

Un acuífero de transmisividad y permeabilidad alta no tiene necesariamente gran capacidad de almacenamiento (p.ej. acuíferos confinados). Así también un acuífero de capacidad de almacenamiento alta no tiene necesariamente gran permeabilidad (p.ej. acuíferos de arena fina).

La capacidad de almacenamiento de acuíferos libres y de acuíferos confinados es muy diferente (figura 61):

**Acuíferos libres:**

Por el abatimiento del nivel freático en el cono de descenso de un pozo productivo (véase figs. 67 y 73), la zona saturada se convierte parcialmente en una zona no saturada, en la que el agua de los poros se drena por gravedad.

La relación

$$p = \frac{\text{volumen de agua extraído por gravedad}}{\text{volumen total del acuífero}}$$

se llama *rendimiento específico*  $S_y$  (specific yield), mientras que la porosidad está definida como

$$p = \frac{\text{volumen de poros}}{\text{volumen total del acuífero}}$$

(véase pág. 19).—  $S_y$  corresponde a  $S$  de los acuíferos no confinados (las reacciones elásticas son despreciables, véase pág. 59).

El agua adsorbida no se drena por gravedad. Por eso el volumen de agua drenado por gravedad es más pequeño que el volumen de poros:

$$S < p.$$

Allí donde la cantidad del agua adsorbida y capilar es relativamente pequeña, vale entonces:

$$S \approx p.$$

Para acuíferos de poros normalmente vale

$$0.1 < S < 0.3.$$

Generalmente la porosidad  $p$  se determina en el laboratorio y el coeficiente de almacenamiento  $S$  por ensayos de bombeo.

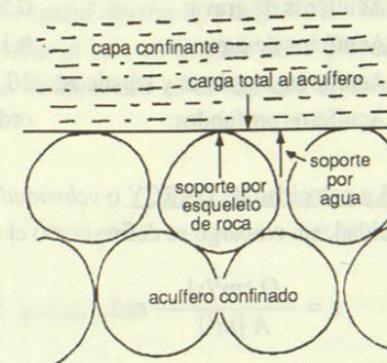
El tiempo necesario por el proceso del drenaje aquí no se considera. Véase página 72.

**Acuíferos confinados:**

Como se ve en figura 61, la cantidad de agua liberada por el abatimiento de presión es mucho menor que en acuíferos libres, pero no es nula, debido a *reacciones elásticas del acuífero y del agua*.

Las reacciones elásticas consisten en

- compresión del acuífero
- expansión del agua.



**Figura 62:** Estado de equilibrio entre la carga total del acuífero y el soporte por el agua de poros más el esqueleto de roca.— Tomado de HEATH (1983).

El estado de equilibrio en un acuífero (figura 62) se distorsiona si ocurre un descenso en el nivel de presión, ya que el soporte por agua disminuye y por consecuencia, la carga al esqueleto de roca aumenta, causando una compresión al acuífero.

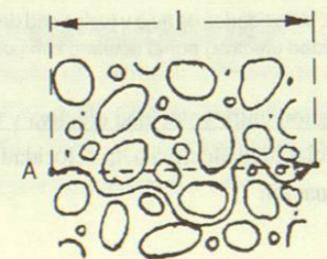
Para acuíferos confinados normalmente vale:

$$10^{-5} < S < 10^{-3}.$$

**La velocidad de flujo del agua subterránea (sobrevista)**

Ya que el flujo del agua subterránea es un proceso complicado, existen varias concepciones de velocidad de flujo del agua subterránea:

La *velocidad de flujo real* o la *velocidad de camino* es la velocidad de una partícula de agua en su camino real y complicado por los poros del acuífero (A → B en la figura 63). No se le puede medir ni calcular.



**Figura 63:** El camino real de una partícula de agua entre dos puntos A y B de la distancia  $l$ .

La velocidad de flujo efectiva o velocidad de distancia o velocidad hidrodinámica  $u$  (o  $v_e$ ) es la velocidad del agua por el acuífero, que se refiere en la distancia directa  $l$  [m] entre dos puntos (A y B de la figura 63):

$$u = \frac{l}{t} \text{ [m/s] ó en [m/h], [m/d], [m/a]} \quad (16)$$

La velocidad de flujo efectiva tiene los rangos siguientes:

Acuíferos de grava:	0.5 - 30 m/d
Acuíferos de arena:	0.1 - 1.0 m/d
Acuíferos de grietas y kársticos:	10 - 150 m/h (!)
Acuíferos profundos:	orden de tamaño de pocos m/a (!)

