

PARAMETROS HIDROGEOLOGICOS

OCTAVIO PUCHE RIART

## 1. INTRODUCCION

Hidrogeología es la parte de las Ciencias Naturales que trata de las aguas, tanto superficiales como subterráneas.

La Hidrogeología es una parte de la Hidrología que estudia los factores geológicos que rigen la formación, distribución y propiedades de las aguas subterráneas, teniendo como fin su captación.

En definitiva, hay que efectuar estudios geológicos para obtener unos resultados utilitarios, esto consiste en desarrollar técnicas para aplicar saberes, azuzar el ingenio, discurrir o intuir, pero siempre con la mente dirigida hacia un fin, como toda labor ingenieril.

Hasta no hace mucho tiempo, el método de trabajo ha sido inductivo. Se realizaban múltiples observaciones del medio natural, se ordenaban y se llegaba al establecimiento de varias generalizaciones que tenían validez por su evidencia.

Modernamente, los procesos de experimentación están abriendo nuevos caminos, convirtiéndose el método deductivo en una herramienta habitual. Por eso, hoy en día, para llegar a disponer un buen conocimiento de la ciencia hidrogeológica no basta con ser un buen geólogo, hay que conocer las leyes físicas, los principios de mecánica de fluidos y disponer de una base matemática profunda.

## 2. IMPORTANCIA DE LA HIDROGEOLOGIA

El agua dulce, presente sobre la corteza, solo alcanza el 2,8 %, frente al 97,2 % de la salada. Las tres cuartas partes del agua dulce se encuentran, en estado sólido, en las regiones árticas o en glaciares, quedando el resto como nutriente de ríos y acuíferos.

Hasta el momento el agua era un recurso natural al que por lo general se accedía con facilidad, por lo que el hombre no le prestaba gran atención. Con los progresos materiales ha aumentado la demografía, y se han incrementado los consumos individuales, así co

mo los agrícolas e industriales; tal vez, los más importantes serían los consumos para regadíos, que algunos estiman superiores al 75 % - de los caudales utilizados. Esto nos ha llevado a situaciones de escasez con lo que el agua ha adquirido un valor económico importante.

Primero se han regulado, en cierta medida, los caudales -- de superficie, más accesibles pero de escasa cuantía y luego se ha pasado al estudio de las aguas subterráneas, menos conocidas pero -- más abundantes, pero aún queda por realizar una importante labor de detección, evaluación, captación, regulación y control de las zonas donde haga falta.

### 3. EL CICLO DEL AGUA EN LA NATURALEZA

El agua no suele mostrarse como algo estático, se puede decir que describe, tras un cierto periodo, un recorrido cerrado, parte de la atmósfera y retorna a ella por diversos itinerarios, constituyendo el denominado CICLO HIDROLOGICO (fig. 1)

