

Universidad Nacional de Cuyo - Facultad de Ingeniería

# Hidráulica General

UNIDAD VIII

Escurrecimiento en medios porosos

Profesora Titular: Patricia Susana INFANTE

Profesor Adjunto: Luis Enrique GUIASOLA

Profesora Adjunta: Sara RODRIGUEZ

Profesora Adjunta Invitada: Sandra Patricia IBAÑEZ

Ayudante de Primera: Alejandra PUNTA

Colaborador: Tomás Dionisio CARDOZO

Año 2020

**Contenido. Ciclo Hidrológico:** concepto, agua superficial y agua subterránea, infiltración, percolación, porosidad, evapotranspiración, zonas de humedad. **Acuíferos:** definición y tipos. Régimen del escurrimiento en los acuíferos. Ley de Darcy: alcances de su aplicación. **Captación de aguas subterráneas en régimen estable:** hidráulica de los pozos de captación para acuíferos libres y confinados. **Acuíferos en régimen no estable:** coeficientes de transmisividad, almacenamiento y permeabilidad. **Interferencia de pozos:** concepto y aplicaciones.

### ÍNDICE

VIII UNIDAD VIII .....	3
VIII.1. Ciclo hidrológico.....	3
VIII.1.1 Concepto.....	3
VIII.1.2 Agua superficial.....	4
VIII.1.3 Agua subterránea.....	4
VIII.1.4 Evapotranspiración.....	4
VIII.2. Otros conceptos.....	4
VIII.3. Distribución del agua en el suelo.....	4
VIII.3.1 Zona no saturada.....	4
VIII.3.2 Zona saturada.....	5
VIII.4. Acuíferos.....	5
VIII.4.1 Características y comportamiento hidrogeológico de las formaciones geológicas ...	5
VIII.4.2 ¿Qué es un acuífero?.....	6
VIII.4.3 Tipos de acuíferos.....	6
VIII.5. Parámetros Hidrodinámicos.....	9
VIII.5.1 Ley de Darcy - Permeabilidad.....	9
VIII.5.2 Alcance de la Ley de Darcy.....	11
VIII.5.3 Coeficiente de Transmisividad (T).....	11
VIII.5.4 Porosidad (p).....	12
VIII.5.5 Coeficiente de Almacenamiento (S).....	13
VIII.6. Ecuaciones diferenciales del flujo subterráneo.....	14
VIII.7. Captación de Aguas Subterráneas en Régimen Estable.....	15
VIII.7.1 Hipótesis simplificadoras.....	16
VIII.7.2 Hidráulica de los pozos de captación para acuíferos libres en régimen permanente o estable.....	16
VIII.7.3 Hidráulica de los pozos de captación para acuíferos confinados en régimen permanente o estable.....	18
VIII.7.4 Ejercitación sobre captación en régimen estable.....	19
VIII.8. Acuíferos en Régimen no Estable.....	21
VIII.8.1 Representaciones y soluciones gráficas de las fórmulas de régimen no permanente.....	23
VIII.8.2 Ejercicios de aplicación de captación en régimen no estable.....	26
VIII.9. Interferencia de pozos.....	30
VIII.9.1 Concepto.....	30
VIII.10. Referencias bibliográficas.....	32

## VIII UNIDAD VIII

Como introducción al movimiento del agua en el suelo, hidráulica de un medio poroso, esta unidad contiene los conceptos básicos referidos a la caracterización de las formaciones geológicas en su comportamiento respecto al movimiento del agua, así como el desarrollo analítico de las ecuaciones necesarias para el cálculo de caudales de bombeo y parámetros hidrodinámicos.

El objetivo de esta unidad de estudio es capacitar al estudiante en la comprensión del fenómeno del escurrimiento de agua a través de un medio poroso, y establecer los conceptos de los diferentes tipos de acuíferos existentes y las técnicas para estimar los parámetros hidráulicos de los mismos: permeabilidad, transmisividad y coeficiente de almacenamiento.

### VIII.1. Ciclo hidrológico

#### VIII.1.1 Concepto

Bajo el nombre de "ciclo hidrológico" se identifica a la distribución del agua precipitada (en forma de nieve, lluvia o formas intermedias) y al camino que ésta sigue, desde que cae sobre la superficie terrestre (tierra o mar) hasta que llega a los cursos de agua superficial, al mar, se infiltra en el terreno o vuelve a la atmósfera mediante un proceso de evapotranspiración, Figura 8.1.



Figura 8.1. Ciclo Hidrológico. Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS)

Este es un ciclo cerrado, los motores por los que se mueve son la radiación solar y la fuerza de la gravedad. Si se inicia con las precipitaciones que se forman por la evaporación del agua de mar, las gotas de agua ascienden y por efecto de la presión y temperatura se agrupan en nubes que al desplazarse hacia el continente bajo ciertas condiciones precipitan. Al precipitar sobre la superficie terrestre:

- una parte queda interceptada por la vegetación y no alcanza a llegar al suelo, perdiéndose posteriormente por evaporación, retornando a la atmósfera.
- otra parte se infiltra en el suelo y cuando se ha excedido la capacidad de infiltración del suelo, comienza el flujo de agua sobre la superficie del terreno (escorrentía superficial).

Del agua infiltrada en el suelo, una parte vuelve a la atmósfera mediante un proceso de evapotranspiración y la otra alcanza la zona saturada de la formación geológica y comienza a moverse por gravedad entre los poros del terreno que están interconectados (escorrentía

subterránea), Este movimiento se produce desde las zonas más altas hacia el mar, Puede demorar días, meses, años (decenas, miles o millones de años) según las trayectorias de flujo.

### VIII.1.2 Agua superficial

También llamada escorrentía superficial, es la parte de las precipitaciones que no se infiltra en el terreno, ni se pierde por evaporación, y por lo tanto escurre sobre la superficie del suelo formando cursos de agua superficial. Dentro del total de agua dulce del planeta, el volumen de las aguas superficiales representa aproximadamente el 1%.

### VIII.1.3 Agua subterránea

El agua desciende por gravedad desde la superficie del terreno hasta la zona de saturación del suelo, donde ocupa todos los intersticios o huecos, excepto una parte que queda atrapada por capilaridad y retención en zonas superiores al nivel de saturación. Las aguas subterráneas se trasladan a velocidades muy bajas, del orden de cm o metros por día. Dentro del volumen de agua dulce del planeta, el volumen de agua subterránea representa aproximadamente el 20%,

### VIII.1.4 Evapotranspiración

La evapotranspiración representa la cantidad de agua extraída en un área unitaria, por los procesos de:

- ◆ Transpiración: por el cual el agua desde las raíces es conducida a las hojas, y de allí vuelve a la atmósfera en forma de vapor de agua.
- ◆ Evaporación: por el cual el agua es evaporada desde el suelo, hojas y superficies de agua.

La evapotranspiración depende de factores climáticos, de prácticas de riego, del cultivo y de su estado. La forma de determinar este parámetro puede ser experimental (mediante tanques de evaporación o lisímetros, o mediciones in situ) o mediante fórmulas empíricas.

## VIII.2. Otros conceptos

**Infiltración:** agua que desciende por gravedad en zonas del terreno no saturadas hasta alcanzar el horizonte saturado.

**Percolación:** agua que se mueve por gravedad en el suelo saturado.

**Capacidad de infiltración:** máxima cantidad de agua que puede pasar a través del suelo por unidad tiempo.

**Suelo homogéneo:** Suelo de granulometría uniforme.

**Suelo isótropo:** suelo desprovisto de estratificación y con una permeabilidad uniforme tanto en dirección vertical, como en horizontal.

## VIII.3. Distribución del agua en el suelo

En el subsuelo se pueden encontrar dos grandes zonas. La zona no saturada o aireada y la zona saturada (Fig. 8.2).

### VIII.3.1 Zona no saturada

Es la zona aireada, los poros se encuentran rellenos de aire y algunos de agua. El agua en esta zona se encuentra adherida al terreno por fuerzas *de adsorción*, *fuerzas de adhesión*, *fuerzas de capilaridad* por lo que la presión efectiva es menor que la atmosférica. Se distinguen tres sub-zonas:

- a) zona de evapotranspiración: en las partes más próximas a la superficie, el contenido de humedad del suelo fluctúa debido a las variaciones de la evaporación y la transpiración de las plantas. Esta zona oscila en un espesor de 1 o 2 metros hasta 4 metros (depende del lugar). Las plantas llegan hasta donde hay aire, tomando las raíces sobre todo agua capilar aislada. La cantidad de agua que hay en el suelo y que pueden tomar las plantas

se llama *RAU* (Reserva de Agua Utilizable). La capacidad de agua máxima que puede contener un suelo se la denomina *Capacidad de Campo*. El *Punto de Marchitez* es el límite inferior de agua a partir del cual las plantas no van a tener fuerza para succionar.

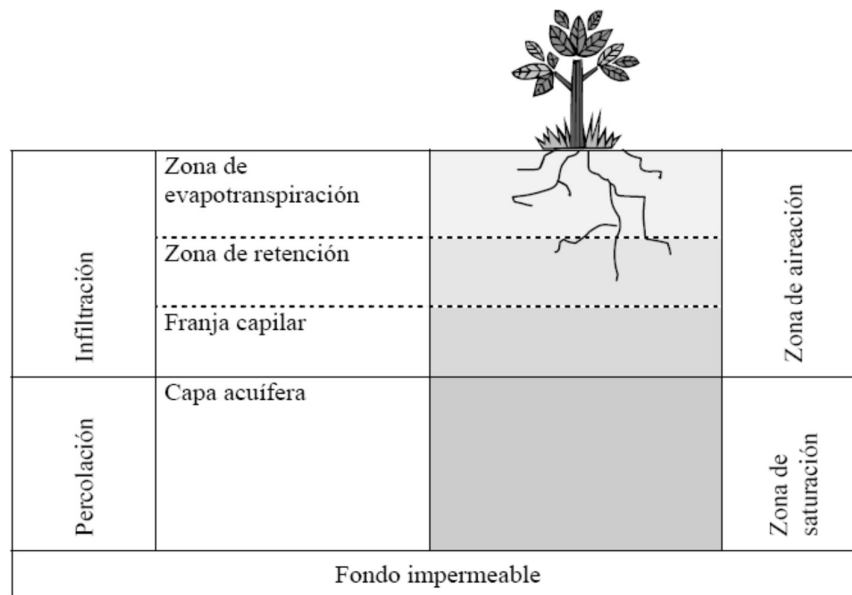


Figura 8.2. Repartición del agua en el suelo y subsuelo. Castany (1975)

- b) Zona intermedia o de retención: está inmediatamente por debajo de la anterior, en la cual el agua se desplaza por los poros debido a la acción de la gravedad y sin llegar a saturarlos.
- c) Franja capilar, donde el agua satura los poros y que, dependiendo de la granulometría, puede ascender por capilaridad.

### VIII.3.2 Zona saturada

Todos sus poros están ocupados o saturados con agua, siendo estrictamente esta agua la denominada agua subterránea; su límite inferior corresponde a una roca cuya porosidad no permite la circulación del agua en profundidad. La presión del agua en esta zona es superior a la presión atmosférica y crece hidrostáticamente al aumentar la profundidad. El agua de esta zona se mueve naturalmente por gravedad hacia ríos, lagos, manantiales, mar, entre otros; y se provoca su movimiento hacia captaciones subterráneas especialmente: pozos, drenajes y galerías.

### VIII.4. Acuíferos

#### VIII.4.1 Características y comportamiento hidrogeológico de las formaciones geológicas

Los materiales pueden clasificarse según el comportamiento que tienen respecto de las propiedades relacionadas con el agua en:

- ◆ **Acuífugos**: material que no tiene capacidad ni de almacenar, ni de transmitir agua. Por ejemplo: granito, mármol (no fracturados).
- ◆ **Acuícludo**: material que tiene la capacidad de almacenar agua, pero no de transmitirla. Por ejemplo: algunas arcillas.
- ◆ **Acuíardo**: material que tiene la capacidad de almacenar agua, pero la transmite muy lentamente. Por ejemplo: algunas arcillas.
- ◆ **Acuífero**: material que puede almacenar y transmitir agua.