La velocidad de DARCY o velocidad de filtración  $v$  (o  $v_f$ ). Tiene dimensión de velocidad, sin embargo se define como el caudal que fluye por la unidad de área:

$$v = \frac{Q \text{ [m}^3\text{/s]}}{A \text{ [m}^2\text{]}} \text{ m/s} \quad (17)$$

Se llama también caudal específico (pág. 52). En algunos libros de texto  $v$  es designada como una "velocidad ficticia", aunque la velocidad de DARCY es una velocidad real en las partes no rellenadas de arena en el dispositivo de laboratorio de DARCY (figura 52), así como en los espacios libres del material rocoso en los acuíferos (pozos, bancos de gravas, véase figura 64a y b). Estos espacios pueden ser considerados para tener una porosidad  $p = 1$ . Por ellos el agua fluye con la velocidad de DARCY (Véase ecuación 18).

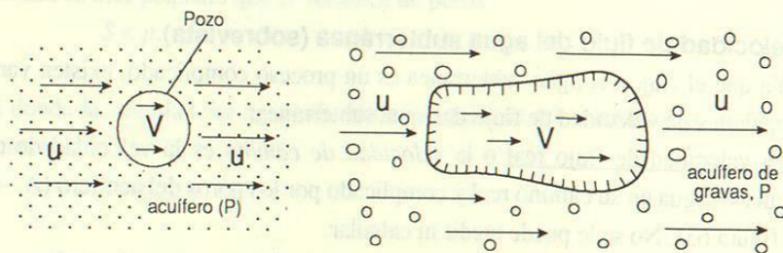


Figura 64: Velocidades de flujo  $v$  (velocidad de DARCY) a) por un pozo b) por un banco de grava, y  $u$  (velocidad efectiva) por el acuífero con porosidad  $p$ .

#### Relación entre velocidad efectiva y velocidad de DARCY

La velocidad efectiva  $u$ , la velocidad de DARCY  $v$  y la porosidad  $p$  se relacionan por la ecuación

$$u = \frac{v}{p} \text{ m/s} \quad (18)$$

Si  $p = 1$  (espacios en el acuífero sin material rocoso):

$$u = v.$$

El uso del concepto general de porosidad  $p$  para esta conexión no es correcto, ya que el agua no fluye por el total de la porosidad del acuífero. Normalmente el error es despreciable, pero más bien se utilizan la porosidad efectiva  $p_e$  o mejor la porosidad cinemática  $\omega$ , ya que estos conceptos se refieren sólo en la parte de la porosidad realmente recorrida por el agua (véase las definiciones en el capítulo siguiente). Entonces vale:

$$u = \frac{v}{\omega} \text{ m/s} \quad (19)$$

Ya que  $v = Q/A$  (ecuación 1)

y  $Q = A \cdot K \cdot i$  (ley de DARCY, ecuación 3)

vale  $v = k \cdot i$  [m/s] (ecuación 6)

y

$$u = \frac{K \cdot i}{\omega} \text{ [m/s]} \quad (20)$$

o, por cambio de segundos en día:

$$u = \frac{K \cdot i \cdot 86400}{\omega} \text{ [m/d]} \quad (21)$$

(fórmula muy utilizada en la hidrogeología aplicada).

Este cálculo de  $u$  se basa en la conductividad hidráulica  $K$ , determinada por ensayo de bombeo, lo que es un método hidrodinámico (véase págs. 70-79). Por eso  $u$  se llama también velocidad hidrodinámica, a diferencia de los conceptos cinemáticos de velocidad de flujo.

#### Conceptos cinemáticos de velocidad de flujo de aguas subterráneas

Estos conceptos se originan del desarrollo de métodos cinemáticos, que se ocupan en el transporte de sustancias por el agua subterránea: los ensayos de trazadores (véase págs. 93-98 y la tabla 5) y el comportamiento de las contaminaciones. Las velocidades cinemáticas más importantes son:

- La *velocidad media de distancia*  $\bar{v}$  (promedio de todas las velocidades individuales). En el caso del flujo monodimensional  $\bar{v}$  corresponde a  $u$ .
- La *velocidad máxima de distancia*  $v_{\max}$  (velocidad máxima de las velocidades individuales);  $v_{\max} = l/t_{\max}$ . Se refiere en el tiempo  $t_{\max}$  (= primera aparición del trazador o del contaminante).

Velocidades de reacciones de presión son las velocidades de transmisión de cambios de presión en los acuíferos, sin transporte de materia. La llegada de una reacción de presión en un pozo no debe ser confundida con la llegada de agua como materia fluyente.

Los cambios de presión en acuíferos confinados (p.ej. por encender una bomba en un pozo) se transmiten hasta con la velocidad del sonido, de manera que la reacción del nivel medida en un pozo de observación lejano está casi espontánea.