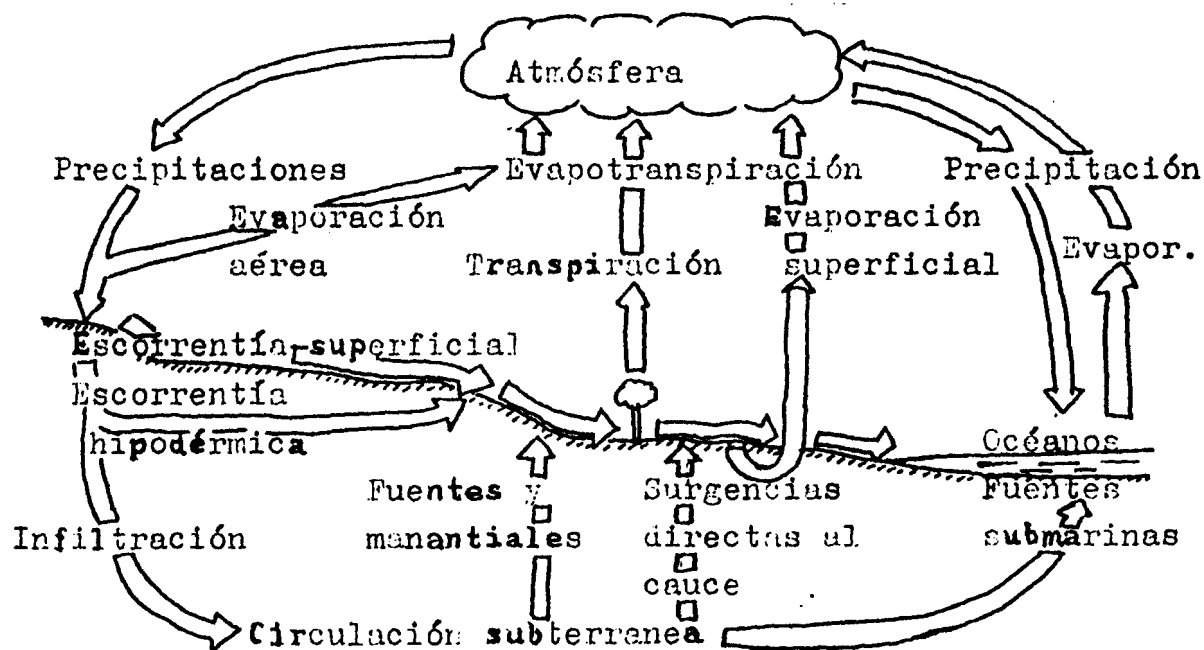


Fig.-1 Ciclo hidrológico

Las aguas de precipitación pueden llegar a la superficie terrestre, bien sobre mares u océanos o bien sobre tierra firme, -- gran parte de estos caudales retornan a la atmósfera en forma de vapor, incluso antes de alcanzar el suelo, debido a los procesos de evapotranspiración. En las zonas continentales las aguas caídas que darán almacenadas temporalmente en glaciares y lagos o pasarán a nutrir ríos, constituyendo las aguas de escorrentía, o acuíferos, --- constituyendo las aguas de infiltración.

En definitiva podríamos representar mediante un balance matemático la distribución de los caudales en un cierto intervalo elemental del ciclo:

$$P = E + I + T$$

P, E, I y T se denominan ELEMENTOS HIDROLOGICOS principales y su significado es el siguiente:

- P.- Corresponde a las aguas precipitadas, en cualquiera de sus estados físicos.
- E.- Representa las aguas de escorrentía o caudales recogidos por los ríos.
- I.- Es el agua de infiltración o agua que pasa a nutrir los acuíferos.
- T.- Son las aguas de evapotranspiración y representan cualquier tipo de retorno del agua a la atmósfera.

A nosotros nos interesan los caudales disponibles para su uso, estos son los de escorrentía e infiltración, que en numerosas ocasiones aparecen en conexión directa, siendo en casos necesario -- su explotación de manera correlacionada.

#### 4. ESCORRENTIA E INFILTRACION

Una parte importante del agua de lluvia es interceptada por la vegetación y retenida por los suelos. Cuando la capa superior de los terrenos está prácticamente impregnada, el agua empieza a percolar hacia el interior de la Tierra.

En general, cuando la intensidad de la precipitación sea elevada, comenzará el agua a escurrir sobre el terreno, siguiendo la línea de máxima pendiente, pasando a nutrir arroyos y ríos, dando lugar a la ESCORRENTIA SUPERFICIAL.

Parte del agua infiltrada, encuentra, a poca profundidad, niveles impermeables, transcurriendo sobre ellos y, tras un corto recorrido, surge a superficie aunándose a la escorrentía superficial. Estos caudales constituyen la ESCORRENTIA HIPODERMICA.

En cualquier cuantificación de la escorrentía también tendríamos que considerar los caudales recibidos en los cauces por las precipitaciones caídas directamente sobre ellos.

Cuando un suelo está saturado comienza la infiltración, al principio, el agua desciende por gravedad, siguiendo caminos sinuosos a través de los poros, hasta llegar a una zona saturada, donde todas las cavidades intergrano, en conexión, aparecen rellenas de este elemento, allí cambia la dirección de circulación del fluido, el cual se dirige, más o menos horizontalmente, hacia las zonas de menor presión hidrostática. Así, tras un cierto recorrido, las aguas subterráneas nutren los manantiales, fluctúan hacia un acuífero colindante o aportan caudales de base a un cauce próximo.

Si el nivel piezométrico regional es superior al nivel del río, el cauce puede recibir caudales del acuífero considerado, estos aportes constituyen la ESCORRENTIA SUBTERRANEA.

En otros casos el nivel piezométrico del acuífero será inferior al de los ríos, pasando éstos a nutrir a los acuíferos.

