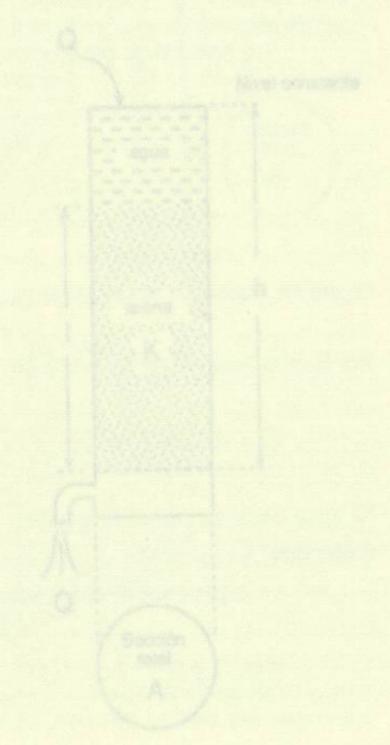


La Geohidráulica ( o la Hidráulica de los Acuíferos, la Hidráulica del Agua Subterránea) se ocupa de la cantidad y del flujo del agua subterránea. Estudia las leyes físicas del flujo del agua subterránea en los acuíferos y desarrolla métodos para la determinación de los parámetros físicos, con el fin de poder calcular el flujo del agua subterránea en sistemas hidrológicos, incluyendo el establecimiento de modelos matemáticos.

Figura 51. Dispositivo vertical de DARDY  
 —Según CASTANY (1982).  
 Parámetros del dispositivo:  
 A: área de sección (m<sup>2</sup>)  
 L: largo de la columna de arena (m)  
 h: largo de la columna de agua (potencial hidráulico) (m)  
 Parámetro medido:  
 Q: caudal del agua pasado por el dispositivo (m<sup>3</sup>/s)



## El flujo del agua en el acuífero

### La ley de DARCY

La ley de DARCY describe la relación entre la cantidad o la velocidad de flujo del agua, la permeabilidad del acuífero y el gradiente piezométrico (o gradiente hidráulico).

Para estudiar las leyes físicas del flujo del agua subterránea Henri DARCY (Dijon, Francia) realizó experimentos de laboratorio cuyos resultados publicó en 1856. Para esto utilizó el dispositivo vertical, que es presentado esquemáticamente en la figura 51.

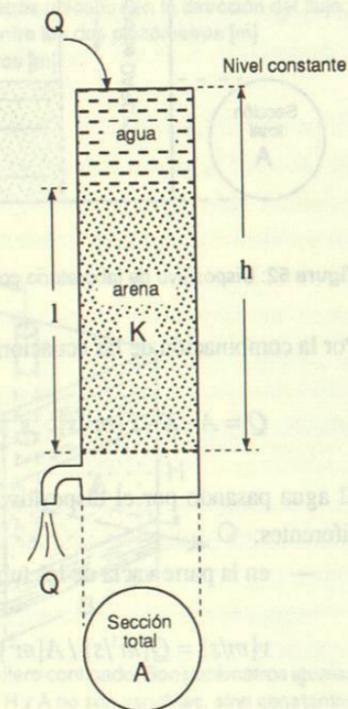


Figura 51: Dispositivo vertical de DARCY.  
— Según CASTANY (1982).  
Parámetros del dispositivo:  
A: área de sección [ $m^2$ ]  
l: largo de la columna de arena [m]  
h: largo de la columna de agua (potencial hidráulico) [m]  
Parámetro medido:  
Q: caudal del agua pasando por el dispositivo [ $m^3/s$ ]

DARCY mostró, que el caudal  $Q$  que se filtra por la columna de arena en el dispositivo dado, depende de un coeficiente de proporcionalidad  $K$  del material respectivo:

$$Q[m^3/s] = K[m/s] \cdot A[m^2] \cdot h/l \quad (1)$$

$K$  fue definido por DARCY como "el coeficiente, dependiente de la permeabilidad de la capa", se llama *coeficiente de permeabilidad o conductividad hidráulica*.