En la Tabla 8.1 se resume el comportamiento de los materiales en función de las propiedades relacionadas con el agua.

**Tabla 8.1. Comportamiento de los materiales en función de las propiedades relacionadas con el agua. Castany (1975)**

Material	Almacenar	Transmitir	Ejemplos
Acuífugo	NO	NO	Granito y mármol no fracturados
Acuícludo	SI	NO	Algunas arcillas
Acuitardo	SI	Muy lentamente	Algunas arcillas
Acuífero	SI	SI	Arenas

#### VIII.4.2 ¿Qué es un acuífero?

Un acuífero es una formación geológica capaz de almacenar y transmitir el agua a través de ella en cantidades significativas, de modo que pueda extraerse mediante obras de captación.

Los acuíferos son formaciones geológicas capaces de acumular el agua subterránea y de cederla. Actúan como conductos de transmisión, transportando el agua subterránea desde las áreas de recarga hasta pozos y otras estructuras de captación. También se comportan como depósitos de almacenamiento, suministrando agua de sus reservas cuando la extracción excede a la recarga y a la vez almacenando agua durante los períodos en que la recarga resulta mayor que la extracción.

#### VIII.4.3 Tipos de acuíferos

Los acuíferos pueden clasificarse según dos criterios:

- ◆ En función de la presión hidrostática del agua contenida en ellos
- ◆ En función del tipo de materiales

#### **En función de la presión hidrostática del agua contenida en ellos, se clasifican en:**

Acuífero libre, no confinados o freáticos: se definen como aquellos en los que el límite superior de la masa de agua forma una superficie real que está en contacto con el aire de la zona no saturada y, por lo tanto, a presión atmosférica. Cuando se perfora un pozo desde la superficie del terreno, el agua aparece en el pozo cuando se alcanza el nivel freático y se mantiene a esa profundidad.

Acuíferos confinados, cautivos o a presión: son acuíferos cuyos límites superior e inferior están constituidos por materiales impermeables, denominados capas confinantes. El agua se encuentra a presión mayor que la atmosférica. Se puede definir un nivel donde el agua tiene presión igual a la atmosférica, este es un nivel potencial (no real) que se denomina nivel piezométrico estático, Figura 8.3. Durante la perforación de los pozos en acuíferos de este tipo, al atravesar el techo de los mismos se observa un ascenso rápido del nivel del agua hasta estabilizarse en el nivel piezométrico estático. Si se estabiliza por debajo de la boca del pozo se lo denomina pozo artesiano (aunque este vocablo está cayendo en desuso), si se estabiliza por encima de la boca del pozo, se lo denomina pozo surgente.

Acuíferos semiconfinados o semicautivos: cuando una de las capas que limitan el acuífero deja circular el agua con lentitud. Es decir, cuando una de las capas o ambas tienen comportamiento de acuitardo.



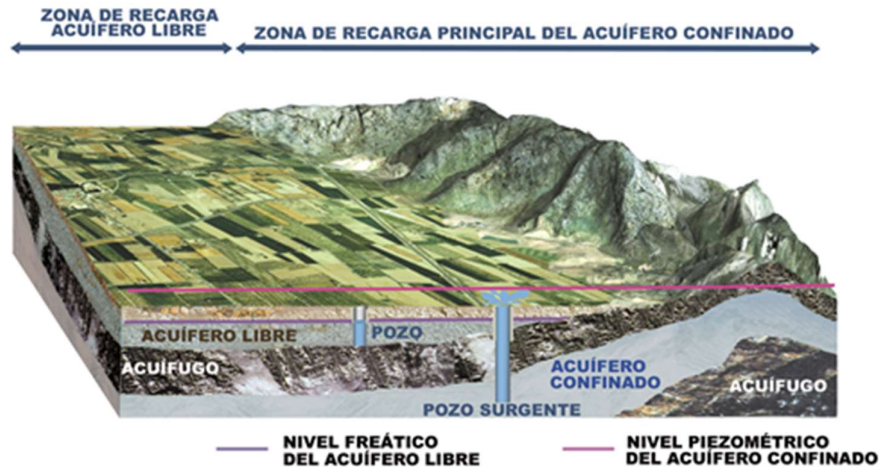


Figura 8.3. Tipos de acuíferos y su comportamiento. Instituto Geológico y Minero de España.

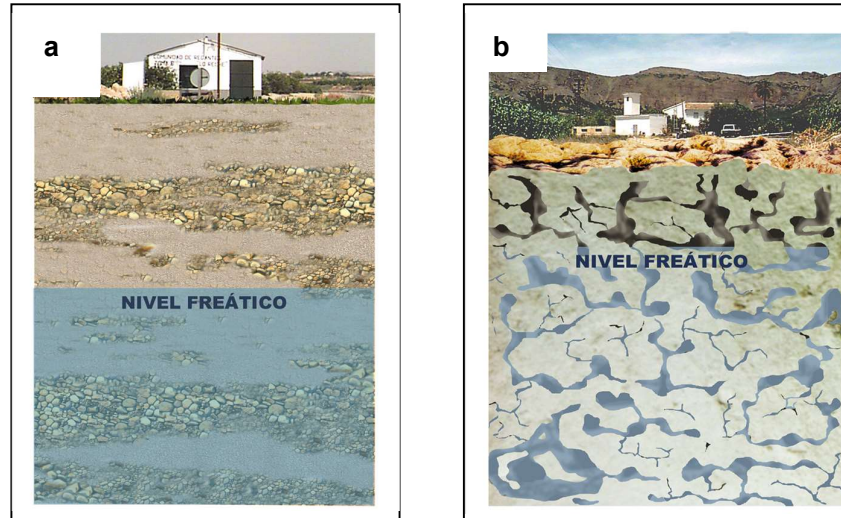
### En función del tipo de materiales que constituyen el acuífero

En este caso importa la porosidad de la roca, de acuerdo a ella es la forma que toman los espacios vacíos dentro del material que dará un tipo de escurrimiento, se presentan los casos siguientes:

Depósitos no consolidados de materiales sueltos: son formaciones geológicas constituidas por la acumulación de partículas transportadas por gravedad, viento o hielo; en ambiente lacustre o marino, se comportan como un material poroso, se los incluye en los acuíferos denominados detríticos (Figura 8.4-a). Suelen ser arenas o gravas de origen pluvial (como los que forman los materiales aluviales de los ríos o las terrazas de los mismos) o deltaico ( si se trata de depósitos acumulados en la desembocadura de los ríos). Generalmente son de edades geológicas recientes. Pueden suministrar buen caudal explotadas convenientemente.

Rocas sedimentarias consolidadas: sedimentos que se han consolidado debido a procesos de compactación y diagénesis. Se pueden clasificar según su origen en detrítico (conglomerados, areniscas, arcillas), químicos (calizas, dolomías, margas), y orgánicos (carbones e hidrocarburos naturales). Varían mucho en densidad, porosidad y permeabilidad, según haya sido el ambiente sedimentario existente en su formación y el desarrollo.

Por ejemplo los materiales detríticos tienen una porosidad primaria (porosidad correspondiente a su formación). En cambio los calizas tienen una porosidad secundaria, es decir los espacios en la roca se van generando después de su formación, por ejemplo con la disolución del carbonato se van formando canalículos que con el pasar del tiempo van aumentando de tamaño, se dice que son materiales karstificados (Figura 8.4-b). Si estos materiales no están karstificados son poco permeables.

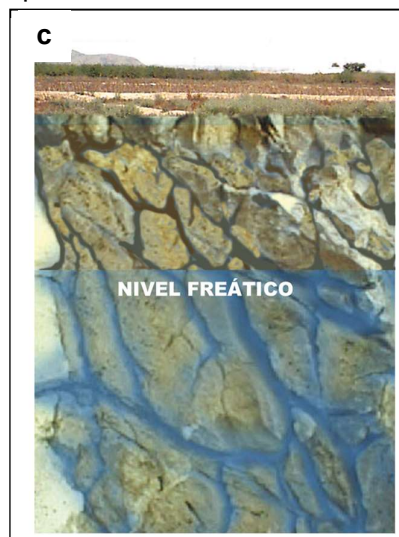


**Figura 8.4. (a)- Acuífero detrítico, son materiales de porosidad primaria (e.j.: arenas y gravas). (b)- Acuífero kárstico, son materiales donde se dan procesos de disolución química después de su formación (porosidad secundaria), generándose canalículos que con el tiempo pueden ser de gran tamaño (calizas y dolomías).**

Rocas ígneas y metamórficas: las rocas ígneas se forman a partir del enfriamiento y consolidación de un magma. Pueden ser extrusivas (volcánicas) o intrusivas (plutónicas) según se consoliden en la superficie o en el interior de la corteza terrestre respectivamente (por ejemplo: granitos.).

Las rocas metamórficas han experimentado profundas transformaciones físicas y químicas, dando lugar a cambios en la propia estructura de la roca (pizarras, esquistos). Las posibilidades de formar acuíferos en estas rocas quedan reducidas a la zona alterada superficialmente o a las fracturadas por fallas y diaclasas, que permiten una apreciable circulación del agua (Figura 8.5), se los denomina acuíferos fisurados.

En las rocas volcánicas es difícil definir su comportamiento hidrogeológico ya que pueden constituir o no importantes acuíferos. El principal factor que va a condicionar el flujo del agua es sobre todo el grado de alteración que forma las fisuras.



**Figura 8.5. Acuífero fisurado (rocas metamórficas e ígneas)**



### VIII.5. Parámetros Hidrodinámicos

Los parámetros hidrodinámicos son la permeabilidad o conductividad hidráulica (K), que surge de la Ley de Darcy; la Transmisividad (T), la Porosidad (p) y el Coeficiente de Almacenamiento (S).

#### VIII.5.1 Ley de Darcy - Permeabilidad

En 1856 el Ingeniero Henry Darcy descubrió la ley que regula el movimiento de las aguas subterráneas, ensayó con columnas de arena y observó el flujo de agua a través de las mismas. La expresión encontrada es la Ecuación 8.1, cuyas magnitudes se pueden ver en la Figura 8.6.

$$Q = K\Omega \left( \frac{h_2 - h_1}{L} \right) \quad (8.1)$$

Donde:

Q es el caudal que escurre por el acuífero en (m<sup>3</sup>/s)

h<sub>1</sub> y h<sub>2</sub> son las cotas piezométricas de los puntos 1 y 2 expresadas en (m)

L es la longitud entre los puntos 1 y 2 expresada en (m)

Ω es el área de la sección transversal expresada en (m<sup>2</sup>)

K es la permeabilidad del suelo expresada en (m/seg)

$$h_1 = z_1 + \frac{p_1}{\gamma}$$

$$h_2 = z_2 + \frac{p_2}{\gamma} \quad (8.2)$$

Donde:

z<sub>1</sub> es la cota de posición del punto 1

z<sub>2</sub> es la cota de posición del punto 2

p<sub>1</sub> es la presión del agua en el punto 1

p<sub>2</sub> es la presión del agua en el punto 2

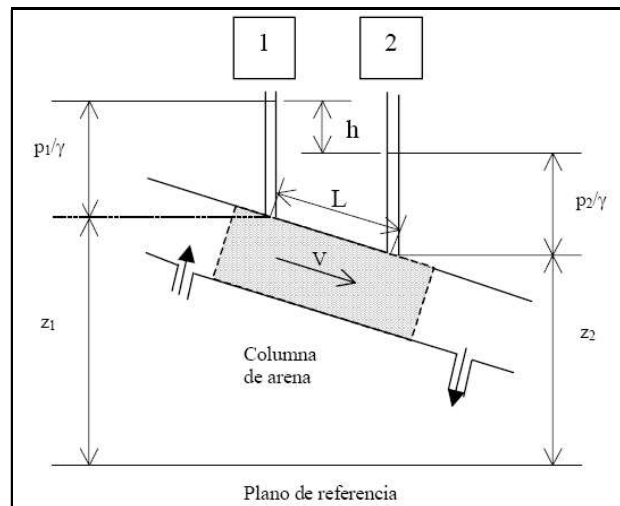


Figura 8.6. Magnitudes intervinientes en la Ley de Darcy

La Ley de Darcy también puede expresarse en función del gradiente hidráulico, indicado con la letra  $i$  y cuya magnitud se expresa como  $m/m$ .

$$i = \frac{h_2 - h_1}{L} \quad (8.3)$$

Y la ecuación de Darcy queda de esta manera

$$Q = K\Omega i \quad (8.4)$$

La llamada velocidad de Darcy ( $U$ ), o caudal específico resulta de la expresión de la ecuación de la continuidad como:

$$U = \frac{Q}{\Omega} = Ki \quad (8.5)$$

Donde:

$U$  es la velocidad de Darcy o caudal específico, en (m/seg).