Por lo general, es más frecuente el primer caso, donde la escorrentía subterránea va a ser la que mantenga el caudal de los ríos en épocas no lluviosas, proceso en el que intervienen también el deshielo y los embalses.

## 5. COMPORTAMIENTO DEL AGUA EN EL INTERIOR DE LAS ROCAS

El agua de la zona saturada del material permeable va transitar por los poros, siguiendo itinerarios no rectilíneos, pero estos caminos pueden sustituirse, con bastante aproximación, por curvas, denominadas LINEAS DE CORRIENTE.

Si consideramos un punto cualquiera de dichas curvas y colocamos en él un tubo piezométrico, observamos cómo el agua asciende hasta una determinada cota que determina el NIVEL FREÁTICO O PIEZOMÉTRICO, coincidente con el límite superior de la zona saturada del acuífero o manto subterráneo.

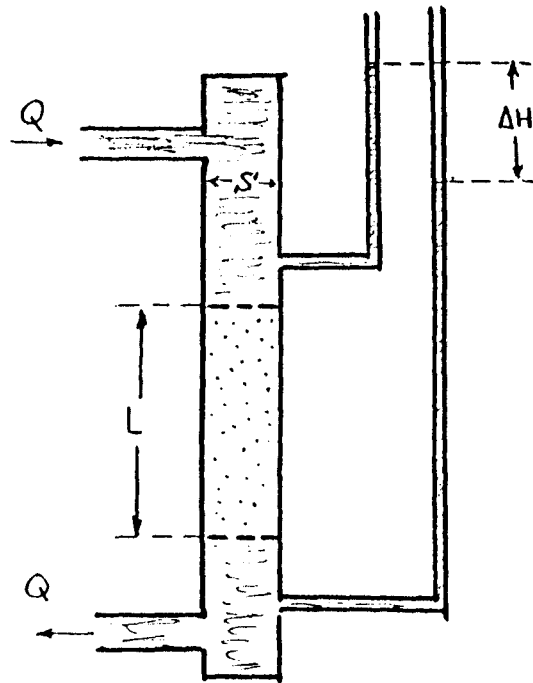
Se llama CARGA PIEZOMÉTRICA O ALTURA PIEZOMÉTRICA en un punto a la distancia vertical entre él y su nivel piezométrico correspondiente.

Si consideramos dos puntos cualesquiera del mismo manto, sus niveles piezométricos han de ser distintos, para que el agua subterránea adquiera movimiento, ya que ésta se desplaza de los niveles energéticos más altos a los más bajos, consumándose una pérdida de energía por rozamiento, de lo contrario el líquido permanecerá en reposo. A esta diferencia de nivel se le denomina PERDIDA DE CARGA.

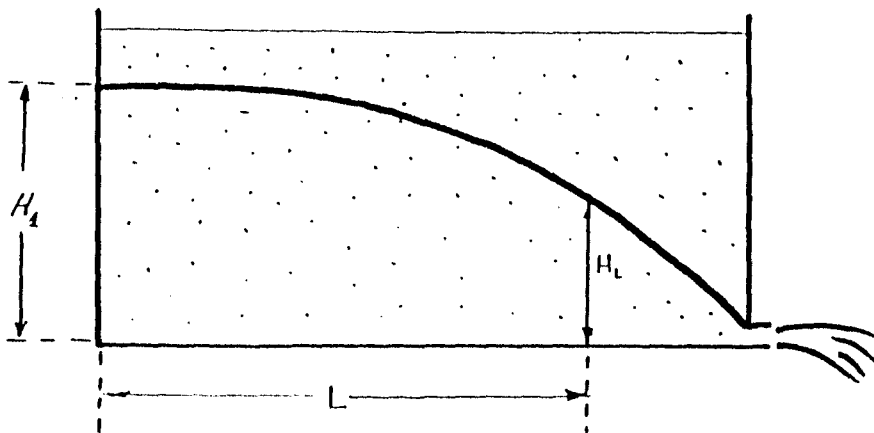
Darcy, estudiando la circulación de agua a través de un tubo vertical, lleno de arena, observó que se producía una pérdida de carga,  $\Delta H$ , deduciendo que el caudal,  $Q$ , por unidad de sección,  $S$ , es inversamente proporcional a la longitud del camino recorrido,  $L$ , y directamente proporcional a la pérdida de energía y a un coeficiente  $K$ , relativo a la naturaleza de la arena

$$\boxed{\frac{Q}{S} = k \frac{\Delta H}{L}} \quad \text{LEY DE DARCY}$$

El coeficiente  $K$  recibe el nombre de COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD o CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA, aunque en la mayor parte de las ocasiones se denomina simplemente PERMEABILIDAD.