La velocidad de la propagación de cambios del nivel freático en acuíferos libres (p.ej. por una onda de avenida en un río infiltrante o por las variaciones del nivel causadas por un pozo en producción) depende de la relación Transmisividad/Coeficiente de Almacenamiento, que se llama *difusividad hidráulica*  $D_H$  (figura 65):

$$D_H = \frac{T}{S} [m^2/s] \quad (22)$$

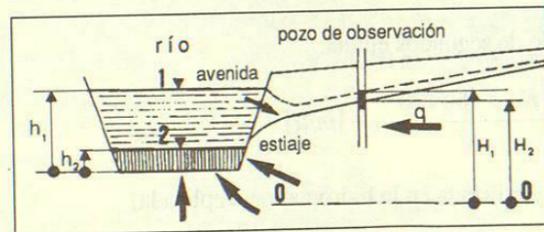


Figura 65: Superficie piezométrica de estiaje  $h_2 - H_2$  y de avenida  $h_1 - H_1$ . La transmisión de  $h_1$  (río) a  $H_1$  (pozo) está determinada por la difusividad hidráulica.— Tomado de CASTANY (1982).

Se trata de velocidades de un orden de tamaño de varias decenas de m/h.

### Concepciones de porosidad y de capacidad de almacenamiento

Porosidad, concepto general es la relación entre el volumen de poros rellenos de agua y el volumen total de la roca (véase pág. 19).

$$p = \frac{V_A}{V_E} [\text{sin dim.}] \quad (23)$$

Porosidad efectiva: El agua adsorptiva no participa en el flujo del agua subterránea por el acuífero. Por eso en el estudio del flujo de aguas subterráneas es más correcto de utilizar el concepto de la *porosidad efectiva*  $p_e$  o  $p^*$  (o  $n_e$ ), que es definida como la relación entre el volumen del agua que obedece a la gravedad y el volumen total de la roca, excluyendo de tal manera el agua adsorptiva:

$$p_e = \frac{V_A \text{ total} - V_A \text{ adsorptiva}}{V_R} [\text{sin dim.}] \quad (24)$$

$p_e$  se llama también *porosidad drenable*.

Para acuíferos de alta porosidad y permeabilidad vale:

$$p_e \approx p.$$

Porosidad cinemática: La *porosidad cinemática*  $\omega$  es definida como la parte de la porosidad  $p$  por la cual pasa efectivamente el agua (véase pág. 98). Entonces  $\omega$  se difiere de la porosidad efectiva  $p_e$  por su definición *independiente de la gravedad*. Para la porosidad cinemática vale (ecuación 19):

$$\omega = \frac{v}{u} [\text{sin dim.}]$$

en donde:  $v = K \cdot i$  ( $K$  determinado por ensayo de bombeo)  
y:  $u = \bar{v}$  ( $\bar{v}$  determinado por ensayo de trazador)

Entonces  $\omega$  combina los parámetros del acuífero determinados por el método de ensayo de bombeo con aquellos determinados por el método de ensayo de trazador.

### Coefficiente de almacenamiento y rendimiento específico

El coeficiente de almacenamiento  $S$  es definido como el volumen de agua por unidad de superficie del acuífero, que se extrae de o almacena en éste bajo un cambio unitario de potencial (véase pág. 48). Para acuíferos no confinados, las reacciones elásticas del acuífero son despreciables. Por eso  $S$  se puede sustituir por el rendimiento específico  $S_y$ :

$$S_y = \frac{V_A \text{ extraído por gravedad}}{V_{\text{acuífero}}} [\text{sin dim.}]$$

$S_y$ , entonces corresponde a  $p_e$ . Sin embargo hay que tomar en consideración, que el drenaje del agua de los poros por gravedad (p.ej. en un cono de abatimiento de un pozo) es un proceso que necesita tiempo, de manera que  $S_y$  determinado en ensayos de bombeo normalmente resulta más pequeño que la constante  $p_e$ .

En acuíferos confinados  $S$  se basa exclusivamente en las reacciones elásticas del acuífero (agua + roca), véase pág 59. Por eso en este caso el coeficiente de almacenamiento no tiene casi nada que ver con la porosidad.

## El pozo en el acuífero

### El cono de abatimiento en el acuífero libre

Cuando se enciende la bomba en un pozo, la presión (el potencial) en el pozo se disminuye, lo que causa en el acuífero un flujo de agua centripetal al pozo. El nivel freático se abate de manera que el nivel estático plano se transforma en un nivel dinámico, que tiene forma de un cono o embudo (figura 66).

