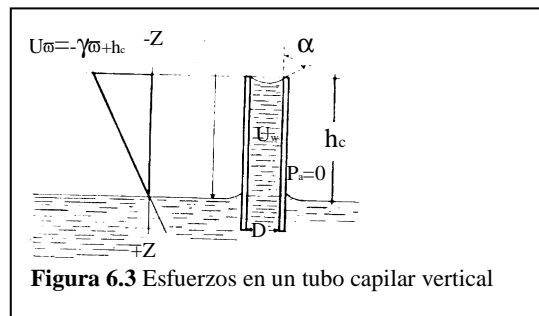


Figura 6.3 Esfuerzos en un tubo capilar vertical

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

pero $U_{\overline{w}} = -h_c \gamma_{\overline{w}}$ por ser el peso de una columna de agua de altura h

$$h_c = \frac{4T \cos \alpha}{\gamma_{\overline{w}} D}$$

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

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.

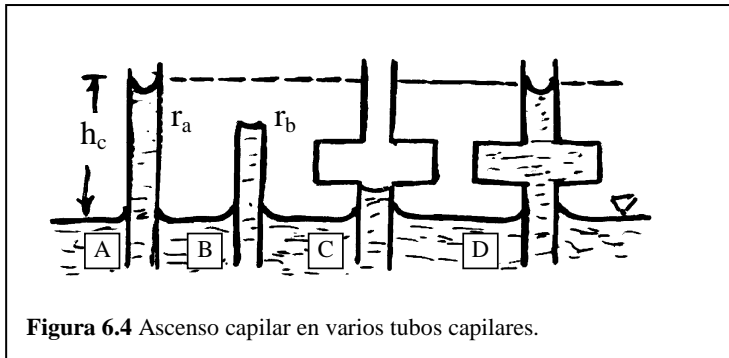


Figura 6.4 Ascenso capilar en varios tubos capilares.

- 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 (T40 – T200), si es suelta $h_c = 0,3\text{m} - 2,0\text{m}$, si es densa $h_c = 0,4\text{m} - 3,5\text{m}$. En arcillas ($\phi < T200$), $h_c \geq 10\text{m}$ ($\therefore \gamma_w h_c = U_w \approx 1 \text{ at } \approx 1 \text{ Kg/cm}^2$)

6.1.2 Capilaridad y contracción en suelos arcillosos

Dos fuerzas: Adsorción entre las partículas activas del suelo y el agua y fuerzas osmótica, propia de la fase líquida y explicada por concentración de iones, explican la capilaridad de las arcillas. En la adsorción influyen la adherencia y la tensión superficial.

Potencial de humedad o succión pF: Es la máxima tensión (H en cm) que ejerce el esqueleto del suelo sobre el agua de los poros. Como la resistencia a la tensión del agua es 2000 MN/m^2 , el valor de $pF_{\text{max}} = 7$ (equivale a $H = 100 \text{ Km} = 10^7 \text{ cm}$).

$$pF = \log H_{(cm)} \Rightarrow \begin{cases} \text{si } H = 10000 \text{ cm} \\ pF = 4 \end{cases}$$

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

6.1.3 Contracción y expansión en arcillas: Los suelos arcillosos pueden cambiar su cohesión así: Consideremos un tubo horizontal.

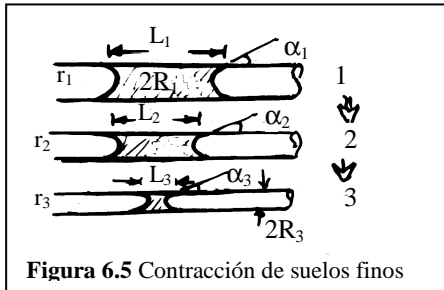


Figura 6.5 Contracción de suelos finos

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

Esto significa que aumentan los esfuerzos efectivos del suelo al perderse agua (evaporación, etc.), pues α tiende a 0° . El suelo se contraerá, agrietándose.

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.