Si consideramos un tanque relleno de arena, con un orificio en un extremo inferior, y lo llenamos de agua, se puede apreciar que entre dos puntos tenemos una pérdida de carga  $H_1 - H_2 = \Delta H$



La pérdida de carga por unidad de longitud se denomina GRADIENTE HIDRAULICO,  $i$

$$i = \frac{\Delta H}{L}$$

magnitud que, como se aprecia, es adimensional

Introduciendo este valor en la Ley de Darcy, tenemos:

$$Q/S = k \frac{\Delta H}{L} = k \cdot i$$

Y como Q/S tiene las dimensiones de una velocidad, podremos escribir la ley de Darcy de la forma siguiente:

$$V = K \cdot i \quad \text{LEY DE DARCY}$$

Tenemos que:

$$v = Q/S = K \cdot i$$

de donde despejamos K

$$k = \frac{Q}{S \cdot i} \quad \text{PERMEABILIDAD.}$$

De esta ecuación deducimos el concepto de PERMEABILIDAD como el caudal de agua que atraviesa la unidad de sección del acuífero bajo el efecto de la unidad de gradiente hidráulico. Sus dimensiones en el sistema internacional son m/s aunque lo normal es expresarle en cm/s.

Veamos a continuación los valores que presenta este parámetro:

- En rocas muy permeables  $k > 10^{-2} \text{ m/s}$
- En rocas permeables  $10^{-2} > k > 10^{-5} \text{ m/s}$
- En rocas poco permeables  $10^{-5} > k > 10^{-9} \text{ m/s}$
- En rocas impermeables  $k < 10^{-9} \text{ m/s}$

Volviendo a la Ley de Darcy, tenemos que:

$$v = \frac{Q}{S} = k \cdot i \Rightarrow Q = S \cdot k \cdot i$$

y si la sección de superficie presenta un espesor e y una anchura a podremos escribir la ecuación anterior de la forma siguiente

$$Q = e \cdot a \cdot k \cdot i$$

Definamos un nuevo parámetro, TRANSMISIVIDAD; T. como el producto del espesor por la permeabilidad, tendremos una tercera forma de escribir la Ley de Darcy:

$$Q = a \cdot T \cdot i$$

de donde  $T = \frac{Q}{a \cdot i}$ , se define transmisividad como el caudal de -



agua que circula por unidad de anchura, bajo el efecto de unidad de gradiente hidráulico. Sus dimensiones en el sistema internacional son  $m^2/s$ .

Este parámetro es el más usado en Hidrogeología, lo que se justifica al observar como un acuífero menos permeable puede transmitir mayores caudales si su espesor es mayor que la de otro más permeable y de menor potencia.

Pasemos a ver los valores de la transmisividad en función de sus cualidades transmisoras.

Transmisividad alta	$T > 10^{-1} \text{ m}^2/s$
Transmisividad media	$10^{-2} > T > 10^{-4} \text{ m}^2/s$
Transmisividad baja	$T < 10^{-4} \text{ m}^2/s$

En ocasiones emplearemos valores transmisivos  $m^2/hora$  para manejar así cifras positivas.

#### 7. PERMEABILIDAD DE LOS TERRENOS ESTRATIFICADOS

No es raro encontrar terrenos estratificados en los que se presenta una sucesión de capas de distinta permeabilidad, tal y como ocurre en los acuíferos multicepa.