$K$  es el coeficiente de permeabilidad en (m/seg)

$i$  gradiente hidráulico en (m/m)

La velocidad  $U$  es una velocidad aparente, ya que es el cociente entre el caudal y la sección transversal, y comprende espacios vacíos y material sólido.

El gradiente hidráulico  $i$  es la pérdida de carga por unidad de longitud, es un parámetro importante en la circulación de las aguas subterráneas. Es adimensional, porque resulta del cociente de dos longitudes.

El coeficiente de permeabilidad o conductividad hidráulica  $K$  depende de las características del suelo y del fluido. Está relacionado con la permeabilidad intrínseca ( $k$ ) que depende del diámetro medio de las partículas del suelo (Ec 8.6). La conductividad hidráulica  $K$ , con la permeabilidad intrínseca se relacionan por la Ecuación 8.7, a través del peso específico ( $\gamma$ ) y de la viscosidad ( $\mu$ ). En la Figura 8.7, se pueden observar valores de  $K$  para distintos sedimentos.

$$K = Cd^2 \quad (8.6)$$

Donde:

$d$  es el diámetro medio de las partículas del terreno

$C$  es un coeficiente que depende del tipo de suelo

$$K = k \frac{\gamma}{\mu} \quad (8.7)$$

Donde:

$d$  es el diámetro medio de las partículas del terreno

$C$  es un coeficiente que depende del tipo de suelo

$\gamma$  es el peso específico del agua

$\mu$  es la viscosidad dinámica del agua

Permeabilidad cm/seg	10 <sup>2</sup>	10 <sup>1</sup>	1	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-8</sup>
Tipo de terreno	Grava limpia		Arena limpia, mezcla grava y arena			Arena fina, arena arcillosa, mezcla de arena, limo y arcilla, arcillas estratiformes			Arcillas no meteroizadas		
Calificación	Buenos acuíferos					Acuíferos pobres			Impermeables		
Capacidad de drenaje	Drenan bien						Drenan mal			No drenan	
Usos en presas	Partes permeables de la presa						Uso en pantallas impermeables				

Figura 8.7. Órdenes de magnitud de las permeabilidades en distintos tipos de terreno. Benítez, A (1972)

### VIII.5.2 Alcance de la Ley de Darcy

La fórmula de Darcy establece que la velocidad de circulación de un flujo a través de un medio permeable es proporcional a la primera potencia del gradiente hidráulico.

$$i = \frac{1}{K} U \quad (8.8)$$

Tal como se analizó en la Unidad III, en el movimiento laminar la velocidad también es proporcional a la primera potencia del gradiente de energía (J), que en este caso es energía piezométrica.

$$J = 32 \frac{\mu}{\gamma} \frac{1}{D^2} U \quad (8.9)$$

Por lo tanto, para que se cumpla la Ley de Darcy, el régimen debe ser laminar.

El número de Reynolds para agua subterránea se calcula como:

$$Re = \frac{Ud}{\nu} \quad (8.10)$$

Donde:

U es la velocidad del flujo.

d es el diámetro medio de los granos del medio permeable.

$\nu$  es la viscosidad cinemática del fluido ( $\nu = \mu / \delta$ )

$\delta$  es la densidad del fluido

$\mu$  es la viscosidad dinámica del agua.

Las experiencias llevadas a cabo por Darcy demuestran que la Ley de Darcy se adapta a los números de Reynolds entre 1 y 10.

### VIII.5.3 Coeficiente de Transmisividad (T)

El coeficiente de transmisividad o simplemente transmisividad, indicado con la letra T, se define como el caudal que se filtra a través de una faja vertical de terreno, de ancho unitario y de altura igual a la del manto permeable saturado  $m$ , bajo un gradiente hidráulico unitario.

La Figura 8.8 muestra los conceptos de permeabilidad y transmisividad. Si  $m$  es el espesor saturado de la formación permeable, la transmisividad es igual al producto de la permeabilidad por el espesor mencionado, Ecuación 8.11.

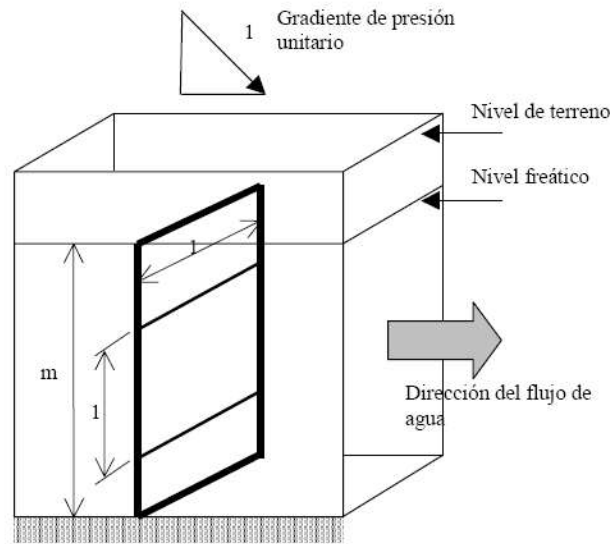


Figura 8.8. Esquema ilustrativo de las definiciones de permeabilidad y transmisividad

$$T = Km \tag{8.11}$$

Donde:

K: conductividad hidráulica o permeabilidad [L]/[T].

m: espesor saturado [L].

T: Transmisividad [L<sup>2</sup>]/[T]

#### VIII.5.4 Porosidad (p)

**Porosidad total (p):** es la relación entre el volumen total de huecos (Vh) que contiene el volumen de suelo (V) o roca.

$$p = \frac{Vh}{V} 100 \tag{8.12}$$

Donde:

Vh es el volumen de huecos de la muestra de suelo.

V es el volumen total de la muestra de suelo o roca.

**Porosidad eficaz (pe):** es la relación entre el volumen de agua contenida en los poros que están interrelacionados y por eso el agua se puede mover por gravedad (Vg) y el volumen de suelo (V).

$$pe = \frac{Vg}{V} 100 \tag{8.13}$$

Donde:

Vg es el volumen de agua contenida entre los poros interrelacionados entre sí.

V es el volumen total de la muestra de suelo

**Coefficiente de retención específica (re):** es el volumen de agua que queda en la muestra de suelo después de drenar por gravedad (Vr).

$$re = \frac{V_r}{V} 100 \quad (8.14)$$

Donde:

$V_r$  es el volumen de agua retenido en la muestra de suelo después de drenar por gravedad.

$V$  es el volumen de la muestra de suelo

La porosidad total es igual a la suma de la porosidad eficaz más el coeficiente de retención específico.

$$p = pe + re \quad (8.15)$$

En los materiales con intersticios grandes (por ejemplo, gravas gruesas) la porosidad eficaz tiene un valor cercano a la porosidad total. En cambio, en materiales finamente divididos como arenas muy finas o arcillas, la porosidad eficaz puede ser muy pequeña. Las arcillas o limos pueden tener una porosidad total grande, porque la retención específica es tan grande, que puede alcanzar el valor total de la porosidad ( $pe \approx 0$ ), por ello los terrenos formados por estos materiales, aun estando saturados no son utilizables en el aprovechamiento de aguas subterráneas.

### VIII.5.5 Coeficiente de Almacenamiento (S)

En un acuífero libre, el coeficiente de almacenamiento (S), es el volumen de agua que un acuífero puede ceder, o aceptar, dentro de un prisma de base unitaria y altura igual al espesor del acuífero, cuando desciende, o asciende, el nivel piezométrico en una unidad (Fig. 8.9). En los acuíferos libres el coeficiente de almacenamiento S es igual a la porosidad eficaz, puede tomar valores entre  $10^{-1}$  a  $10^{-2}$ , es un valor adimensional.

En un acuífero confinado, el coeficiente de almacenamiento (S), es el volumen de agua que un acuífero puede ceder, o aceptar, dentro de un prisma de base unitaria y altura igual a la altura del nivel piezométrico, cuando desciende, o asciende, el nivel piezométrico en una unidad (Fig. 8.9). En este caso los efectos mecánicos de compresión del terreno y de compresión del agua entran en juego. Los valores que toma en este caso son del orden  $10^{-3}$  hasta  $10^{-6}$ . También en este caso es un factor adimensional.

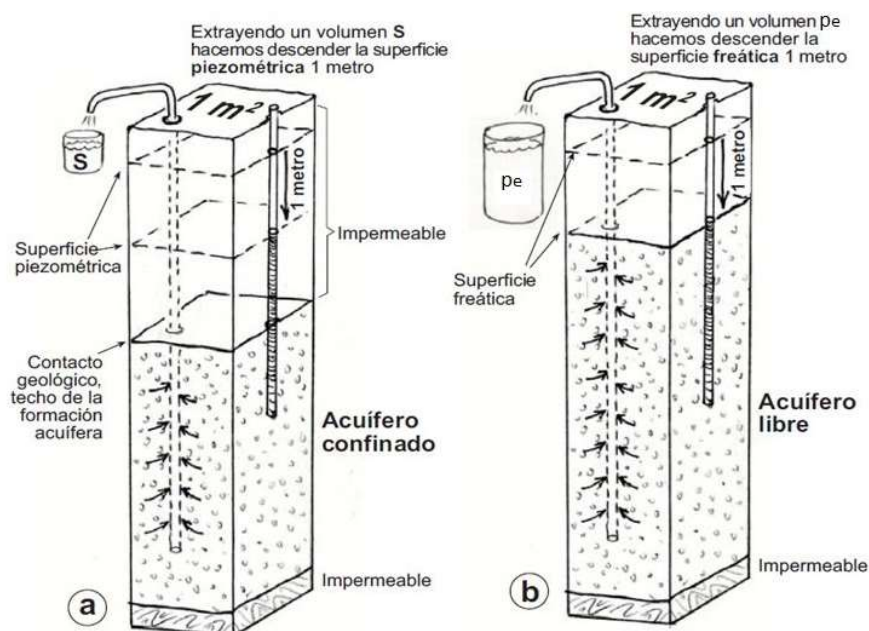


Fig. 8.9: Concepto de Coeficiente de Almacenamiento. (a) Para acuífero confinado, (b) Para acuífero libre donde S es igual a la porosidad efectiva ( $pe$ ). Extraído de Apuntes Universidad de Salamanca, España.