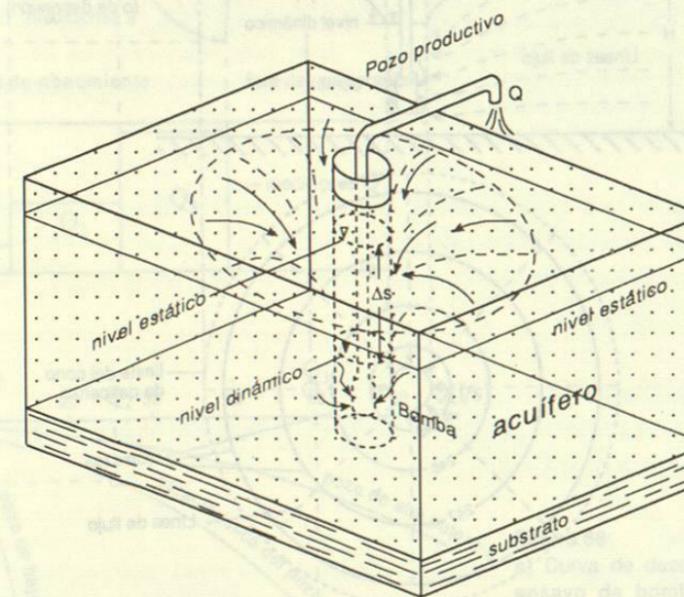


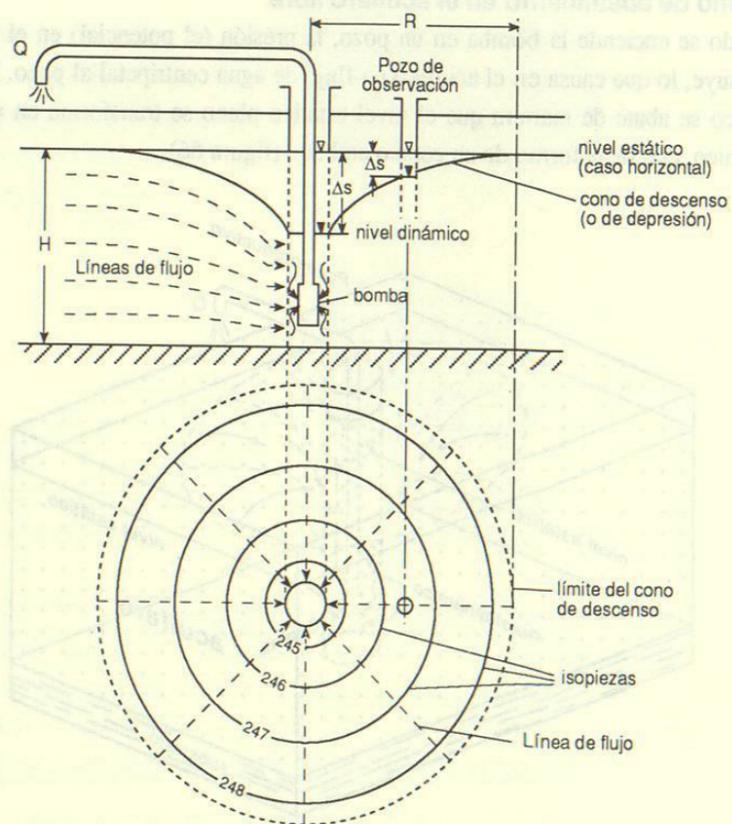
Figura 66: El cono (o embudo) de descenso (o abatimiento). El agua entra en el pozo, por un tubo ranurado o por un filtro más sofisticado.

Este cono de descenso o de abatimiento, de depresión, es causado por las resistencias de flujo al pozo y se agranda continuamente. Su radio se aumenta, y en

cualquier punto del cono el *descenso* del nivel  $s$  crece con el tiempo  $t$ , para proveer la energía adicional, requerido para mover el agua de distancias más grandes.

La forma y el desarrollo temporal del cono de abatimiento dependen, aparte de las condiciones técnicas del pozo, de las propiedades del acuífero. En base a esta relación los parámetros del acuífero, así como algunas propiedades geométricas pueden ser estudiadas por los *ensayos de bombeo*, realizados en el pozo. Para estos estudios normalmente se necesitan pozos de observación.

El flujo hacia el pozo se presenta en forma radial (figura 67), con componentes verticales. La forma del cono de abatimiento depende de la transmisividad del acuífero: Según la ley de DARCY los conos de abatimiento son profundos, estrechos y muy inclinados en transmisividades bajas, mientras que en transmisividades altas los conos presentan formas someras y amplias.