Considerando el terreno como un conjunto, se puede apreciar como varía la permeabilidad al considerar la circulación del agua paralela a los planos de estratificación o al considerarla perpendicular a ellos (fig.- 4)

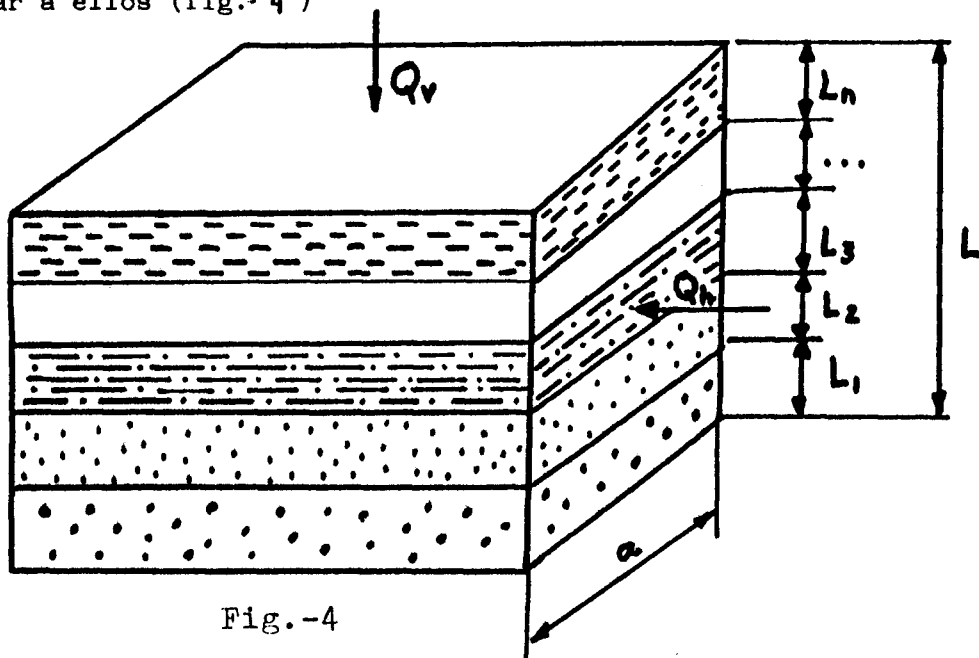


Fig.-4

Si suponemos un flujo horizontal, el caudal transmitido por el paquete es igual a la suma de los caudales individuales transmitidos por cada capa.

Tenemos que:

$$Q = v.S$$

si sustituimos S por el producto del espesor, L, por la anchura, a, la fórmula anterior se convierte en:

$$a.L.v = a.L_1.v_1 + a.L_2.v_2 + a.L_3.v_3 + \dots + a.L_n.v_n$$

Aplicando la Ley de Darcy, tenemos:

$$L.k_h.i = L_1.k_1.i + L_2.k_2.i + L_3.k_3.i + \dots + L_n.k_n.i$$

ya que, al ser la circulación paralela, podemos considerar -- que el gradiente hidráulico es el mismo para los distintos estratos.

Despejando  $k_h$  tenemos:

$$k_h = \frac{1}{L} ( L_1 k_1 + L_2 k_2 + \dots + L_n k_n )$$

COEFICIENTE DE  
PERMEABILIDAD HORIZONTAL

Si ahora consideramos que el flujo es normal a la estratificación y que los caudales circulan de forma continua, -- tenemos que la velocidad de descarga será la misma a través -- de las distintas capas.

$$v = v_1 = v_2 = v_3 = \dots = v_n$$

Y, de acuerdo con la Ley de Darcy tenemos:

$$v = k_v.i = k_1.i = k_2.i = k_3.i = \dots = k_n.i$$

Por otro lado, la pérdida de carga total es igual a la suma de las pérdidas de carga parciales en cada estrato:

$$\Delta H = \Delta H_1 + \Delta H_2 + \dots + \Delta H_n$$

Y, como:

$$i = \frac{\Delta H}{L}$$

tenemos que:

$$i_1 = \frac{\Delta H_1}{L_1} ; i_2 = \frac{\Delta H_2}{L_2} ; \dots ; i_n = \frac{\Delta H_n}{L_n}$$

luego:

$$\Delta H = i_1 L_1 + i_2 L_2 + i_3 L_3 + \dots + i_n L_n$$

En definitiva, el valor de  $k_v$  será el siguiente:

$$K_v = \frac{v}{i} = \frac{v \cdot L}{\Delta H} = \frac{v \cdot L}{i_1 \cdot L_1 + i_2 L_2 + \dots + i_n \cdot L_n}$$

pero como:

$$v = k \cdot i$$

tenemos que:

$$i_1 = \frac{v}{k_1} ; i_2 = \frac{v}{k_2} ; \dots ; i_n = \frac{v}{k_n}$$

y  $k_v$  se nos convierte en:

$$k_v = \frac{v \cdot L}{\frac{v}{k_1} L_1 + \frac{v}{k_2} L_2 + \dots + \frac{v}{k_n} L_n} = \frac{L}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} + \dots + \frac{L_n}{k_n}}$$