En un dispositivo de laboratorio de flujo lateral con área de sección  $A$  (figura 52), se puede mostrar que el caudal  $Q$  del agua filtrándose por la arena con coeficiente de permeabilidad  $K$ , corresponde a un *gradiente hidráulico*  $i$ :

$$i = \Delta h / \Delta l \text{ [sin dim.]} \quad (2)$$

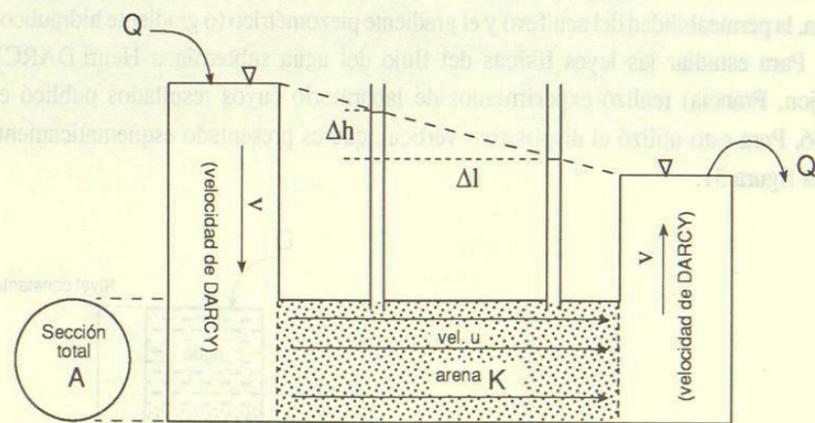


Figura 52: Dispositivo de laboratorio con flujo horizontal.— Según CASTANY (1982).

Por la combinación de las ecuaciones (1) y (2) vale

$$Q = A \cdot K \cdot i \text{ [m}^3\text{/s]} \quad (3)$$

El agua pasando por el dispositivo de la figura 52 tiene dos velocidades de flujo diferentes:

- en la parte vacía de los tubos el agua fluye con la *velocidad de DARCY*.

$$v[m/s] = Q[m^3/s] / A[m^2] \quad (4)$$

- en la sección del tubo rellena de arena, el agua fluye con la *velocidad de distancia*  $u$ , que es más grande que la velocidad de DARCY, ya que el área de sección libre está reducido a los poros de la arena (véase págs. 59 y 60).

### Aplicación de la ley de DARCY en el campo

La aplicación de la ley de DARCY en los acuíferos se ilustra mediante la figura 53 para acuíferos no confinados y en la figura 54 para acuíferos confinados.

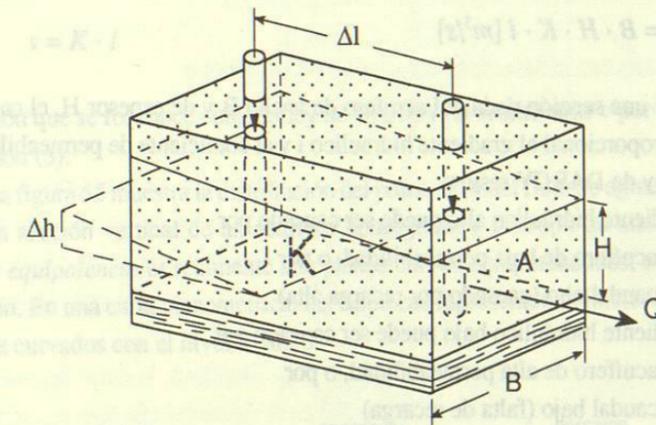


Figura 53: Los parámetros de la Ley de DARCY en un acuífero libre. El gradiente hidráulico  $i = \Delta h / \Delta l$  se mide por medio de dos piezómetros ubicados en la dirección del flujo.  
 $\Delta h$ : diferencia de altura del nivel piezométrico entre los dos piezómetros [m]  
 $\Delta l$ : distancia horizontal entre los dos piezómetros [m]  
 $B$ : ancho de la sección de flujo [m]  
 $H$ : altura del acuífero [m] (variable)  
 $A=B \cdot H$ : sección de flujo [m<sup>2</sup>] (variable)  
 $K$ : coeficiente de permeabilidad [m/s]  
 $Q$ : caudal de flujo [m<sup>3</sup>/s]