**Figura 67:** El cono de abatimiento en un acuífero libre y sus parámetros:  
 $Q$ : caudal (gasto) del pozo [ $m^3/s$ ,  $l/s$ ]  
 $\Delta s$ : Abatimiento [m] = diferencia respectiva entre nivel estático y dinámico  
 $H$ : Espesor de agua subterránea (de acuífero) [m] — variable!  
 $R$ : Radio de influencia (del cono de abatimiento) [m]

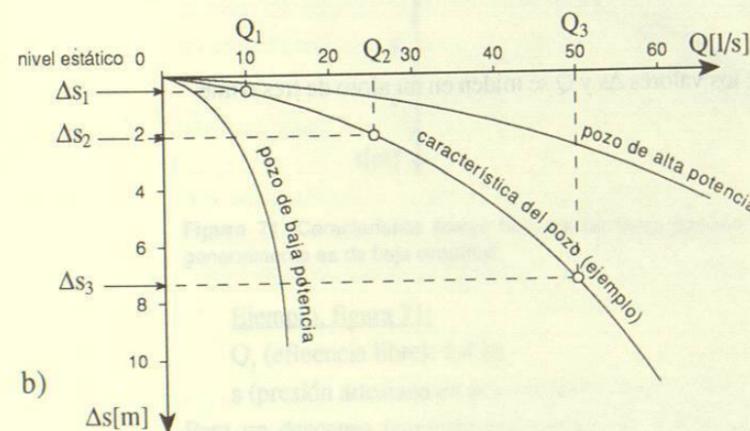
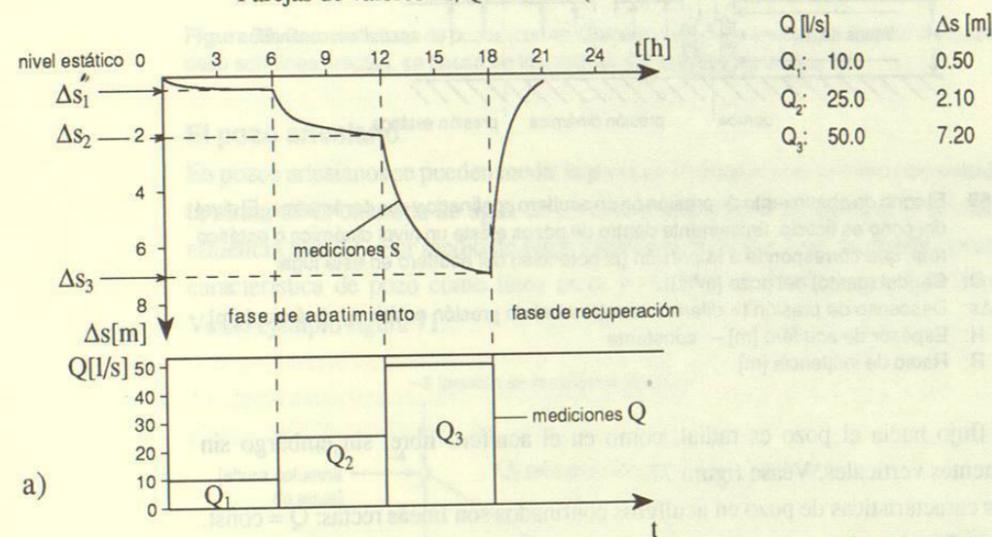
El *caudal* (gasto)  $Q$  de un pozo depende del *descenso* o *abatimiento*  $\Delta s$  (véase figura 67). Por eso la potencia de un pozo no se representa por "su gasto" en  $l/s$  o  $m^3/s$ , sino por su *rendimiento específico*  $Q/s$ , definido más exactamente por una curva en un diagrama de correlación  $Q/s$  que se llama *característica de pozo*.

La figura 67 presenta el caso raro de un cono de abatimiento en nivel estático horizontal. Para el caso normal de un cono de abatimiento en nivel estático inclinado véase figura 42.

Para obtener las características de pozo se realizan ensayos de bombeo sencillos (*aforos*) en escalones de caudal (en el ejemplo siguiente  $Q_1, Q_2, Q_3$ , cada uno de 6 horas).

**Ejemplo (figura 68a y b):**

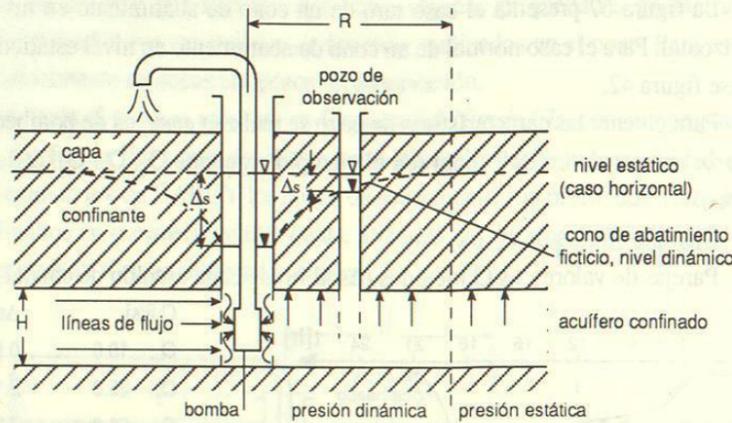
Parejas de valores  $\Delta s/Q$  medidos ( $\Delta s$  al fin de cada escalón de caudal):



**Figura 68:**  
 a) Curva de descenso de un ensayo de bombeo en tres escalones.  
 b) Características de pozos (curvas  $Q/s$ ). Los diagramas se basan en los valores del ejemplo.