### VIII.6. Ecuaciones diferenciales del flujo subterráneo

Los parámetros hidrodinámicos se relacionan en la ecuación diferencial de flujo que controla el movimiento del agua en los medios porosos. Para llegar a obtener la ecuación de flujo se debe partir de la ecuación de continuidad que expresa que todo lo que entra a un sistema es igual a lo que sale más una cierta variación de almacenamiento:

$$Q_{entra} = Q_{sale} - \Delta \text{almacenamiento} \quad (8.16)$$

Recordando la ecuación de la continuidad, considerando que la variación de caudal en el espacio es igual y de signo contrario a la variación de volumen en el tiempo, en un paralelepípedo, se puede expresar así:

$$\frac{\partial Q}{\partial s} = -\frac{\partial V}{\partial t} \quad (8.17)$$

El primer sumando de la Ecuación 8.17, que representa la variación del caudal en el espacio, se puede calcular aplicando la Ecuación de Darcy, de tal manera que el caudal en cada dirección de flujo podría representarse como un caudal específico  $q$ , caudal por unidad de sección transversal del acuífero, obteniendo la Ecuación 8.18:

$$\begin{aligned} \frac{Q}{\Omega} &= Ki = K \frac{dh}{dL} = q \\ \text{para eje } x: q_x &= K_x \frac{\partial h}{\partial x}; \quad \text{para eje } y: q_y = K_y \frac{\partial h}{\partial y}; \quad \text{para eje } z: q_z = K_z \frac{\partial h}{\partial z} \\ \text{Caudal en el espacio: } q &= q_x + q_y + q_z = K_x \frac{\partial h}{\partial x} + K_y \frac{\partial h}{\partial y} + K_z \frac{\partial h}{\partial z} \\ \text{La derivada en el espacio del caudal: } \frac{\partial q}{\partial s} &= K_x \frac{\partial^2 h}{\partial^2 x} + K_y \frac{\partial^2 h}{\partial^2 y} + K_z \frac{\partial^2 h}{\partial^2 z} \end{aligned} \quad (8.18)$$

La Ecuación 8.17 respecto a la variación del caudal específico en el espacio se puede escribir considerando la Ecuación 8.18:

$$K_x \frac{\partial^2 h}{\partial^2 x} + K_y \frac{\partial^2 h}{\partial^2 y} + K_z \frac{\partial^2 h}{\partial^2 z} = -\frac{\partial V}{\partial t} \quad (8.19)$$

En cuanto a la variación del volumen en el tiempo, que es el segundo miembro de la Ecuación 8.17, se calcula considerando el volumen de agua extraíble mediante el concepto del coeficiente de almacenamiento  $S$ . El coeficiente  $S$  es el volumen de agua extraíble si:

- 1) La sección del prisma es unitaria.
- 2) Con una altura de manto  $m$ .
- 3) Una altura de prisma igual a la distancia vertical al plano de carga piezométrico.
- 4) Gradiente piezométrico unitario.

En lugar de considerar el prisma con un gradiente piezométrico unitario, se considera un descenso piezométrico  $h$ , entonces, el volumen extraíble debe multiplicarse por  $h$ , o sea que, el volumen extraíble bajo estas nuevas condiciones es:

$$Sh \quad (8.20)$$

Si se deriva respecto del tiempo para encontrar el segundo miembro de la Ecuación 8.17.

$$-\frac{\partial V}{\partial t} = -S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (8.21)$$

Remplazando las Ecuaciones 8.21 en la 8.19 queda:



$$K_x \frac{\partial h^2}{\partial^2 x} + K_y \frac{\partial h^2}{\partial^2 y} + K_z \frac{\partial h^2}{\partial^2 z} = -S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (8.22)$$

Si la permeabilidad es la misma en todas las direcciones se simplificaría la ecuación de la siguiente manera y se le agrega un valor de caudal que representa todas las influencias que pueden venir del exterior y no corresponden al flujo entre las caras del volumen diferencial:

$$K \left( \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right) + q_{ext} = -S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (8.23)$$

$$K \cdot \nabla^2 h + q_{ext} = -S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (8.24)$$

La Ecuación 8.24 es la denominada Ecuación de Laplace para movimiento tridimensional.

Si el flujo es bidimensional y permanente o estacionario o estable la Ecuación 8.23 se transforma en:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0 \quad (8.25)$$

La Ecuación 8.25 es la denominada Ecuación de Laplace para movimiento bidimensional.

La resolución matemática de ecuaciones tridimensionales es compleja, por lo tanto, en la mayoría de los casos se utilizan hipótesis bidimensionales, donde la componente vertical de la velocidad es cero ( $w = 0$ ), y por lo tanto el flujo es sólo horizontal. Esta hipótesis es acertada si se considera que las pendientes de las superficies freáticas son muy bajas, presentando sólo efectos tridimensionales locales, como en las zonas inmediatas a los pozos o en las galerías de captación.

El supuesto bidimensional se basa en que el espesor del manto saturado es relativamente reducido y uniforme y que está limitado inferior y superiormente por planos horizontales.

Otros estudios se basan también en hipótesis bidimensionales, pero anulando las componentes de velocidad horizontales ( $u=v=0$ ), y consideran movimiento exclusivamente vertical, como puede ser el estudio de infiltraciones de líquidos en rellenos sanitarios.

Se considera que el régimen estable corresponde a condiciones permanentes en el tiempo, y en ese caso la Ecuación 8.22 tiene un segundo miembro igual a cero, es decir se considera régimen estable o permanente cuando no existe variación de almacenamiento en el tiempo. Es decir que, el caudal que entra es igual al que sale y sólo el acuífero se comporta como transmisor. Se considera régimen variable o no permanente cuando la ecuación 8.22 tiene el término de variación del almacenamiento en el tiempo, o sea, el segundo miembro es distinto de cero.

### VIII.7. Captación de Aguas Subterráneas en Régimen Estable

Se supone un pozo abierto en un acuífero horizontal, el espesor del manto saturado es uniforme y la superficie freática es horizontal. Al comenzar a bombear un caudal constante ( $Q=\text{cte}$  de la Fig. 8.10), se extrae agua de la formación próxima al pozo. Se forma de esta manera un cono de depresión que se extiende a zonas cada vez más alejadas a medida que continúa la extracción de agua. La depresión es mayor mientras más se acerca al pozo, o sea el nivel piezométrico disminuye en el sentido de circulación del agua (Fig. 8.10), ya que las superficies que el agua atraviesa cada vez son menores y, por lo tanto, la velocidad aumenta y el nivel piezométrico disminuye.

En la práctica el cono se va extendiendo y el gradiente hidráulico en todos los puntos aumentando, hasta que se llega a una posición de equilibrio, en el que el cono de depresión se

mantiene constante en el tiempo. Esto se produce porque el manto saturado recibe suficiente recarga como para compensar el caudal bombeado. En el caso de la explotación a caudal constante de las obras de captación, puede aceptarse que la curva de depresión de la superficie piezométrica de las aguas subterráneas alcanza un perfil de equilibrio constante, característico de un régimen permanente o estable (Fig. 8.10).

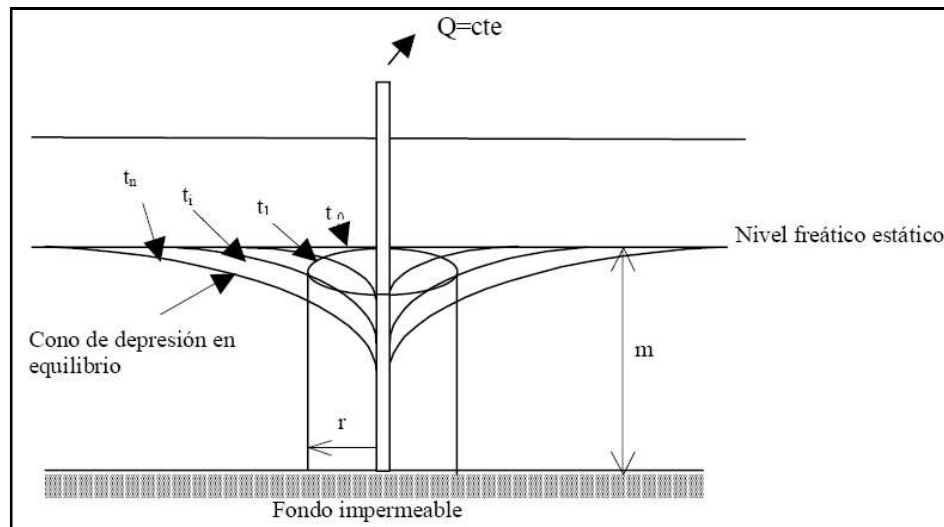


Figura 8.10. Esquema representativo de los descensos de los conos de depresión en régimen estable

### VIII.7.1 Hipótesis simplificativas

Las ecuaciones de los modelos matemáticos que se usan para interpretar los datos de los ensayos de bombes se cumplen bajo el supuesto de ciertas hipótesis simplificativas:

1. Régimen permanente.
2. El agua y el suelo del acuífero son incompresibles.
3. Superficies equipotenciales planas. La componente horizontal de la velocidad de todas las líneas de corriente es la misma en todos los puntos de una misma vertical.
4. La ley de Darcy es aplicable.
5. La componente vertical de la velocidad es casi nula con relación a la componente horizontal.
6. El medio es homogéneo e isótropo.
7. Alimentación continua, el caudal extraído mediante bombeo es igual al caudal que ingresa (de alimentación del acuífero), la curva de depresión se une con los niveles de agua libre.

### VIII.7.2 Hidráulica de los pozos de captación para acuíferos libres en régimen permanente o estable

Suponemos un acuífero indefinido, de espesor y permeabilidad uniforme, sobre un terreno impermeable. Antes de comenzar a bombear la superficie piezométrica estática de altura  $m$  es horizontal. Bajo estas condiciones se bombea un caudal constante en un pozo A, que atraviesa todo el manto permeable.

En condiciones de equilibrio el caudal bombeado es el mismo que atraviesa el cilindro imaginario de radio  $r$ . Alineados existen dos pozos de observación 1 y 2, ubicados a una distancia del pozo A,  $r_1$  y  $r_2$ , tal como puede observarse en la Figura 8.11.

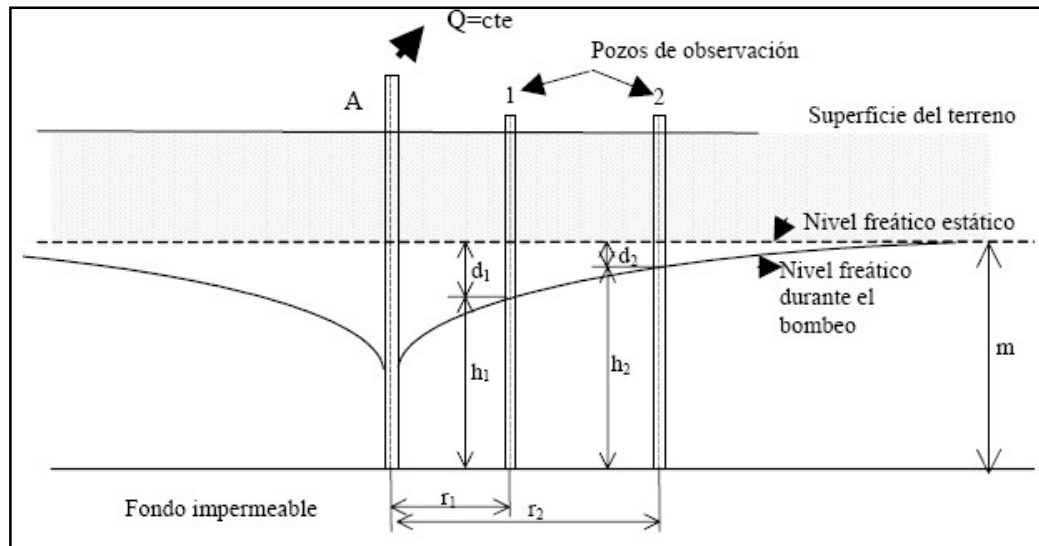


Figura 8.11. Esquema de un pozo de bombeo en un acuífero libre

Aplicando la Ecuación 8.4 en el pozo de la Figura 8.11,

$$Q = Ki\Omega$$

$$Q = K \frac{dh}{dr} \underbrace{2\pi r h}_{\Omega} \quad (8.26)$$

Donde:

Q es el caudal bombeado

dh/dr es el gradiente hidráulico i

h es la cota piezométrica de agua

K permeabilidad uniforme

$\Omega$  es el área que atraviesa el flujo de agua subterránea, que corresponde a la superficie lateral de un cilindro de radio r,  $\Omega = 2\pi rh$

r distancia entre el eje del pozo A, pozo de bombeo, hasta el eje del pozo de observación

Agrupando las variables para integrar la Ecuación 8.26 y obtener el caudal Q

$$\frac{dr}{r} = \frac{2\pi Kh}{Q} dh \quad (8.27)$$

$$\int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r} = 2\pi K \int_{h_1}^{h_2} h dh$$

$$\ln \frac{r_2}{r_1} = \frac{2\pi K}{Q} \left( \frac{h_2^2 - h_1^2}{2} \right) \quad (8.28)$$

En los pozos de observación, se miden descensos  $d_i$ , Figura 8.11, y los niveles piezométricos  $h_i$  pueden remplazarse por  $(m-d_i)$  en cada pozo.

$$Q = \frac{\pi K [(m - d_2)^2 - (m - d_1)^2]}{\ln \frac{r_2}{r_1}} \quad (8.29)$$

$$Q = \frac{\pi K [(m - d_2)^2 - (m - d_1)^2]}{2,303 \log \frac{r_2}{r_1}} \quad (8.30)$$

La Ecuación 8.30 es la expresión del caudal de bombeo para acuíferos libres en régimen estable.