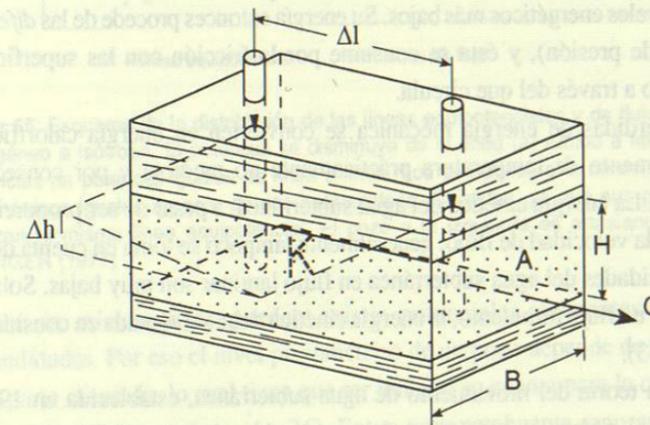


Figura 54: Los parámetros de la ley de DARCY en un acuífero confinado. Son parámetros iguales a los del acuífero no confinado (figura 53), sin embargo,  $H$  y  $A$  no son variables, sino constantes

En el acuífero libre el espesor del acuífero  $H$  (y con esto  $A$ ) es variable por las variaciones temporales del nivel freático libre, mientras que en el acuífero confinado  $H$  (y con esto  $A$ ) es constante ya que está fijado por la estructura geométrica del acuífero.

Así como en los dispositivos experimentales la ley de DARCY se aplica, así también ocurre en ambos tipos de acuífero. La ley de DARCY se presenta aquí en la forma siguiente:

$$Q = B \cdot H \cdot K \cdot i \quad [m^3/s] \quad (5)$$

Entonces en una sección dada del acuífero de ancho  $B$  y de espesor  $H$ , el caudal de flujo  $Q$  es proporcional al gradiente hidráulico  $i$  y al coeficiente de permeabilidad  $K$ .

De la ley de DARCY resulta:

Un gradiente hidráulico alto puede ser causado por

- un acuífero de baja permeabilidad, o por
- un caudal alto (causado por recarga alta)

Un gradiente hidráulico bajo puede ser causado por

- un acuífero de alta permeabilidad, o por
- un caudal bajo (falta de recarga)

(Véase figura 38).

El caudal de agua subterránea  $Q$  por unidad de ancho  $B$  (p.ej. 100 m) se puede calcular, si  $H$ ,  $K$  e  $i$  son conocidos.

### El potencial hidráulico. Flujo de agua subterránea en tres dimensiones

El flujo del agua subterránea por el medio poroso (el acuífero) es causado por el potencial hidráulico. El agua se mueve desde los niveles de energía potencial más altos a los niveles energéticos más bajos. Su energía entonces procede de las diferencias de nivel (o de presión), y ésta se consume por la fricción con las superficies del medio rocoso a través del que circula.

Estas pérdidas de energía mecánica se convierten en energía calorífica, que causa un aumento de temperatura prácticamente no medible y por consecuencia despreciable. La energía cinética del agua subterránea, a pesar de ser proporcional al cuadrado de la velocidad de flujo, generalmente tampoco se toma en cuenta debido a que las velocidades del agua subterránea en flujo laminar son muy bajas. Solamente donde ocurre un flujo turbulento, la energía cinética debe ser tomada en consideración (véase pág. 53).

Según la teoría del movimiento de agua subterránea, establecida en 1940 por HUBBERT, el potencial hidráulico del agua subterránea está definido como la

energía mecánica por la unidad de peso del fluido (agua). El potencial hidráulico en cualquier lugar del acuífero corresponde al nivel piezométrico o a la presión del agua subterránea en ese mismo lugar. La diferencia de potencial entre dos puntos en una línea de flujo de agua subterránea es la pérdida de energía por la distancia entre ellos, en otras palabras, el gradiente hidráulico (o piezométrico)  $i$  (pág. 31). Ya que la pérdida de energía es proporcional a la velocidad del agua, existe proporcionalidad directa entre la velocidad de flujo y el gradiente piezométrico:

$$v = K \cdot i \quad (6)$$

ecuación que se reconoce como la ley de DARCY, si sustituimos  $v$  por  $Q/A$  según la ecuación (3).