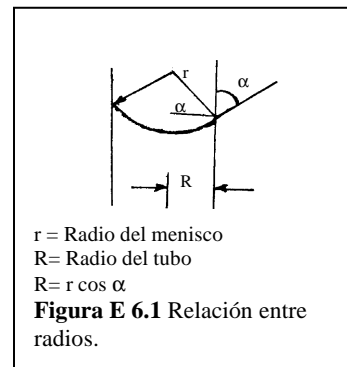
Solución: Aplicando las expresiones 6.2 y 6.3, se tiene:

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:

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

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

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



Ejercicio 6.2.

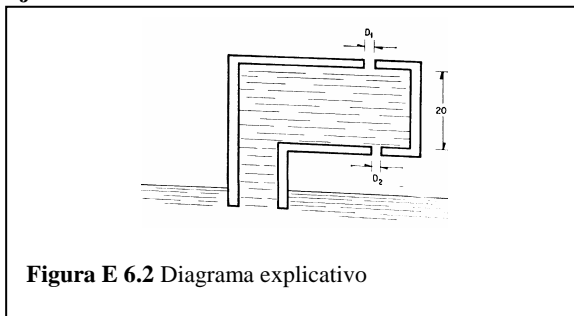


Figura E 6.2 Diagrama explicativo

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

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

Solución: Con las expresiones del ejercicio anterior, podemos 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 planteamos 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:

$$PRE = INF + ESC + EVP + TRA$$

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

Cuando el agua se precipita (PRE), se reparte en tres grandes fracciones: Escorrentía (ESC), infiltración (INF) y evapotranspiración (evaporación (EVP) + transpiración (TRA)).

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

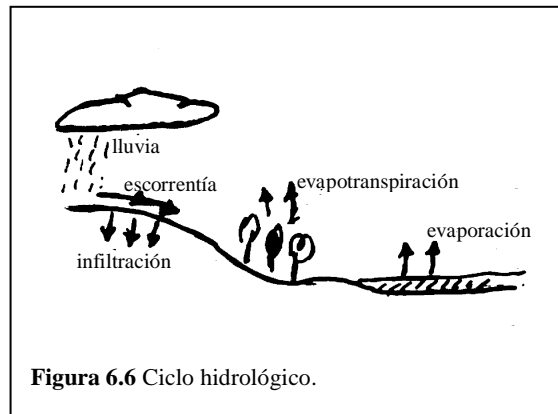


Figura 6.6 Ciclo hidrológico.

La masa de agua evacuada por escorrentía y la precipitación, permiten establecer dos parámetros C_{ap} y $[ESC - PRE]$, dados por:

$$\frac{ESC}{PRE} = \text{Coeficiente de circulación aparente ; } [ESC - PRE] = INF + EVAPOTRAN$$

Interesa en geotecnia, particularmente, la infiltración, que depende de las condiciones de precipitación: Las lluvias finas y prolongadas se infiltran más que las torrenciales. De la naturaleza del terreno también: En una red kárstica, la infiltración será total y la circulación interna muy localizada. La cobertura vegetal que protege el suelo, favorece la evapotranspiración y contribuye a la infiltración. La permeabilidad alta del suelo y pendientes bajas, la incrementan.