**El pozo en el acuífero confinado**

En acuíferos confinados un pozo productivo causa un cono de abatimiento de presión (figura 69).



**Figura 69:** El cono de abatimiento de presión en un acuífero confinado y sus parámetros. El nivel del cono es ficticio; únicamente dentro de pozos existe un nivel dinámico o estático real, que corresponde a la presión (al potencial) del acuífero en este lugar  
 Q: Caudal (gasto) del pozo [m³/s]  
 Δs: Descenso de presión (= diferencia entre nivel de presión estático y dinámico) [m]  
 H: Espesor de acuífero [m] — constante  
 R: Radio de influencia [m]

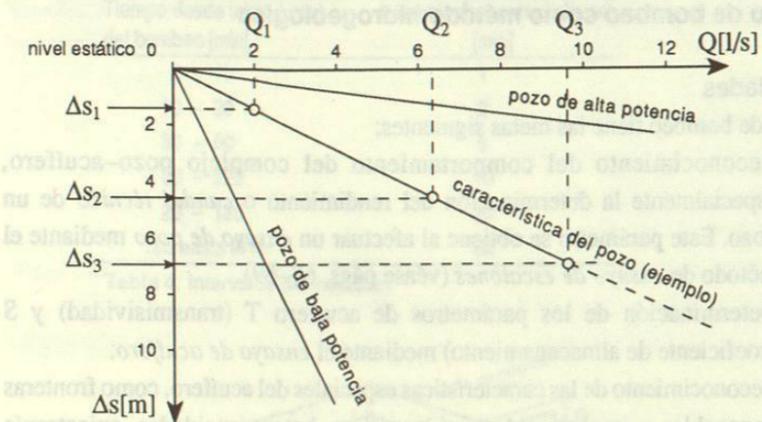
El flujo hacia el pozo es radial, como en el acuífero libre, sin embargo sin componentes verticales. Véase figura 77.

Las características de pozo en acuíferos confinados son líneas rectas:  $Q = \text{const.} \Delta s$  (figura 70, ejemplo).

Ejemplo (figura 70)

Como en el acuífero libre, los valores Δs y Q se miden en un aforo de tres o más escalones. Parejas de valores:

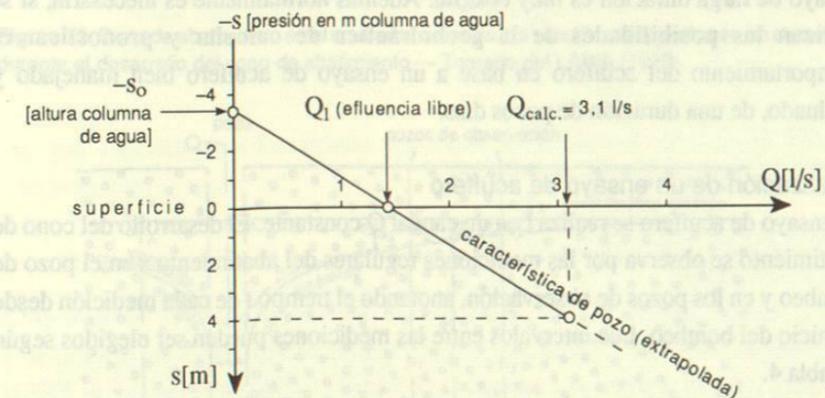
Q [l/s]	Δs [m]
Q <sub>1</sub> : 2.0	1.40
Q <sub>2</sub> : 6.5	4.60
Q <sub>3</sub> : 9.6	7.00



**Figura 70:** Características de pozos (curvas Q/s) en un acuífero confinado. Las curvas que en este caso son líneas rectas, se basan en los valores del ejemplo de la pág. 68.

**El pozo artesiano**

En pozos artesianos se pueden medir la presión artésiana (con manómetro o midiendo la altura de la columna de agua en un tubo puesto, pozo cerrado) y el caudal de la efluencia libre Q<sub>1</sub>. Por medio de estos valores medidos, s<sub>0</sub> y Q<sub>1</sub>, se puede construir la característica de pozo como línea recta y calcular el rendimiento específico Q/s. Véase ejemplo figura 71.



**Figura 71:** Característica (curva Q/s) de un pozo artesiano. La extrapolación hacia abajo generalmente es de baja exactitud.