La figura 55 muestra la distribución del potencial y del flujo de aguas subterráneas en una sección vertical de un acuífero homogéneo e isótropo de alto espesor. Las líneas equipotenciales realmente son planos curvos equipotenciales, cortadas por la sección. En una carta piezométrica, las isopiezas representan la intersección de estos planos curvados con el nivel freático.

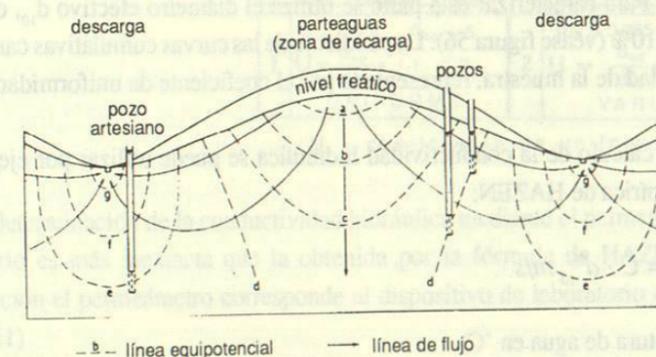


Figura 55: Esquema de la distribución de las líneas equipotenciales y de flujo en un acuífero homogéneo e isótropo. El potencial se disminuye de la línea (a) rumbo a las líneas (g), con diferencias de potencial iguales de línea a línea. Los dos pozos a la derecha tienen niveles piezométricos iguales a pesar de sus profundidades diferentes, ya que sus partes ranuradas alcanzan la misma línea equipotencial. El pozo a la izquierda es artesiano.— Tomado de VILLINGER (1977)

En un mismo lugar pueden existir potenciales diferentes en diferentes profundidades. Por eso el nivel piezométrico de un pozo depende de la profundidad de su parte ranurada, lo cual tiene que ser tomado en cuenta para la construcción de cartas piezométricas (véase pág. 36). En un pozo totalmente ranurado se observan flujos verticales según las diferencias de potencial.

En las zonas bajas del área de descarga los pozos profundos pueden ser artesianos, sólo por la situación topográfica y la distribución del potencial, sin que exista una capa confinante (figura 55, pozo izq.). Esta tendencia es reforzada si existe una anisotropía vertical del acuífero.

La teoría de potencial en forma de ecuaciones diferenciales tiene gran importancia en el estudio matemático del movimiento del agua subterránea, especialmente si se trata de movimientos en tres dimensiones, p.ej. en el establecimiento de modelos de flujo de agua subterránea FREEZE y CHERRY (1979).

**La conductividad hidráulica de acuíferos de poros**

La *conductividad hidráulica*, conocida también como el *coeficiente de permeabilidad* K depende de la composición granulométrica del acuífero de poros (gravas, arenas y mezclas de ambos, con adiciones de limo). La composición litológica de los acuíferos de poros se determina por *estudios granulométricos*. Para el cálculo de la conductividad hidráulica se desarrollaron métodos y fórmulas en base a curvas granulométricas cumulativas, obtenidas por análisis granulométricos de muestras de material tomadas del acuífero.

Para la conductividad hidráulica de una mezcla litológica, la parte de grano fino es decisiva. Para caracterizar esta parte se utiliza el diámetro efectivo  $d_{10}$ , obtenido por el valor 10% (véase figura 56). La pendiente de las curvas cumulativas caracteriza la uniformidad de la muestra, representada por el coeficiente de uniformidad  $U = d_{60}/d_{10}$ .

Para el cálculo de la conductividad hidráulica se puede utilizar por ejemplo la fórmula empírica de HAZEN:

$$K = C \cdot d_{10}^2 \text{ m/s}$$

(t = temperatura de agua en °C)

donde:

$$C = 0.7 + 0.03t / 86.4$$

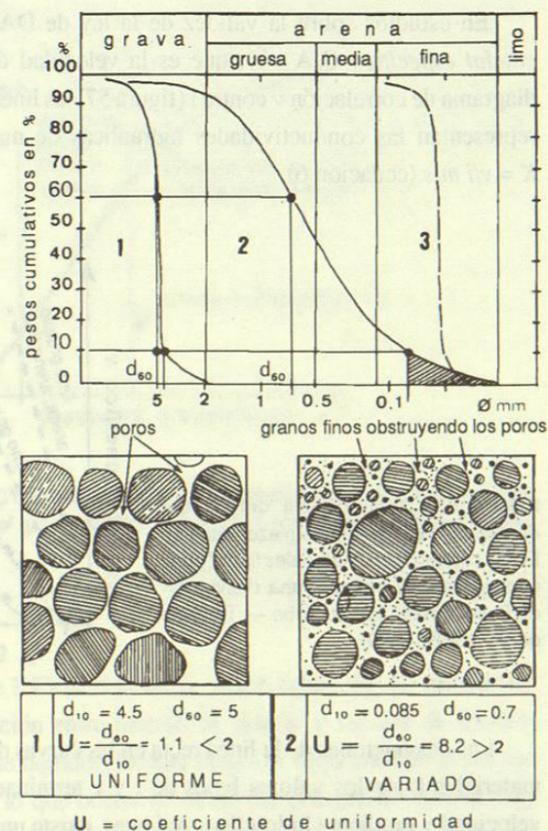
La fórmula se puede aplicar solamente, si  $U < 5$ .

Generalmente la determinación de la conductividad hidráulica por el método granulométrico es muy inexacto y poco confiable, ya que

- por la heterogeneidad de los acuíferos pocas muestras analizadas no representan el total del acuífero,
- por la mezcla de grano muy variado dentro de una muestra las fórmulas empíricas aplicadas tienen baja exactitud.

**Figura 56:** Valoración de un acuífero de poros por su granulometría. — Corregido de CASTANY (1982)

- 1 grava de granulometría uniforme
- 2 grava arenosa de granulometría variada
- 3 arena fina de granulometría uniforme



La determinación de la conductividad hidráulica mediante el permeámetro en el laboratorio es más inexacta que la obtenida por la fórmula de HAZEN. Por su construcción el permeámetro corresponde al dispositivo de laboratorio de DARCY (figura 51)

En la hidrogeología la determinación de la conductividad hidráulica mediante métodos de campo (ensayos de bombeo, véase págs. 70-79) generalmente tiene preferencia a los métodos arriba mencionados.

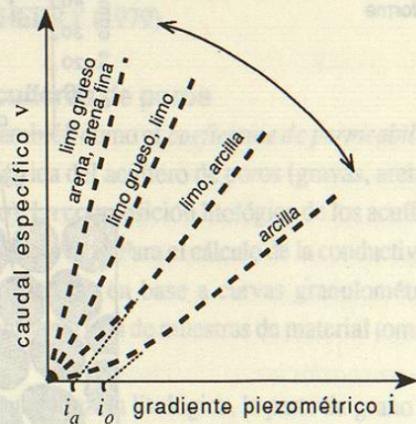
**Los límites de la ley de DARCY**

La ley de DARCY tiene límites en su aplicación en las rocas de permeabilidad muy baja y en los acuíferos de permeabilidad muy alta. Estos límites se conocen como límite inferior y superior de validez de la ley.

**El límite inferior de validez**

Tiene importancia para acuíferos de permeabilidad baja (arenas finas-limo-arcillas, véase figura 57).

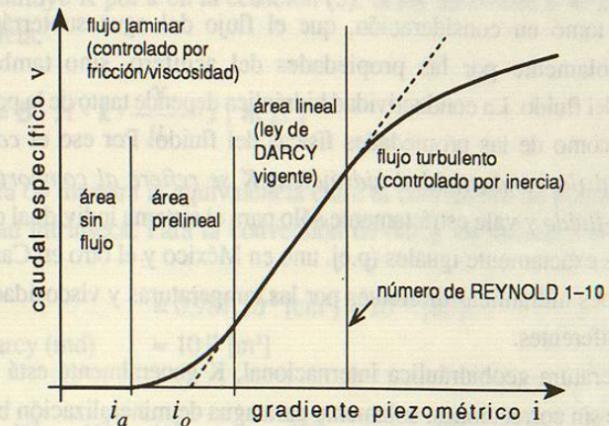
En estudios sobre la validez de la ley de DARCY se utiliza el concepto del caudal específico  $Q/A = v$ , que es la velocidad de DARCY (ecuación 4). En el diagrama de correlación  $v$  contra  $i$  (figura 57) las líneas rectas de pendientes diferentes representan las conductividades hidráulicas de materiales de acuífero diferentes:  $K = v/i$  m/s (ecuación 6).