### VIII.7.3 Hidráulica de los pozos de captación para acuíferos confinados en régimen permanente o estable

Se repiten todas las condiciones y nomenclatura expuestas en el punto anterior, para acuíferos libres, sólo cambia el cálculo de la superficie lateral del cilindro que atraviesa el flujo de agua subterránea, cuya altura es constante e igual a la altura del manto  $m$  del acuífero. Además, se tiene en cuenta la cota piezométrica estática del acuífero confinado denominada  $H$ .

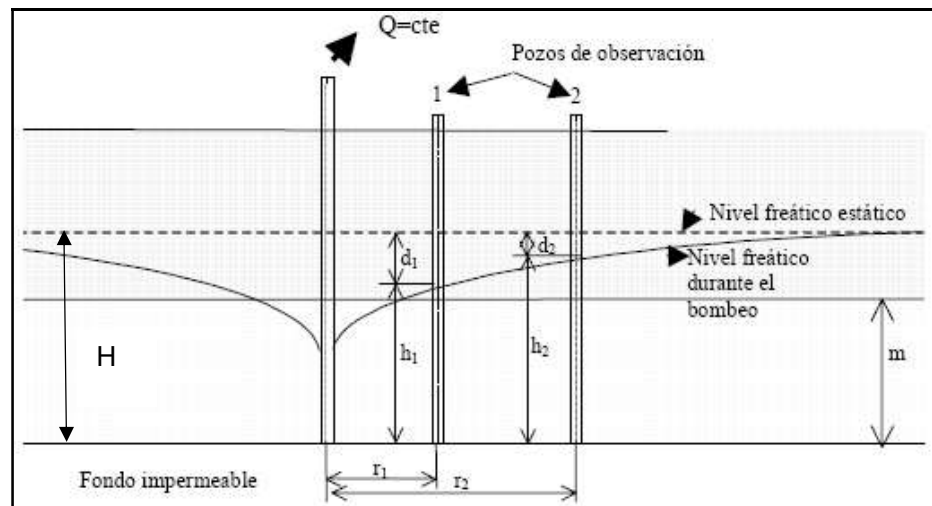


Fig. N° 5. Esquema de un pozo de bombeo en un acuífero confinado

Utilizando la Ecuación 8.4, y reemplazando la sección transversal e integrando entre  $r_2$  y  $r_1$ .

$$Q = Ki\Omega$$

$$Q = K \frac{dh}{dr} \underbrace{2\pi r m}_{\Omega} \quad (8.31)$$

$$\frac{dr}{r} = \frac{2\pi K m}{Q} dh$$

$$\int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r} = \frac{2\pi K m}{Q} \int_{h_1}^{h_2} dh$$

$$\ln \frac{r_2}{r_1} = \frac{2\pi K m}{Q} (h_2 - h_1) \quad (8.32)$$

Expresando la cota piezométrica en función de los descensos  $d_i$ , reemplazando  $h_i = H - d_i$ .

$$Q = \frac{2\pi Km[(H - d_2) - (H - d_1)]}{\ln \frac{r_2}{r_1}} \quad (8.33)$$

$$Q = \frac{2\pi Km[d_1 - d_2]}{2,303 \log \frac{r_2}{r_1}} \quad (8.34)$$

La Ecuación 8.34 es la expresión del caudal de bombeo para acuíferos confinados en régimen estable.

### VIII.7.4 Ejercitación sobre captación en régimen estable

#### Ejercicio 8.1

En un acuífero en condiciones confinadas de 7 metros de espesor, se determinó una permeabilidad de 36 m/d. En este acuífero se perfora un pozo, que atraviesa el acuífero por completo y desde el cual se extrae un caudal constante, y un pozo de sondeo de observación a 3 metros del primero, que presentó un descenso (medido cuando el pozo alcanzó el equilibrio) de 2,50 m. En un tercer pozo existente, ubicado a 200 metros, los descensos fueron despreciables. Determinar el caudal extraído en el primer pozo.

Analizando los datos se determina que se trata de un acuífero artesiano o confinado en régimen estable. Se utiliza la Ecuación 8.34, con los datos siguientes:

- 1) Manto  $m = 7\text{m}$
- 2) Permeabilidad  $K = 36\text{ m/d}$
- 3) Descenso en el pozo 1 de observación  $d_1 = 2,50\text{ m}$
- 4) Descenso en el pozo 2 de observación  $d_2 = 0\text{ m}$
- 5) Distancia desde el pozo del cual se extrae el  $Q$  constante hasta el pozo 1  $r_1 = 3\text{ m}$
- 6) Distancia desde el pozo del cual se extrae el  $Q$  constante hasta el pozo 2  $r_2 = 200\text{ m}$

Reemplazando:

$$Q = \frac{2\pi Km[d_1 - d_2]}{2,303 \log \frac{r_2}{r_1}}$$

$$Q = \frac{2\pi}{2,303} \frac{36\text{m}}{\text{día}} \frac{7\text{m}}{\log\left(\frac{200\text{m}}{3\text{m}}\right)} (2,5\text{m} - 0) = 942 \frac{\text{m}}{\text{día}}$$

#### Ejercicio 8.2

De un pozo de agua subterránea se extraen  $2000\text{ m}^3/\text{d}$ , dicho pozo posee un diámetro de  $0,15\text{m}$ . El acuífero es libre con un espesor de manto permeable ( $m$ ) de  $7\text{m}$ . Desde un pozo de observación localizado a  $30\text{ metros}$  del pozo de bombeo se mide un descenso de  $0,5\text{ m}$  en condiciones de régimen estable. Bajo esta misma condición el descenso en el pozo de bombeo es de  $1,50\text{ m}$ . Calcular la permeabilidad  $K$  del acuífero.

Analizando los datos se determina que se trata de un acuífero libre en régimen estable. Se utiliza la Ecuación 8.30, y se despeja  $K$  de la misma aplicando los datos siguientes:

- 1) Caudal extraído  $Q=2000\text{ m}^3/\text{d}$
- 2) Manto  $m = 7\text{m}$
- 3) Descenso en el pozo de bombeo  $d_1 = 1,50\text{ m}$
- 4) Descenso en el pozo 2 de observación  $d_2 = 0,50\text{ m}$
- 5) Distancia desde el pozo de bombeo  $r_1 = 0,075\text{ m}$
- 6) Distancia desde el pozo del cual se extrae el  $Q$  constante hasta el pozo 2  $r_2 = 30\text{ m}$

$$Q = \frac{\pi K [(m - d_2)^2 - (m - d_1)^2]}{2,303 \log \frac{r_2}{r_1}}$$

$$K = \frac{Q}{\pi} \frac{2,303 \log \frac{r_2}{r_1}}{[(m - d_2)^2 - (m - d_1)^2]}$$

$$K = \frac{2000m^3}{\pi \text{ día}} \frac{2,303 \log \frac{30m}{0,075m}}{[(7m - 0,5m)^2 - (7m - 1,50m)^2]}$$

$$K = 318,08m / \text{ día}$$

### Ejercicio 8.3

Un pozo artesiano cuyo diámetro es de 0.15m, está situado en un acuífero cuyo manto es de un espesor  $m=10m$ , con un coeficiente de permeabilidad  $K=40m/d$ , sufre una depresión  $d=2.5m$  cuando se bombea un caudal constante de  $Q=35m^3/h$ . Calcular el radio de influencia del pozo R.

Analizando los datos se determina que se trata de un acuífero artesiano o confinado en régimen estable. Se utiliza la Ecuación 8.34, para despejar el radio de influencia del pozo que corresponde a la distancia en la cual la depresión del nivel piezométrico estático se hace cero. Los datos son los siguientes:

- 1) Caudal  $Q=35m^3/h$
- 2) Manto  $m = 10m$
- 3) Permeabilidad  $K = 40 m/d$
- 4) Descenso en el pozo de bombeo  $d_1 = 2,50 m$
- 5) Descenso en el radio de influencia  $d_2 = 0 m$
- 6) Distancia del pozo de bombeo  $r_1 = 0,075 m$
- 7) Radio de influencia del pozo R

$$Q = \frac{2\pi Km[d_1 - d_2]}{2,303 \log \frac{r_2}{r_1}}$$

$$Q = \frac{2\pi Km[d_1]}{2,303 \log \frac{R}{r_1}} \Rightarrow \log \frac{R}{r_1} = \frac{2\pi Km[d_1]}{2,303Q}$$

$$R = r_1 \text{ anti log } \left[ \frac{2\pi Km[d_1]}{2,303Q} \right]$$

$$R = 0,075m \cdot \text{anti log} \left[ \frac{2\pi}{2,303} \frac{40m}{\text{ día}} \frac{10m \cdot 2,5m}{35m^3} h \frac{1 \text{ día}}{24h} \right]$$

$$R = 132,23m$$

### Ejercicio 8.4

Suponiendo que los datos del Ejercicio 8.3 corresponden a un acuífero freático, calcular el radio de influencia R del pozo.

Respuesta:  $R=51,95m$



### Ejercicio 8.5

Determinar la permeabilidad del terreno donde se ubica un pozo artesiano de bombeo de las siguientes características: diámetro de pozo de 0,15m y caudal de bombeo de 40 m<sup>3</sup>/h. Las condiciones son de régimen estable y el espesor del acuífero es de 10 metros. Se localizan dos pozos de observación, el primero ubicado a 90 metros del pozo de bombeo, donde se midió una depresión de 81 cm y el segundo ubicado a 70 metros donde la depresión fue de 90 cm.

Respuesta: K=1,78m/h

### Ejercicio 8.6

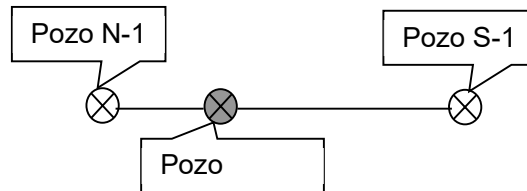
Para los mismos datos del Ejercicio 8.4, determinar K, suponiendo que el acuífero es libre. Además, calcular el nivel piezométrico estático H y el radio de influencia del pozo R.

Respuesta: K=1,95m/h, H=10m, R=971,42m

### Ejercicio 8.7

En una llanura aluvial se establecieron dos pozos de observación para un ensayo de bombeo. El manto permeable se desarrolla desde la superficie del terreno hasta una profundidad de 12 m, donde se encuentra un manto de arcilla muy impermeable. Se bombeó con un caudal constante de 27 l/s. Al final de 5 días de bombeo se observó que los sondeos de observación habían alcanzado el equilibrio. Calcular K. Los descensos medidos se indican en la tabla de datos.

Pozo	d(m)	r(m)
S-1	1,45	30
N-1	1,95	15



Respuesta: K=5,79.10<sup>-4</sup>m/seg.

## VIII.8. Acuíferos en Régimen no Estable

Se analiza el comportamiento de los acuíferos a través del tiempo y el espacio considerando las magnitudes que intervienen y definen las características de un acuífero.

Cuando la depresión en el pozo no llega a un valor estable a través del tiempo, para un caudal de bombeo constante, el acuífero no está equilibrado, no proporciona un caudal igual al extraído. En ese caso debe aplicarse la Ecuación 8.22, y si además consideramos movimiento bidimensional, la expresión mencionada se simplifica:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = -S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (8.35)$$

Si la Ecuación 8.35 se expresa en coordenadas polares planas:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = -S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (8.36)$$

La integración de la Ecuación 8.36 se puede realizar en base a ciertas condiciones. Theis integró dicha ecuación con el supuesto de las siguientes hipótesis:

- 1) Cuando la distancia de un punto al pozo, definida como la coordenada polar r, tiende a infinito la altura piezométrica dinámica h coincide con la altura piezométrica estática H (altura desde el fondo del acuífero hasta el nivel estático)
- 2) El acuífero es homogéneo e isótropo en cuanto su permeabilidad. La permeabilidad es constante en todos los puntos, direcciones e instantes.