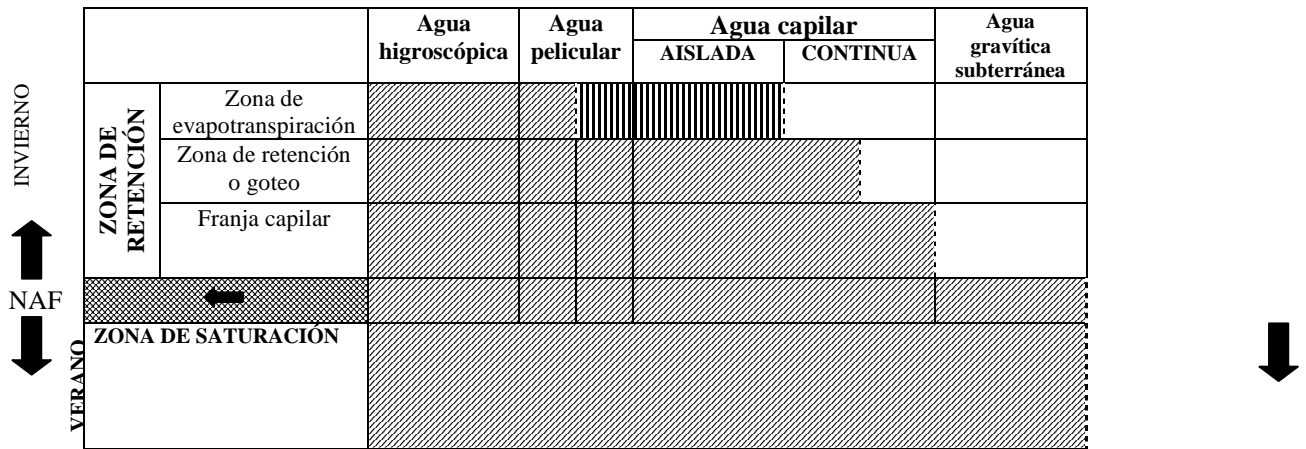


Figura 6.7 Tipos de aguas en el subsuelo (Castany).

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

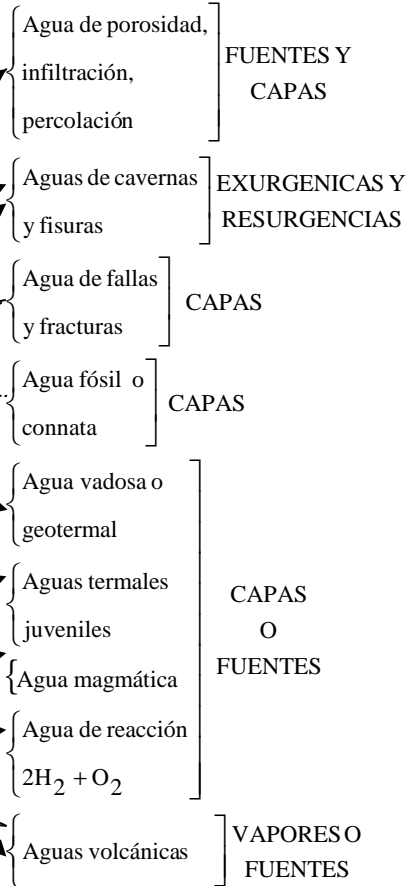


Tabla 6.1 Origen de las aguas subterráneas.

6.2.2 Macizos térreos con agua subterránea

Acuicierres, acuífugos, hidrófugos: Son sinónimos y definen depósitos con casi nula permeabilidad (arcillas). No almacenan agua.

Acuicludos: Macizos muy poco permeables que pueden almacenar agua.

Acuitardos: Macizos poco permeables, que almacenan poco agua y la transmiten en forma lenta.

Acuíferos: Macizos con permeabilidad media a alta, que almacenan y transmiten agua.

Acuíferos confinados, cuando el agua del Nivel de Agua Freática (NAF) está a presión mayor que la atmosférica (nivel piezométrico), por estar el sistema confinado entre capas impermeables.

Acuíferos inconfiados, cuando el NAF está a presión atmosférica.

Acuíferos semiconfinados, si la superficie del agua, en la zona de saturación, no está a presión atmosférica, por estar limitada por un acuitardo (estrato de baja permeabilidad).

6.2.3 Clases de flujo

Flujo permanente: Flujo perenne o continuo, ocurre cuando las condiciones de borde se mantienen en el tiempo. La dirección y velocidad son constantes.

Flujo transiente: 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.

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.



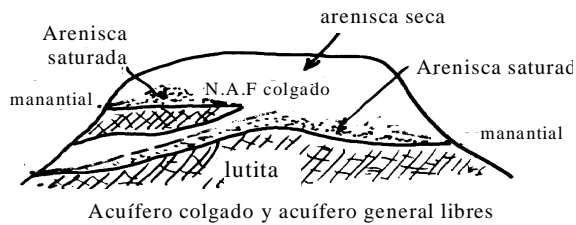
El NAF = Lugar geométrico de los niveles que alcanza la zona saturada del suelo, y que no siempre coincide con el nivel piezométrico NAP (el que alcanza el agua en un pozo de observación). Sólo coinciden cuando el NAF está a presión atmosférica.