Supongamos que sólo tenemos dos capas. En dicho caso -- los coeficientes de permeabilidad considerados valdrán:

$$k_h = \frac{1}{L} (k_1 L_1 + k_2 L_2)$$

$$k_v = \frac{L}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2}}$$

Veamos la relación que existe entre ambos:

$$\frac{k_h}{k_v} = \frac{(k_1 \cdot L_1 + k_2 \cdot L_2) \cdot \left[ \frac{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2}}{L} \right]}{L}$$

Si hacemos que  $\left(\frac{L_1}{L}\right)$  y  $\left(\frac{L_2}{L}\right)$  coincidan con  $m$  y  $n$ , tendremos:

$$m + n = \frac{L_1}{L} + \frac{L_2}{L} = \frac{L_1 + L_2}{L} = \frac{L}{L} = 1$$

E introduciendo estos valores en la ecuación que relaciona los coeficientes de permeabilidad tendremos:

$$\frac{K_h}{k_v} = (m \cdot k_1 + n \cdot k_2) \left( \frac{m}{k_1} + \frac{n}{k_2} \right) = m^2 + n^2 + m \cdot n \left[ \frac{k_1}{k_2} + \frac{k_2}{k_1} \right]$$

$$\frac{K_h}{K_v} = m^2 + n^2 + 2mn + mn \left( \frac{k_1}{k_2} + \frac{k_2}{k_1} - 2 \right) = (m + n)^2 + mn \frac{(k_1 - k_2)^2}{2k_1 k_2}$$

$$\boxed{\frac{k_h}{k_v} = 1 + mn \frac{(K_1 - k_2)^2}{2K_1 k_2} > 1}$$

De donde se deduce que la permeabilidad horizontal es mayor que la vertical, dato que podemos hacer extensivo al caso de n capas; comprobándose a menudo que el valor del primero es del orden de 10 a 20 veces el del segundo.

### 8. CALCULO DE LA PERMEABILIDAD.

Existen diversos tipos de aparatos para medir la permeabilidad en el laboratorio, bajo la denominación de permeámetros. Tenemos dos tipos, los de carga constante y los de carga variable. El funcionamiento de ambos es similar, consiste en el establecimiento de una diferencia de carga que permita la circulación de agua a través de la muestra.

Los permeámetros de carga constante se emplean para cálculos de permeabilidad en terrenos muy permeables. Hay que determinar la velocidad de descarga v, para ello se mide el volumen de agua que pasa por la muestra en un tiempo dado:

$$Q_3 = S.v \Rightarrow v = \frac{Q_3}{S}$$

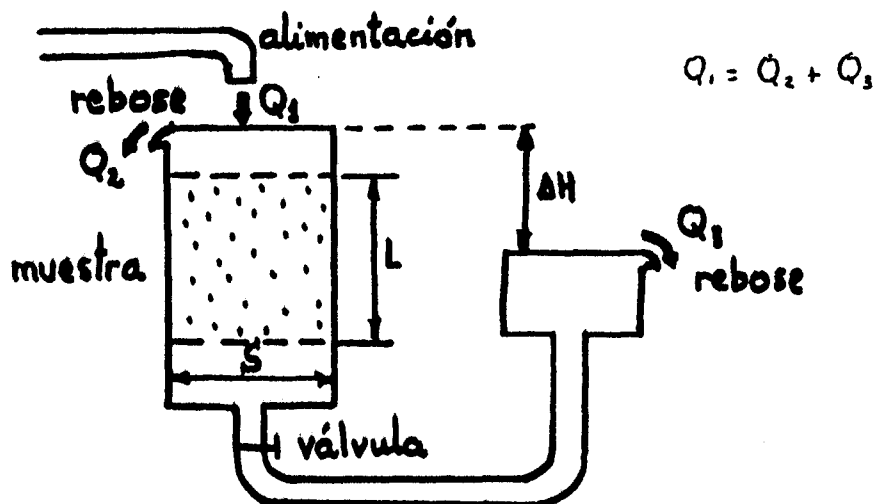


Fig.-5 Permeámetros de carga constante

Por otro lado, como el gradiente hidráulico es constante, es fácil determinar el valor de la permeabilidad,  $k$ :

$$k = v.i = v \frac{\Delta H}{L}$$

En cambio, los permeámetros de carga variable se emplean para el cálculo de permeabilidades en terrenos semipermeables. El ensayo consiste en la colocación de una muestra saturada que ha de ser atravesada por un caudal de agua, cuyo nivel no va a permanecer estático ya que no vamos a mantener la alimentación (fig.-6)