Ejemplo, figura 71:

Q<sub>1</sub> (efluencia libre): 1.4 l/s

s (presión artésiana en pozo cerrado, Q = 0): 3.40 [m columna de agua]

Para un descenso (causado por bomba) de 4.0 m se pronostica gráficamente un caudal Q<sub>calc</sub> = 3.1 l/s. Rendimiento específico calculado: Q/s = 0.775 l/s.m.

### El ensayo de bombeo como método hidrogeológico

#### Generalidades

El ensayo de bombeo tiene las metas siguientes:

1. Reconocimiento del comportamiento del complejo pozo-acuífero, especialmente la determinación del rendimiento o *caudal técnico* de un pozo. Este parámetro se obtiene al afectar un *ensayo de pozo* mediante el método de *ensayo de escalones* (véase págs. 67-69).
2. Determinación de los parámetros de acuífero T (transmisividad) y S (coeficiente de almacenamiento) mediante el *ensayo de acuífero*.
3. Reconocimiento de las características especiales del acuífero, como fronteras permeables o impermeables, infiltraciones, heterogeneidades, anisotropía horizontal y vertical, mediante el *ensayo de acuífero*.
4. Observación directa del efecto de la explotación en un acuífero y la determinación del caudal explotable, mediante el *ensayo de larga duración*. (varias semanas, hasta meses).

Los puntos 1 y 4, así como el 2 y el 3, son de importancia para poder contestar preguntas prácticas en la Hidrogeología Aplicada, mientras que la Hidrogeología General se ocupa en primer lugar del *ensayo de acuífero* como método de investigación de acuíferos.

La observación directa del comportamiento del acuífero y del pozo bajo un ensayo de larga duración es muy costosa. Además normalmente es innecesaria, si se utilizan las posibilidades de la geohidráulica de calcular y pronosticar el comportamiento del acuífero en base a un ensayo de acuífero bien manejado y evaluado, de una duración de pocos días.

#### Realización de un ensayo de acuífero

El ensayo de acuífero se realiza con un caudal  $Q$  constante. El desarrollo del cono de abatimiento se observa por las mediciones regulares del abatimiento  $s$  en el pozo de bombeo y en los pozos de observación, anotando el tiempo  $t$  de cada medición desde el inicio del bombeo. Los intervalos entre las mediciones pueden ser elegidos según la tabla 4.

La fase de abatimiento (o descenso) se termina al apagar la bomba. Con este momento inicia la fase de *recuperación* como segunda parte del ensayo de acuífero, y normalmente de la misma duración. Se mide el descenso residual  $s'$  en el tiempo  $t'$  desde la que se detuvo la bomba. Véase figura 74.

Tiempo desde inicio (o fin) del bombeo [min]	Intervalo de las mediciones [min]
0 - 10	1
10 - 30	2
30 - 60	5
60 - 120	10
20 - 180	20
180 hasta el fin	60

Tabla 4: Intervalos de medición

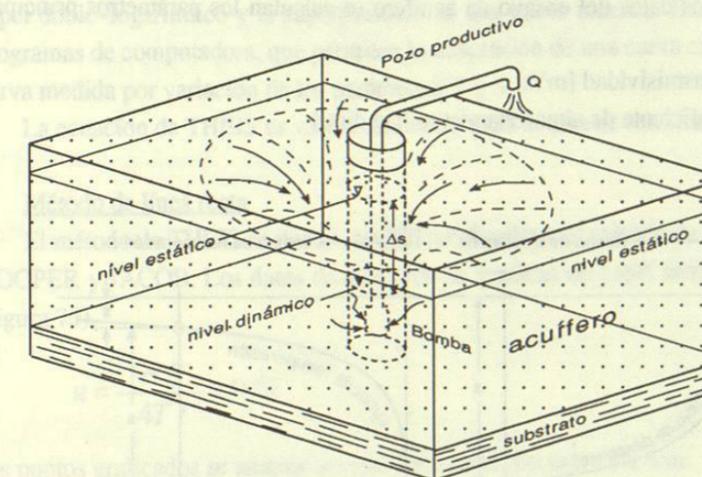


Figura 72: Cono de abatimiento en el acuífero confinado. La sección del flujo al pozo no se cambia durante el desarrollo del cono de abatimiento.— Tomado del LAWA (1979).