Figura 6.8 a



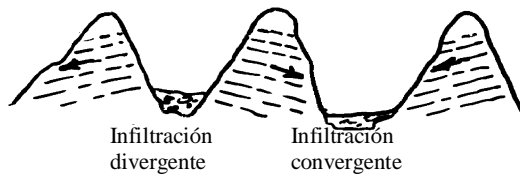
- ABC = Zona de aireación (INFILTRACIÓN).
- D = Zona de saturación (PERCOLACIÓN).
- A = Faja de EVAPOTRANSPIRACIÓN.
- B = Faja de agua colgada o de goteo.
- C = Zona capilar (sobre el NAF)

Figura 6.8 b



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 6.8 c



Dos tipos de cuencas; dos balances hídricos

La cuenca hidrológica y la cuenca hidrogeológica pueden ser diferentes.

Figura 6.8 d

Figura 6.8 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 6.7 y 6.8b) 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 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. (Ver pág. 53 y 55).

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

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

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

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 .

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

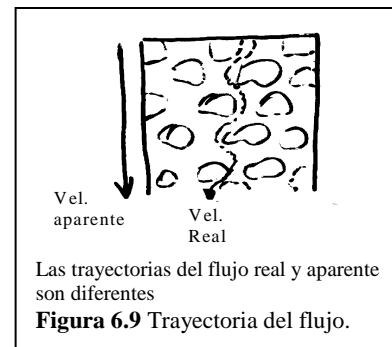
En arenas $\alpha = 10^{-7} - 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$ y en arcillas es $10^{-6} - 10^{-7} \text{ m}^2/\text{N}$.

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 $\gamma_T = \gamma_a$ y siendo $S = 1$ 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: La trayectoria del flujo real y aparente (son diferentes).

6.3 Principios fundamentales del movimiento de un fluido no compresible.

Existen 3 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, que es permeable.



Las suposiciones básicas serán:

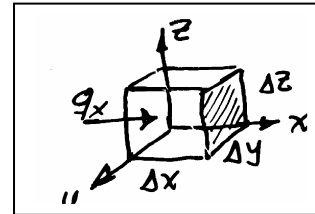
- El medio está saturado.
- La masa de suelo es incompresible.
- Hay sólidos y fluidos incompresibles.
- Sólo puede variar el volumen de los poros.

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 que 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, $h_v = V^2/2g < 5,1 * 10^{-4} \text{ cm}$, 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 da 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 6.10).

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.