**Figura 57:** Dependencia del caudal específico  $v$  del gradiente piezométrico  $i$ . En las curvas de los materiales finos (poco permeables) se observa una desviación de la línea recta hacia arriba.— Tomado de STOBER (1989)

Las desviaciones de la línea recta en las curvas de la figura 57 indican que en los materiales finos los valores bajos de  $i$  y  $v$  terminan con la proporcionalidad entre velocidad y gradiente hidráulico. Así pues, existe un límite de la validez de la ley de DARCY en acuíferos de permeabilidad baja. En los poros muy finos de estos materiales, las películas de agua adsorptiva en las superficies de los granos (véase figura 12a y b) no son despreciables para el movimiento del agua libre, como lo es en los acuíferos de permeabilidad alta. El agua adsorbida por fuerzas eléctricas tiene viscosidad muy alta, tapando así los poros parcialmente. Su grado de viscosidad depende entre otros de la presión, en el sentido de que la viscosidad aumenta con el descenso del gradiente hidráulico, lo que significa un descenso de la conductividad con gradiente descendiendo (*áreas prelineales* de las curvas figuras 57 y 58), mientras que dentro del *área lineal* de las curvas la conductividad hidráulica es independiente del gradiente  $i$ . Entonces en el *área prelineal* la ley de DARCY pierde su validez.

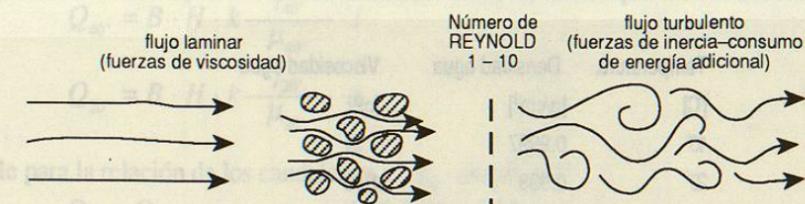
Por las grandes dificultades experimentales vinculadas con las rocas de permeabilidad baja, la existencia de un *área sin flujo* (figura 58) es un aspecto que actualmente se encuentra en discusión. Según SCHILDKNECHT y SCHNEIDER (1987) la existencia de un *área sin flujo* es improbable —resultado muy importante para preguntas de la deposición de desechos tóxicos y radioactivos



**Figura 58:** Validez de la ley de DARCY, presentada en un diagrama esquemático de la relación entre el caudal específico  $v = Q/A$  y el gradiente piezométrico  $i$ .— Tomado de STOBER (1989)  
 $i_o$ : gradiente de límite  
 $i_a$ : gradiente de inicio

**El límite superior de validez**

Está marcado por el número de REYNOLD 1-10, véase figura 58. El número de REYNOLD se refiere a la relación entre fuerzas de inercia y fuerzas de fricción interna (viscosidad) en el flujo de líquidos. En este rango, el flujo laminar se cambia en flujo turbulento (figura 59), lo que ocurre en acuíferos con permeabilidad muy alta (p.ej. canales cársticos). El flujo turbulento es dominado por fuerzas de inercia las cuales consumen energía adicional (energía cinética, véase pág. 48). Esto causa una desviación de la línea recta hacia abajo (figura 58), lo que significa un aumento reducido de la conductividad hidráulica, aumentando el gradiente piezométrico. En esta parte de la curva se consta entonces una dependencia de la conductividad hidráulica del gradiente piezométrico lo que ya no corresponde a la ley de DARCY.



**Figura 59:** Flujo laminar-flujo turbulento.— El flujo laminar está dominado por las fuerzas de viscosidad, el flujo turbulento por fuerzas de inercia.

**Conductividad hidráulica–permeabilidad intrínseca**

DARCY no tomó en consideración, que el flujo del agua subterránea no esté controlado solamente por las propiedades del acuífero, sino también por las propiedades del fluido. La conductividad hidráulica depende tanto de la permeabilidad del acuífero como de las propiedades físicas del fluido. Por eso el *coeficiente de permeabilidad (la conductividad hidráulica) K se refiere al comportamiento del sistema roca–fluido* y vale estrictamente sólo para el sistema individual considerado. Dos acuíferos exactamente iguales (p.ej. uno en México y el otro en Canadá) tienen conductividades hidráulicas diferentes por las temperaturas y viscosidades del agua subterránea diferentes.