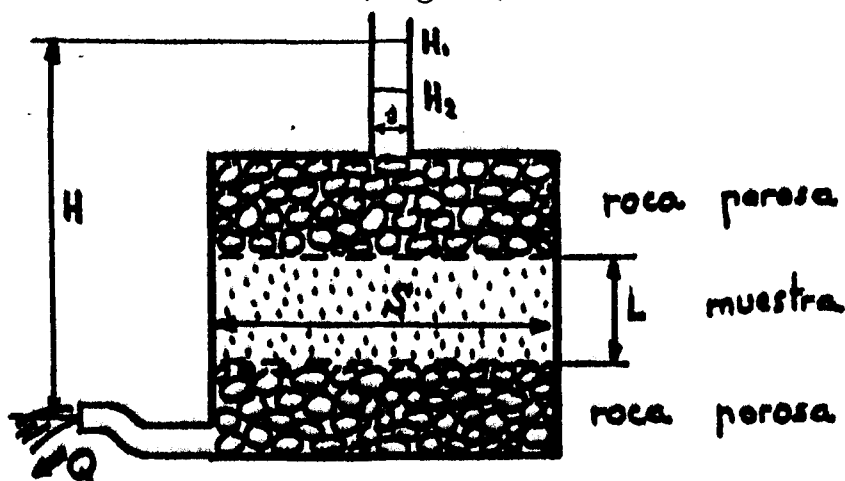


Fig.-6 Permeámetro de carga variable

Determinamos la velocidad de descenso del nivel de agua, mediante la lectura sobre una probeta graduada, calculándose el tiempo que tarda en pasar de  $H_1$  a  $H_2$ . Al igual que en el caso anterior:

$$Q = S.v = S.k.i = S.k \frac{\Delta H}{L}$$

Por otro lado, el volumen que se descarga es igual al descenso en la probeta, siempre que la muestra que hemos colocado esté saturada:

$$Q.dt = -s.dH$$

Sustituyendo  $Q$  por su valor tenemos que:

$$S.k \frac{\Delta H}{L} dt = -s.dH$$

y operando:

$$k \cdot dt = - \frac{s}{S} L \frac{dH}{H}$$

Si estudiamos la variación de altura en el piezómetro en función del tiempo transcurrido, tenemos que:

$$k \cdot t = - \frac{s}{S} L \int_{H_1}^{H_2} \frac{dH}{H} = - \frac{s}{S} L \cdot \log_e \left( \frac{H_1}{H_2} \right)$$

de donde obtenemos el valor de k

$$k = - \frac{s}{S} \cdot \frac{L}{t} \cdot \log_e \left( \frac{H_1}{H_2} \right)$$

En el campo la permeabilidad se determina mediante ensayos de bombeo. Como ejemplo veremos la base teórica del método de DUPUIT para el cálculo de la permeabilidad en un acuífero libre.

Para la realización de éste ensayo se realiza un sondeo o pozo, de diámetro  $2r$ , o se emplea alguno ya construido, introduciendo una tubería de bombeo hasta las cotas inferiores del manto, por la que extraemos agua hasta conseguir un caudal  $Q$ , en régimen permanente, o lo que es lo mismo, hasta lograr un cono de depresión estabilizado en torno al orificio perforado (fig.-7)