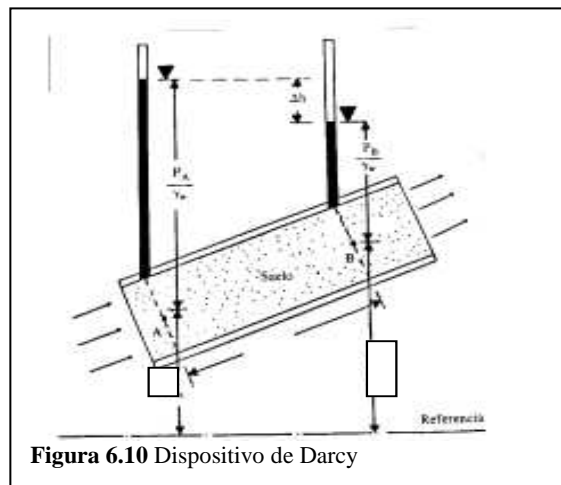


Figura 6.10 Dispositivo de Darcy

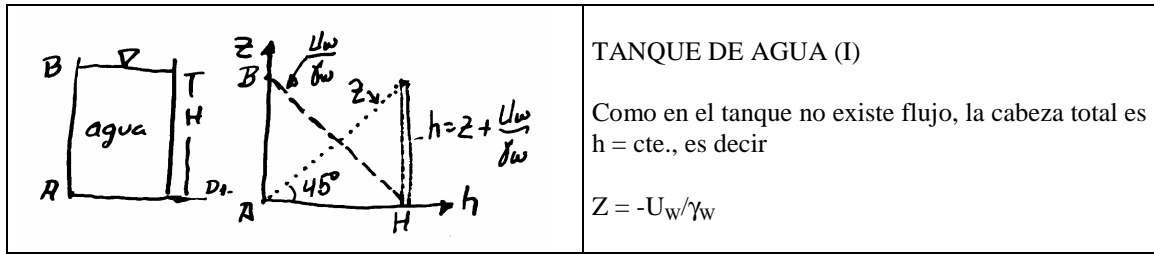


Figura 6.11 a

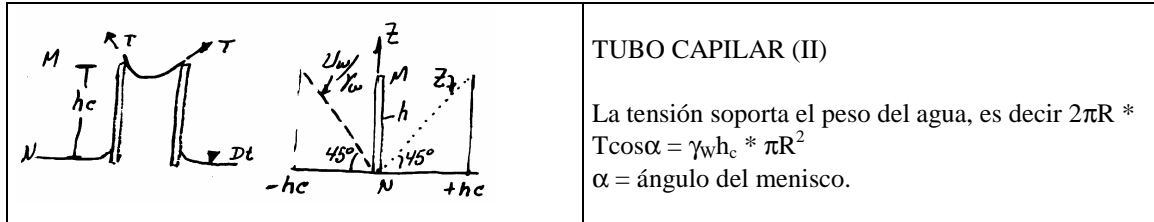


Figura 6.11 b

Si denominamos

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

} I {
} II {

PTO	CE	CP	CT
A	0	H	H
B	H	0	H
M	h_c	$-h_c$	0
N	0	0	0

} no hay flujo
} no hay flujo

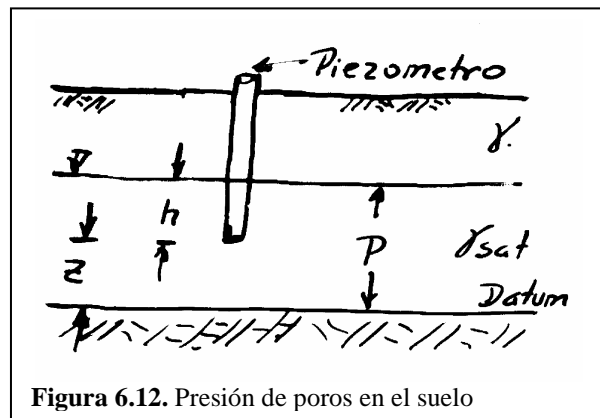
6.4 Presión de poros “U” y potencial “P” en el suelo

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 $U = \gamma_w * h \Rightarrow$ 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.)

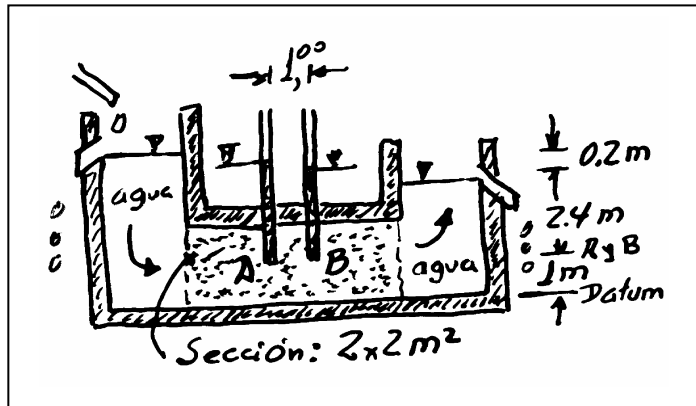
Si existe gradiente en el campo, se da flujo (DARCY).



Ejercicio 6.1.

Calcular la presión de poros U en A y B, el potencial P_A Y P_B , y el gradiente hidráulico i , entre A y B, para el permeámetro horizontal del a figura, basándose 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 gasto Q (DARCY)

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

[Ir a la página principal](#)