- 3) El acuífero se extiende horizontalmente en todas las direcciones.
- 4) El pozo de bombeo tiene diámetro igual a cero, significa que el diámetro del pozo es despreciable en relación a las demás medidas lineales del problema.
- 5) El pozo de bombeo atraviesa todo el acuífero, siendo este último de espesor constante.
- 6) El agua bombeada es extraída de la formación y no vuelve a entrar en ella, y produce un descenso inmediato del nivel.
- 7) El caudal que entra al pozo es bombeado totalmente y vale Q, y matemáticamente queda expresado con la ecuación siguiente cuando  $x \rightarrow 0$  (cerca del pozo):

$$Q = \underbrace{2\pi xy}_{\text{Area}} K \frac{\partial h}{\partial x} \quad (8.37)$$

La solución de esta ecuación diferencial dada por Theis es:

$$d = H - h = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du \quad (8.38)$$

Donde:

d es el descenso de nivel piezométrico desde el reposo hasta un tiempo t.

H es la cota piezométrica estática inicial.

h es la cota piezométrica dinámica después de un tiempo de bombeo del caudal.

Q es el caudal de bombeo (constante).

T es el coeficiente de transmisividad.

u es el argumento de la integral, que está representada por la ecuación siguiente:

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (8.39)$$

Donde:

r es la distancia entre el pozo de bombeo y el pozo de observación (coordenada polar r).

S es el coeficiente de almacenamiento del acuífero.

t es el tiempo medido a partir del comienzo del bombeo.

La solución de la integral exponencial de la Ecuación 8.38 la particularizó Jacob, a través de una serie de la cual se adoptan los dos primeros sumandos, de modo que se puede expresar así:

$$d = \frac{Q}{4\pi T} (-0,577216 - \ln u) = \frac{Q}{4\pi T} \left( -0,577216 - \ln \frac{r^2 S}{4Tt} \right) \quad (8.40)$$

Si se agrupan los números constantes fuera del paréntesis, y además se expresa en logaritmo decimal, la ecuación queda así:

$$d = \frac{0,183Q}{T} \log \left( \frac{2,25Tt}{r^2 S} \right) \quad (8.41)$$

La Ecuación 8.41 se denomina ECUACIÓN DE JACOB, puede utilizarse en la práctica hasta valores de  $u < 0,05$ , lo que se consigue tomando valores grandes del tiempo y pequeños de la distancia r. Esta ecuación simplificada da una solución más exacta cuanto más pequeña es la distancia entre el pozo de bombeo y el de observación (r), cuanto más prolongado es el tiempo de extracción (t), y cuanto mayor sea el cociente T/S.

### VIII.8.1 Representaciones y soluciones gráficas de las fórmulas de régimen no permanente

Para la aplicación de las fórmulas enunciadas en los métodos se utilizan representaciones gráficas, donde la curva encontrada con los datos de campo es la función dada por los métodos matemáticos estudiados.

Las curvas más utilizadas son:

- 1) Recta descensos en función del logaritmo del tiempo: la parte que se asimila a una recta representa la función dada por el método de Jacob.
- 2) Curva en función del logaritmo de los descensos y del logaritmo del tiempo: la curva obtenida se machea con la curva completa de Theis hasta encontrar la parte que coincide.
- 3) Recta descensos en función del logaritmo del  $1/r^2$ : la parte recta se identifica al método de Jacob.
- 4) Recta de descensos en función del logaritmo de  $r/t$ : la parte recta representa la función dada por el método de Jacob.

Dentro del alcance del presente se desarrollan los métodos 1 y 3 solamente. El método 4 es similar al 1 y 3. El método 2 queda fuera de los objetivos de la asignatura.

#### Recta descensos en función del logaritmo del tiempo

Muestra la evolución de la extracción para un pozo de observación, situado a una distancia  $r$  del pozo de bombeo. Se utiliza para interpretación de una prueba de bombeo con un sólo pozo de observación, y para estudiar la acción recíproca entre dos obras de captación. Con este método se pueden determinar las características  $T$  y  $S$  de un acuífero. El gráfico que se obtiene es el de la Figura 8.13. Es importante mencionar que con los datos del ensayo de campo se aproxima a una recta. Y la recta que se obtiene en la aproximación es la que es la base del trabajo, ya no se usan los puntos de campo.

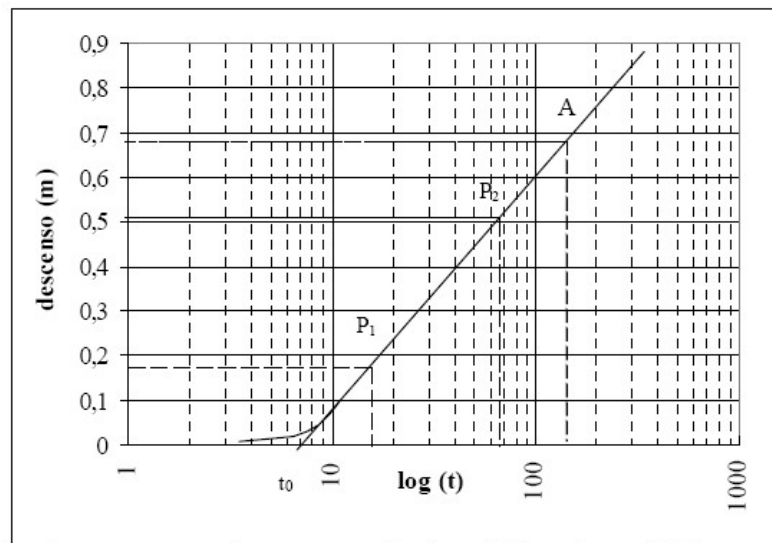


Figura 8.13. Recta descensos en función del logaritmo del tiempo

Con los datos de campo, se aproxima una recta (Fig. 8.13), entonces se supone que la ecuación de la recta responde a la Ecuación 8.42, y se aplican las propiedades de los logaritmos a la Ecuación 8.41, obteniendo la pendiente y la ordenada al origen de la mencionada recta.

$$d = \underbrace{\frac{0,183Q}{T} \log\left(\frac{2,25T}{r^2 S}\right)}_{\text{ordenada}} + \underbrace{\frac{0,183Q}{T}}_{\text{pendiente}} \log(t) \quad (8.42)$$

Cálculo del coeficiente de Transmisividad (T)

Denominando  $tg\alpha$  a la pendiente de la recta, la que se puede calcular conociendo las coordenadas de dos puntos de la misma, que pertenezcan a dicha recta como  $P_1$  y  $P_2$  Figura 8.13, e igualarla a la pendiente derivada de la Ecuación 8.42, y de dicha operación se despeja el coeficiente de transmisividad T. Como es un método gráfico el uso de la función logarítmica se potencia considerando un paso logarítmico, en ese caso el término  $(\log t_2 - \log t_1)$  sería por ejemplo si  $P_1=10'$  y  $P_2= 100'$ , entonces  $(\log 100 - \log 10)$  sería igual a Log 10 en base 10 que es igual a 1.

$$tg\alpha = \frac{d_2 - d_1}{\log t_2 - \log t_1} = \frac{d_{100} - d_{10}}{1} = \frac{0,183Q}{T} \quad (8.43)$$

$$T = 0,183Q \left( \frac{\log t_2 - \log t_1}{d_2 - d_1} \right) \quad (8.44)$$

$$T = 0,183Q \left( \frac{\log t_2 - \log t_1}{d_2 - d_1} \right) = 0,183Q \left( \frac{1}{d_2 - d_1} \right) = \frac{0,183Q}{(d_2 - d_1)} \quad (8.45)$$

Cálculo del coeficiente de Almacenamiento (S)

También puede calcularse el coeficiente de almacenamiento S, de una manera sencilla, considerando el punto donde la recta corta al eje de abscisas ( $t_0$ ), es decir el tiempo que hace que el descenso sea igual a cero, Figura 8.13.

Si en la ecuación, se reemplaza el valor  $t_0$  la expresión queda de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} 0 &= \frac{0,183Q}{T} \log\left(\frac{2,25T}{r^2S}\right) + \frac{0,183Q}{T} \log(t_0) \\ \log\frac{2,25Tt_0}{r^2S} &= 0 \Rightarrow \frac{2,25Tt_0}{r^2S} = 1 \\ S &= \frac{2,25Tt_0}{r^2} \end{aligned} \quad (8.46)$$

**Recta descensos en función del logaritmo del  $1/r^2$**

Se utilizan los datos obtenidos en un campo de pruebas con un pozo de extracción, a caudal constante, y con varios pozos de observación, para calcular los parámetros característicos T y S de un acuífero. Se obtiene la recta de la Figura 8.14, donde ahora la variable es  $(1/r^2)$  que puede observarse en la Ecuación 8.47.

$$d = \underbrace{\frac{0,183Q}{T} \log\left(\frac{2,25Tt}{S}\right)}_{\text{ordenada}} + \underbrace{\frac{0,183Q}{T} \log\left(\frac{1}{r^2}\right)}_{\text{pendiente}} \quad (8.47)$$

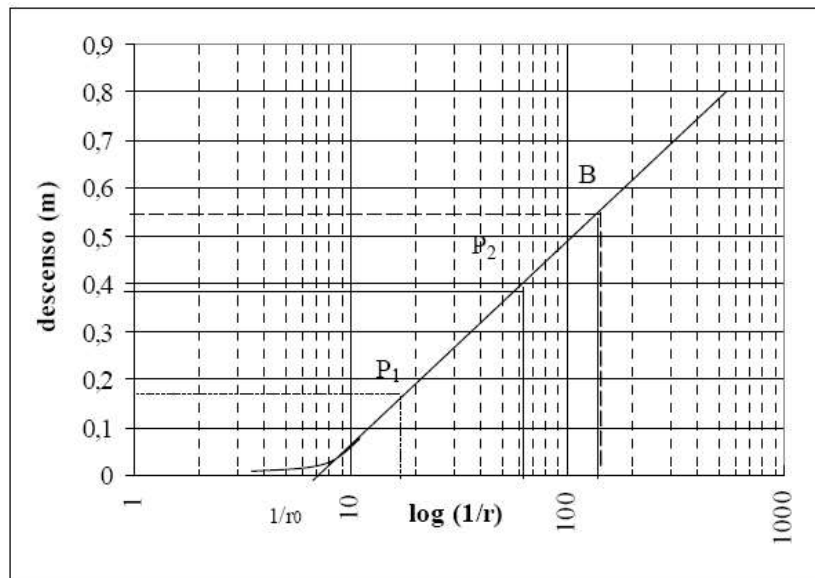


Figura 8.14. Recta descensos en función del logaritmo del  $1/r^2$

Cálculo del coeficiente de Transmisividad (T)

De igual manera que para la recta descensos-tiempo, la pendiente de la recta se puede calcular conociendo las coordenadas de dos puntos que pertenezcan a dicha recta ( $P_1$  y  $P_2$ ). Si se utilizan los puntos considerando un paso logarítmico, entonces se simplifican los valores de abscisas en valor 1.

$$tg\alpha = \frac{d_2 - d_1}{\log \frac{1}{r_2^2} - \log \frac{1}{r_1^2}} = \frac{0,183Q}{T} \quad (8.48)$$

$$T = 0,183Q \left( \frac{1}{d_2 - d_1} \right) \quad (8.49)$$

Cálculo del coeficiente de Almacenamiento (S)

Se puede calcular el almacenamiento S tomando cualquier punto que pertenezca a la recta, ejemplo punto B de la Figura 8.14,  $B(d_B; \log 1/r_B)$ . Reemplazando las coordenadas de B en la Ecuación 8.47.

$$d_B = \frac{0,183Q}{T} \log \left( \frac{2,25Tt}{S} \right) + \frac{0,183Q}{T} \log \left( \frac{1}{r_B^2} \right)$$

$$\log \left( \frac{2,25Tt}{S} \right) = \frac{T}{0,183Q} \left( d_B - \frac{0,183Q}{T} \log \frac{1}{r_B^2} \right) \quad (8.50)$$

De la Ecuación 8.50 se puede despejar el coeficiente de almacenamiento S.