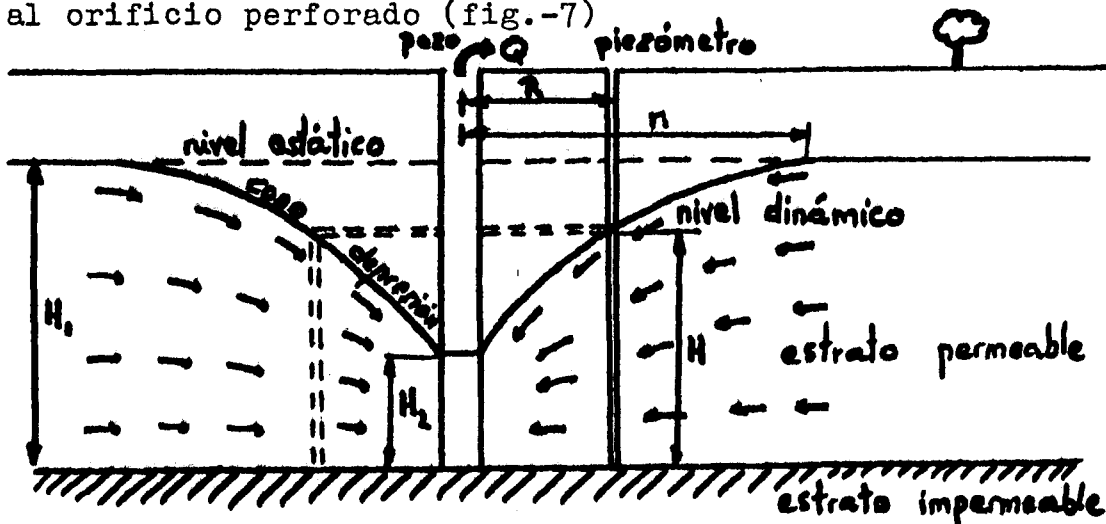


Fig.-7 Ensayo de DUPUIT

En un punto determinado del cono de depresión, podemos considerar una sección cilíndrica que es atravesada por el caudal extraído

$$Q = S.v = 2\pi RH.v$$

por otro lado:

$$i = \frac{dH}{dR}$$

luego:

$$Q = 2\pi RH.k.i = 2\pi RH.\frac{dH}{dR}.k$$

$$\int_{H_2}^{H_1} H.dH.2\frac{\pi}{k.Q} = \int_r^{r_1} \frac{dR}{R} \Rightarrow (H_1^2 - H_2^2) \frac{2\pi}{k.Q} = \log_e\left(\frac{r_1}{r}\right)$$

$$k = (H_1^2 - H_2^2) \cdot \frac{2\pi}{\log_e\left(\frac{r_1}{r}\right) \cdot Q}$$

Para el cálculo de la permeabilidad sólo nos falta co-  
nocer el valor del radio de influencia,  $r_1$ , el cual aparece  
tabulado para los distintos tipos de acuíferos, en función de  
las litologías presentes. En la teoría de ensayos de bombeo,  
existen diversos métodos para un cálculo mas exacto de  $r_1$ .

## 9. COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

En un manto confinado sería posible la cesión de cau-  
dales si se producen simultaneamente dos fenómenos:

- El aplastamiento del acuífero.
- La expansión del agua confinada.

Para comprender lo expresado anteriormente, establece-  
remos la simulación de lo ocurrido mediante el modelo si-  
guiente: supongamos que tenemos un gas comprimido, en el inte-  
rior de un recipiente, sellado por una tapadera móvil, la  
cual está sostenida por un resorte (fig.-8)

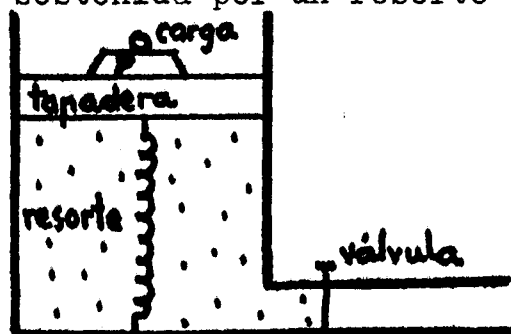


Fig.-8 Simulación de un manto confinado.

La tapa podrá moverse verticalmente, alcanzando su equilibrio cuando su peso y la carga que pongamos sobre ella sea igual al empuje ejercido por el gas mas el del resorte. Al abrir la válvula se produce la liberación y expansión del gas, descendiendo la tapadera hasta llegar a la nueva posición de equilibrio.

Se define COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO, S, a la cantidad de agua que cede un prisma de base unidad cuando se le deprime la unidad.

$$S = \frac{V_{\text{H}_2\text{O extraída del prisma unid. al deprimirlo uni.}}}{V_{\text{prisma unitario.}}}$$

En los acuíferos libres el coeficiente de almacenamiento coincide con la porosidad eficaz.

S es un coeficiente adimensional.