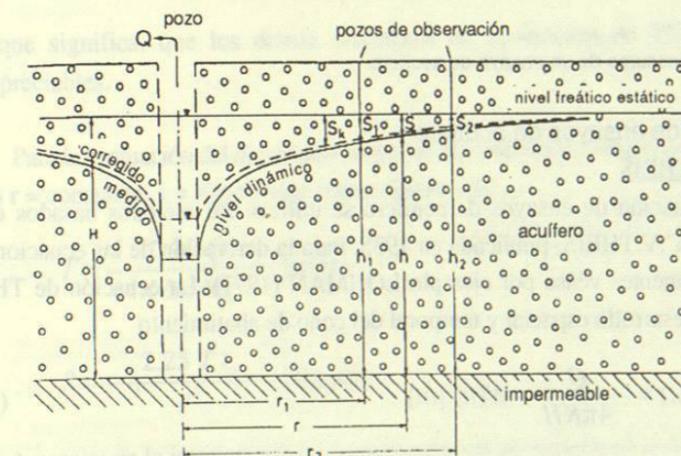


Figura 73: Cono de abatimiento en el acuífero libre. La sección de flujo al pozo se reduce durante el desarrollo del cono de abatimiento. Por eso se corrige el abatimiento medido en  $s_c$ .— Tomado de LAWA (1979).

Las figs.72 y 73 muestran los parámetros geométricos medidos, la figura 74 además los tiempos medidos. Los datos medidos durante el ensayo de acuífero son los siguientes:

- Q: caudal de bombeo [m<sup>3</sup>/s]
- s: abatimiento, descenso [m]
- s': descenso residual [m]
- t: tiempo de descenso [s]
- t': tiempo de recuperación [s]
- r: distancia del pozo de observación al pozo de bombeo [m], constante

En base a los datos del ensayo de acuífero se calculan los parámetros principales siguientes:

- T: transmisividad [m<sup>2</sup>/s]
- S: coeficiente de almacenamiento [sin dim.]

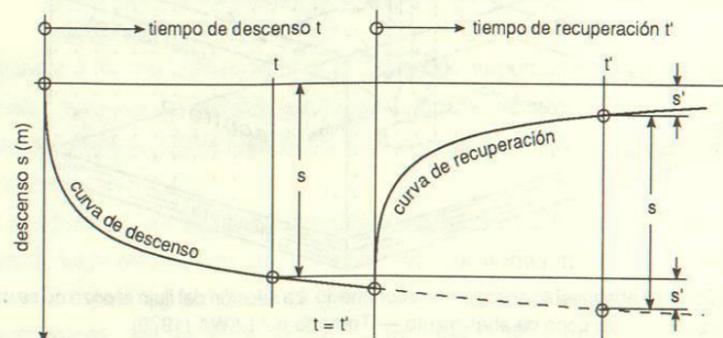


Figura 74: Transcurso de un ensayo de acuífero.

### Evaluación de ensayos de acuífero

#### Función de THEIS

Para la evaluación de ensayos de acuífero se utilizan los métodos basados en la ecuación de C.V.THEIS, publicada en 1935. Para la derivación de las ecuaciones y fórmulas siguientes véase por ejemplo LOHMAN (1977). La ecuación de THEIS describe el desarrollo espacial y temporal del cono de abatimiento

$$s(r,t) = \frac{Q}{4\pi KH} W(u) [m] \quad (24)$$

en donde W(u) es designado como la *función de pozo de THEIS*:

$$W(u) = -0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.21} + \frac{u^3}{3.31} - \frac{u^4}{4.41} + \dots \quad (25)$$

con

$$u = \frac{r^2 S}{4T t} [\text{sin dim.}] \quad (26)$$

Para los parámetros de estas ecuaciones remitirse a capítulos anteriores.

Para la solución de la ecuación se emplean tablas o un método gráfico, utilizando papel doble-logarítmico y la superposición en una curva maestra. Existen también programas de computadora, que permiten la adaptación de una curva calculada en la curva medida por variación de los parámetros T y S.

La ecuación de THEIS es válida solamente para acuíferos confinados.

#### Método de línea recta

El método de THEIS se puede simplificar al utilizar el método de línea recta de COOPER y JACOB. Los datos de medición se grafican en papel semi-logarítmico (figura 75).

Si

$$u = \frac{r^2 S}{4T t} \geq 0.02 \quad (27)$$

los puntos graficados se adaptan en una línea recta. En este caso vale

$$W(u) \approx -0.5772 - \ln u \quad (28)$$

lo que significa, que los demás miembros de la función de THEIS (25) son despreciables.

Para la evaluación del *desarrollo temporal* del descenso en un pozo de observación con r = constante, s = f(lg t), vale (véase figura 75):

$$T = \frac{2.30 Q}{4\pi \Delta s / \Delta \lg t} [m^2/s] \quad (29)$$

y

$$S = \frac{2.25 T t_0}{r^2} [\text{sin dim.}] \quad (30)$$

t<sub>0</sub> resulta de la intersección de la prolongación de la línea recta de descenso con la abscisa (figura 75).