También se puede calcular S a través del cálculo de la distancia que hace al descenso cero,  $r_0$ , Figura 8.14. Si se conocen las coordenadas de puntos que pertenecen a una recta, pueden conocerse las coordenadas de cualquier otro punto que también pertenezca a la misma. En particular interesa conocer el punto en que la recta corta al eje de las abscisas,  $P_0$ , de coordenadas  $(0, \log 1/r_0)$ . Si en la ecuación, se reemplaza el valor medido de  $P_0$ , la expresión queda de la siguiente manera:

$$0 = \frac{0,183Q}{T} \log\left(\frac{2,25Tt}{S}\right) + \frac{0,183Q}{T} \log \frac{1}{r_0^2}$$

$$\log \frac{2,25Tt}{r_0^2 S} = 0 \Rightarrow \frac{2,25Tt}{r_0^2 S} = 1$$

$$S = \frac{2,25Tt}{r_0^2} \tag{8.51}$$

### VIII.8.2 Ejercicios de aplicación de captación en régimen no estable

#### Ejercicio 8.8

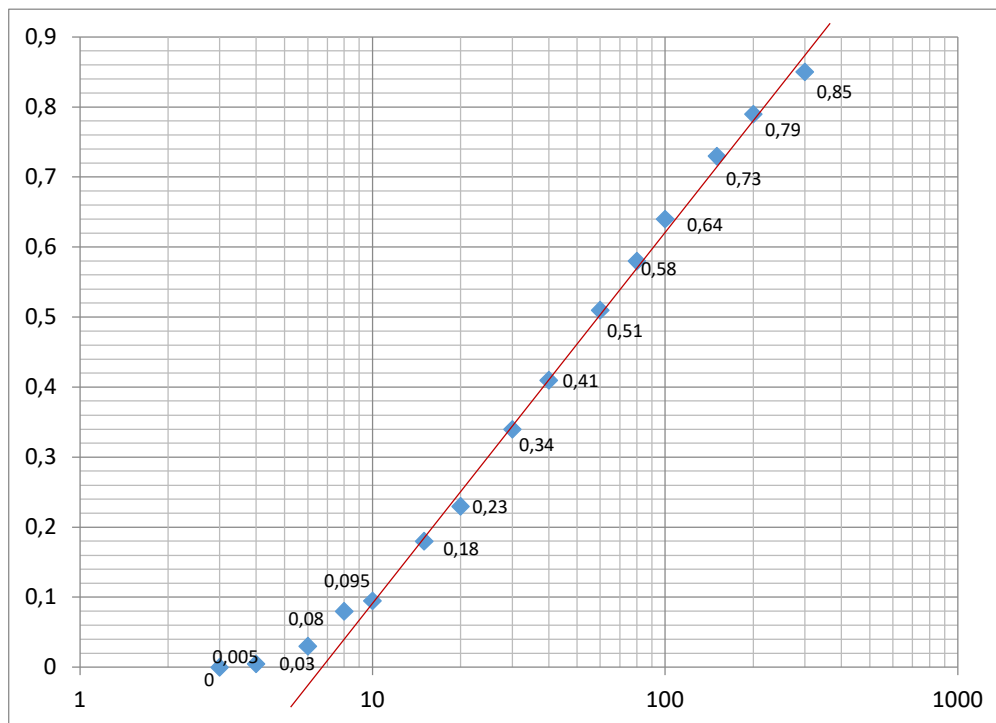
Se realizó un ensayo de bombeo, en un acuífero confinado, extrayendo en el pozo de bombeo un caudal constante de 27 m<sup>3</sup>/h. En un pozo de observación ubicado a 70 metros del anterior se realizaron las mediciones de descensos indicadas en la tabla inferior. El nivel piezométrico estático es de 33,7m y el espesor del manto permeable es de 10 m. Determinar el coeficiente de transmisividad (T), el coeficiente de almacenamiento (S) y la permeabilidad (K).

Tiempo (min)	Descenso (m)	Tiempo (min)	Descenso (m)
3	0,00	40	0,41
4	0,005	60	0,51
6	0,03	80	0,58
8	0,08	100	0,64
10	0,095	150	0,73
15	0,18	200	0,79
20	0,23	300	0,85
30	0,34		

Teniendo en cuenta los datos dados se ve que el régimen es no estable, y se dispone de la variación de la depresión en función del tiempo, por lo que se utilizarán las Ecuaciones 8.42, 8.45 y 8.46.

Con los datos de la tabla se construye el gráfico de la Figura 8.15. En el gráfico se ha superpuesto la recta que representaría a la Ecuación 8.42. En este ejemplo se toman los siguientes puntos sobre la recta: P<sub>1</sub> (log 10; 0,090) y P<sub>2</sub> (log 100; 0,62). Es importante mencionar que una vez que se consigue la recta no se consideran los datos de campo porque la función ahora es la recta.





**Figura 8.15. Recta descensos en función del logaritmo del tiempo**

$$T = 0,183Q \left( \frac{\log t_2 - \log t_1}{d_2 - d_1} \right)$$

$$T = 0,183 \frac{27m^3}{h} \frac{24h}{1día} \left( \frac{\log 100 - \log 10}{0,64m - 0,09m} \right) = 215,6 \frac{m^3}{mdía} = 215 \frac{m^2}{día}$$

$$T = Kxm \Rightarrow K = T / m = 215 / 10 \approx 22 m / día$$

Si se conocen las coordenadas de puntos que pertenecen a una recta, pueden conocerse las coordenadas de cualquier otro punto que también pertenezca a la misma. En particular interesa conocer el punto en que la recta corta al eje de las abscisas,  $P_0$ , de coordenadas  $(0, \log t_0)$ . El punto que corta al eje de las abscisas en nuestro caso es;  $(0, 7)$ ,  $t_0=7$  minutos aproximadamente, si se pasa a días  $7 \text{ minutos} = 0,0049 \text{ días}$ .

$$S = \frac{2,25Tt_0}{r^2} = \frac{2,25 \times 215 (m^2 / días) \times 0,0049 \text{ días}}{70^2 m^2} = 4,83 \cdot 10^{-4}$$

$$S = 4,8 \cdot 10^{-4}$$

### Ejercicio 8.9

Durante 18 días se extrajo un caudal constante de  $5198 m^3/d$  de un pozo. Este pozo se encuentra en un acuífero libre, aluvial de gravas y arenas, de 8m de espesor. En la tabla de datos se reproducen los descensos medidos en 6 pozos de observación. Determinar el coeficiente de transmisividad (T), el coeficiente de almacenamiento (S) y la permeabilidad (K).

	Distancia (m)	Descenso (cm)		Distancia (m)	Descenso (cm)
N1	14,76	160,0	S1	13,00	164,4
N2	30,21	130,0	S2	32,00	125,0
N3	56,00	102,6	S3	57,00	96,0

Teniendo en cuenta los datos dados se ve que el régimen es no estable, y se dispone de la variación de la depresión en función del espacio, por lo que se utilizarán las Ecuaciones 8.47, 8.49 y 8.51.

Con los datos de la tabla se construye el gráfico de la Figura 8.16. En el gráfico se ha superpuesto la recta que representaría a la Ecuación 8.47. Por lo tanto, dicha recta cumple con dos condiciones, representa las condiciones particulares del problema y cumple con las hipótesis simplificativas. En este ejemplo se toman los siguientes puntos que corresponden a un paso logarítmico:  $P_1 (0,001; 1,24)$  y  $P_2 (0,01; 1,76)$ .

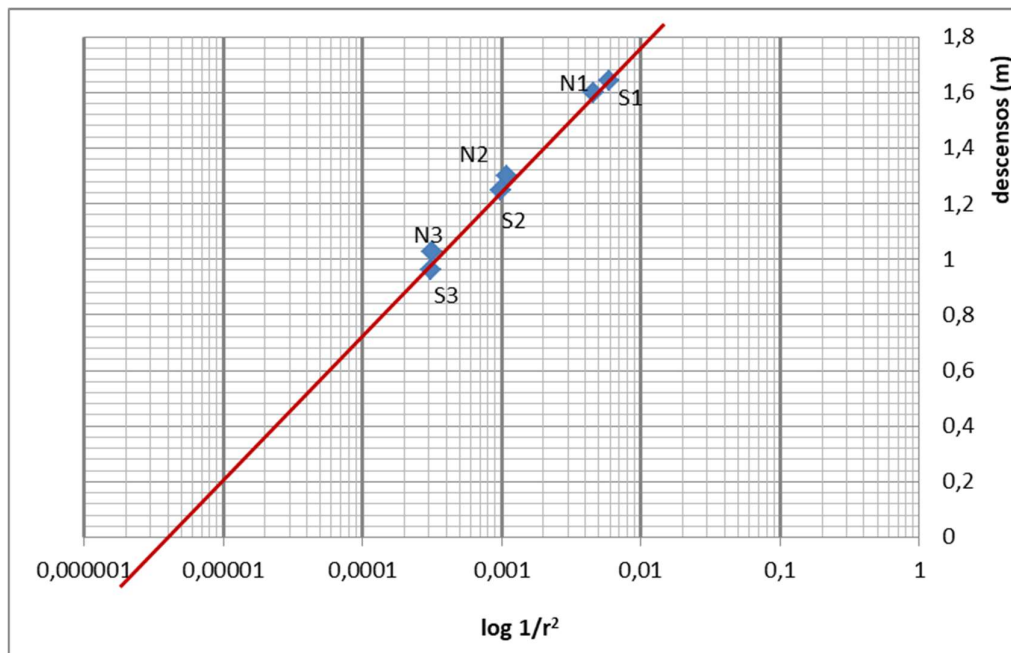
Para el cálculo de la transmisividad  $T$  se aplica la Ecuación 8.49.

$$T = 0,183Q \left( \frac{1}{d_2 - d_1} \right)$$

$$T = 0,183 \frac{5198m^3}{\text{día}} \left( \frac{1}{1,76m - 1,24m} \right) \approx 1830 \frac{m^3}{m\text{día}} \approx 1830 \frac{m^2}{\text{día}}$$

La Conductividad Hidráulica será

$$T = Km \Rightarrow K = \frac{T}{m} = \frac{1830m^2 / \text{día}}{8m} \approx 229 \frac{m}{\text{día}}$$



**Figura 8.16. Recta descensos en función del logaritmo de la distancia**

Para el cálculo del coeficiente de almacenamiento  $S$  se busca el punto de la recta que corta las abscisas. En particular interesa conocer el punto de coordenadas  $(0, \log 1/r_0^2) = (0, 0,000004)$ , que reemplazaremos directamente en la ecuación correspondiente:

$$S = \frac{2,25Tt}{r_0^2} = 2,25 \frac{1830m^2}{\text{día}} 18\text{día} \left( \frac{0,000004}{m^2} \right) \approx 0,293$$

$$S \approx 0,3$$

**Ejercicio 8.10**

En un acuífero libre se extrae un caudal constante de  $Q = 217 \text{ m}^3/\text{h}$  durante 18 días. El espesor del manto  $m = 8\text{m}$ . Existen los siguientes pozos de observación:

- ✓ Pozo 1  $r_1 = 15\text{m}$   $d_1 = 1,578\text{m}$
- ✓ Pozo 2  $r_2 = 30\text{m}$   $d_2 = 1,257\text{m}$
- ✓ Pozo 3  $r_3 = 57\text{m}$   $d_3 = 0,960\text{m}$

Calcular los coeficientes de transmisividad  $T$  y almacenamiento  $S$ .

Respuesta:  $T = 74,48 \text{ m}^2/\text{h}$ ;  $S = 0,35$

**Ejercicio 8.11**

Un pozo bombea un caudal constante de  $70 \text{ m}^3/\text{h}$ . Posee un pozo de observación situado a  $60\text{m}$ , dando los siguientes valores de depresión en función del tiempo. En un tiempo de  $240\text{min}$ , se midió una depresión de  $0,884\text{m}$  a una distancia de  $120\text{m}$  desde el pozo, mientras que en otro pozo ubicado a  $240\text{m}$  se midió una depresión de  $0,643\text{m}$ . Calcular  $T$  y  $S$  según la función depresión-tiempo y según la función depresión-distancia.

t(min)	d(cm)	t(min)	d(cm)	t(min)	d(cm)	t(min)	d(cm)	t(min)	d(cm)
1	20,4	6	48,7	18	67,0	60	87,8	180	107,0
2	30,4	8	53,0	24	71,9	80	92,6	210	110,0
3	37,1	10	56,7	30	75,9	100	96,3	240	112,5
4	41,7	12	60,0	40	80,7	120	100,0		
5	45,7	14	63,4	50	84,7	150	104,2		

Respuesta: Función depresión-tiempo:  $T = 32,35 \text{ m}^2/\text{h}$ ;  $S = 1,25 \cdot 10^{-4}$

Función depresión-distancia:  $T = 32 \text{ m}^2/\text{h}$ ;  $S = 1,24 \cdot 10^{-4}$

**Ejercicio 8.12**

En un acuífero formado por gravas y arenas de  $3,5\text{m}$  de espesor, sobre un lecho de arcillas, se efectuó un ensayo de bombeo. El caudal extraído fue de  $709 \text{ m}^3/\text{d}$ . En un pozo de observación ubicado a una distancia de  $15 \text{ m}$  se midieron los descensos de la tabla de datos. Calcular los parámetros característicos del acuífero ( $T, S$  y  $K$ ).

t(d)	d(cm)	t(d)	d(cm)	t(d)	d(cm)	t(d)	d(cm)
0,0187	0,16	0,0643	0,35	0,5000	0,72	1,5000	0,92
0,0250	0,20	0,1405	0,48	0,6600	0,77	2,0000	0,98
0,0282	0,22	0,2500	0,59	0,8300	0,81		
0,0375	0,26	0,3300	0,64	1,0000	0,84		

Respuesta:  $T = 312,4 \text{ m}^2/\text{d}$ ;  $K = 89,26 \text{ m}/\text{d}$ . y  $S = 0,029$

**Ejercicio 8.13**

En la siguiente tabla se indican los resultados de un ensayo de bombeo, los descensos en función del tiempo de un pozo de observación ubicado a  $420 \text{ metros}$  de un pozo que bombea  $3900 \text{ m}^3/\text{d}$ . El pozo de bombeo extrae agua de un estrato de gravas, arenas, arcillas arenosas y arcillas. Sobre el mismo existe un manto impermeable de arcilla. Determinar el coeficiente de almacenamiento ( $S$ ) y el de transmisividad ( $T$ ) del acuífero.

t(min)	d(cm)	t(min)	d(cm)	t(min)	d(cm)	t(min)	d(cm)
47	11,1	184	38,1	390	63,0	890	95,7
90	22,5	300	52,8	510	71,7	1400	114,3

Respuesta:  $T = 774,92 \text{ m}^2/\text{d}$ ;  $S = 5,54 \cdot 10^{-4}$

### Ejercicio 8.14

Determinar el coeficiente de almacenamiento S, el de transmisividad T y la permeabilidad K. Se cuenta para el cálculo con los valores de descensos de 2 pozos de observación, ubicados a 120 m y 240 m de un pozo del que se bombea  $2500 \text{ m}^3/\text{d}$ , medidos a 240 minutos desde que comienza la extracción de agua. El acuífero es confinado y el espesor del manto permeable es de 10 m.

Distancia(m)	d(cm)
120	86,40
240	63,30

Respuesta:  $T = 1191,41 \text{ m}^2/\text{d}$ ;  $K = 119,14 \text{ m/d}$ ;  $S = 1,74 \cdot 10^{-4}$ .

### Ejercicio 8.15

Calcular el coeficiente de transmisividad (T) y el de almacenamiento (S) para un pozo con un caudal constante de  $1089 \text{ m}^3/\text{h}$  en un acuífero confinado. El pozo de observación se encuentra a una distancia de 60m del ensayado y los valores de depresión-tiempo son los siguientes:

t(min)	d(m)	t(min)	d(m)	t(min)	d(m)
1,00	0,198	1,50	0,261	4,00	0,408
10,00	0,558	18,00	0,660		

Respuesta:  $T = 54,9 \text{ m}^2/\text{h}$ ;  $S = 1,6 \cdot 10^{-4}$

### Ejercicio 8.16

En un acuífero libre se extrae un caudal constante  $Q = 300 \text{ m}^3/\text{h}$  durante 10 días. El espesor del manto es de 6m. Existen los siguientes pozos de observación. Calcular T, S y K.

Pozo	r(m)	d(m)
1	15	1,70
2	30	1,30

Respuesta:  $T = 82,63 \text{ m}^2/\text{h}$ ;  $K = 13,77 \text{ m/h}$ ;  $S = 0,548$

## VIII.9. Interferencia de pozos

### VIII.9.1 Concepto

Una perforación en explotación genera una depresión en el nivel piezométrico, formando lo que se ha llamado "cono de depresión", disminuyendo los niveles piezométricos dinámicos en mayor medida al acercarse al pozo.

Se ha denominado con R, al radio máximo de este cono, que responde al radio de influencia del pozo, para el cual la depresión de los niveles piezométricos es cero.

Si se perfora otro pozo, a una distancia menor que R, es decir dentro de la zona del cono de depresión del primer pozo, el funcionamiento de ambos pozos interferirá en el desarrollo de cada cono de depresión.

La interferencia de perforaciones de agua subterránea se puede expresar como la influencia que tiene una perforación sobre otra, de modo que los conos de depresión formados por cada una

de ellas, se interceptan, originando una depresión del nivel piezométrico dinámico mayor que la que producirían cada una de ellas por separado.

Para el cálculo de la depresión total,  $d_T$ ; puede utilizarse el método de superposición de los efectos, obviamente sumando las depresiones originadas por cada uno de ellos,  $d_1$  y  $d_2$ .

$$d_T = d_1 + d_2 \quad (8.52)$$

Si hay un acuífero cuyo nivel piezométrico estático (NPE) es H, Figura 8.17, en el cual se ubica un pozo  $P_1$  bombeando un caudal  $Q_1$  y origina un cono de depresión (NPD1) cuyo radio de influencia es  $R_1$ . En un punto tal como el A, ubicado a una distancia  $r_1$  se produce una depresión que llamamos  $d_1$  que se puede calcular aplicando la Ecuación 8.41, Ecuación de JACOB.

Un pozo  $P_2$ , cuyo radio de influencia es  $R_2$ , se ubica a una distancia menor que  $(R_1+R_2)$ , y que está bombeando en caudal  $Q_2$ , origina otro cono de depresión (NPD2) que se superpone al anterior, Figura 8.17. Y a una distancia  $r_2$ , que coincide con el mismo punto A, se produce una depresión  $d_2$ .

Aplicando la Ecuación 8.41 a los dos pozos, considerando que el comportamiento de uno no influye en el funcionamiento del otro, nos quedan las expresiones matemáticas siguientes:

$$d_1 = \frac{0,183Q_1}{T_1} \log\left(\frac{2,25T_1t_1}{r_1^2S_1}\right)$$

$$d_2 = \frac{0,183Q_2}{T_2} \log\left(\frac{2,25T_2t_2}{r_2^2S_2}\right) \quad (8.53)$$

Se considera que el funcionamiento de ambos pozos es simultáneo, de modo que el tiempo  $t$  es el mismo para ambas ecuaciones, además si los pozos están tan cerca se encuentran en el mismo acuífero de modo que sus parámetros son los mismos (T y S). Las ecuaciones quedan simplificadas así:

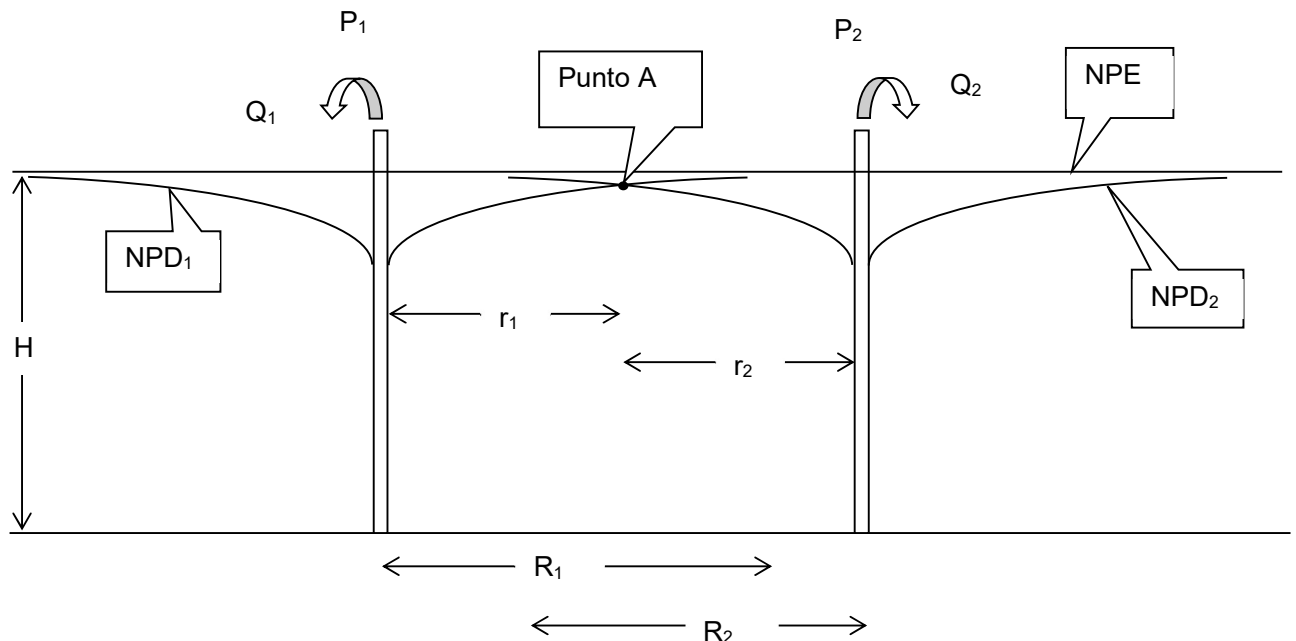
$$d_1 = \frac{0,183Q_1}{T} \log\left(\frac{2,25Tt}{r_1^2S}\right)$$

$$d_2 = \frac{0,183Q_2}{T} \log\left(\frac{2,25Tt}{r_2^2S}\right) \quad (8.54)$$

La depresión total será la suma de la depresión originada por el pozo  $P_1$  más la originada por el pozo  $P_2$ , la que matemáticamente se expresa en la Ecuación 8.55.

$$d_T = \frac{0,183Q_1}{T} \log\left(\frac{2,25Tt}{r_1^2S}\right) + \frac{0,183Q_2}{T} \log\left(\frac{2,25Tt}{r_2^2S}\right)$$

$$d_T = \frac{0,183}{T} \left[ Q_1 \log\left(\frac{2,25Tt}{r_1^2S}\right) + Q_2 \log\left(\frac{2,25Tt}{r_2^2S}\right) \right] \quad (8.55)$$



**Figura 8.17. Interferencia de pozos, superposición de los conos de depresión de ambas perforaciones**

#### VIII.10. Referencias bibliográficas

Castany, G. (1975). Prospección y Explotación de Agua Subterránea. España: Omega.

Instituto Geológico y Minero de España (2009). Las aguas subterráneas. Un recurso natural del suelo. España. Ministerio de Ciencia y Tecnología. 4<sup>ta</sup> Edición.

Benítez, A. (1972). Captación de aguas subterráneas nuevos métodos de prospección y de cálculo de caudales. Madrid, Dossat.

Lohman S. W. (1977). Hidráulica Subterránea. España. Editorial Ariel.

Alba, A. (1971). Explotación, Captación y Exploración de Agua Subterránea. Apuntes de la UNCuyo.

Ojeda, R. (1985). Introducción a la Explotación del Agua Subterránea. Apuntes de la UNCuyo.

Sanchez San Roman, J. (2015) Conceptos Fundamentales de Hidrogeología. Apuntes de Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. España.