En la literatura geohidráulica internacional, K generalmente está considerada como vigente sin correcciones, solamente para agua de mineralización baja y de una temperatura de 10–20°C. Según eso, todas las conductividades hidráulicas determinadas en los acuíferos de las latitudes bajas con temperaturas > 20°C, teóricamente deberían ser corregidas.

La constante específica de permeabilidad de la roca es la *permeabilidad intrínseca k*. Para la conversión de la conductividad hidráulica en la permeabilidad intrínseca vale:

$$k = \frac{K \cdot \mu}{\gamma} \text{ [ darcy ]} \quad (7)$$

La unidad *darcy* tiene dimensión de área y es utilizada en la ingeniería de hidrocarburos.— La fórmula contiene los parámetros siguientes:

$\mu$ : viscosidad (resistencia interna de un líquido a fluir) [cP] (= centipoise)

$\gamma = \rho \cdot g$ : peso específico [N/m<sup>3</sup>], en lo cual

$\rho$ : densidad [g/cm<sup>3</sup>]

$g$ : aceleración de la gravedad [m/s<sup>2</sup>].

La viscosidad  $\mu$  depende de la temperatura, la densidad  $\rho$  de la temperatura, de la presión y del contenido de sustancias disueltas. Como se ve en tabla 3, la viscosidad es más importante para la conductividad hidráulica que la densidad.

Temperatura [C]	Densidad agua [g/cm <sup>3</sup> ]	Viscosidad agua [cP]
10	0.9997	1.31
20	0.998	1.00
40	0.992	0.65

Tabla 3: Valores de densidad y de viscosidad de agua para 3 temperaturas seleccionadas.

Si se sustituye K por k en la ecuación (5), la ley de DARCY se presenta en su forma completa:

$$Q = B \cdot H \cdot k \cdot \frac{\gamma}{\mu} \cdot i \text{ [ m<sup>3</sup>/s ]} \quad (8)$$

La figura 60 muestra la equivalencia entre el coeficiente de permeabilidad y la permeabilidad intrínseca. Para la conversión de darcy en unidades de área vale lo siguiente:

1 darcy = 0.987 · 10<sup>-8</sup> [cm<sup>2</sup>] ≈ 10<sup>-12</sup> [m<sup>2</sup>]  
 1 milidarcy (md) ≈ 10<sup>-15</sup> [m<sup>2</sup>]

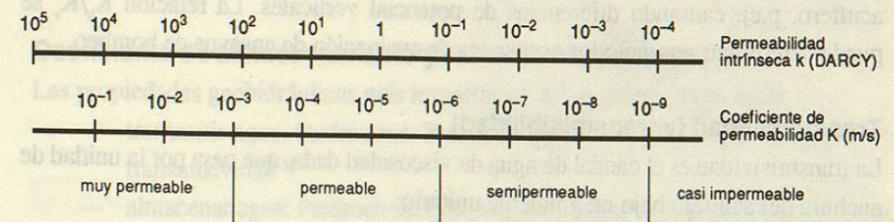


Figura 60: Equivalencia entre el coeficiente de permeabilidad K y la permeabilidad intrínseca k para agua dulce de 15°C.— Tomado de LANGGUTH & VOIGT (1980).

En la hidrogeología de aguas subterráneas frías se utiliza normalmente la conductividad hidráulica K. En la hidrogeología de aguas termales se utiliza normalmente la conductividad hidráulica K en forma corregida (p.ej. con referencia a agua dulce de 20°C), lo que por consiguiente corresponde a la permeabilidad intrínseca.

**Ejemplo:** Se compara el flujo de agua fría de 20°C con el flujo de agua termal de 40°C por el mismo acuífero de permeabilidad k bajo el mismo gradiente hidráulico i. (En este caso la diferencia de las densidades es despreciable.) Ya que

$$Q_{40^\circ} = B \cdot H \cdot k \cdot \frac{\gamma_{40^\circ}}{\mu_{40^\circ}} \cdot i \quad (9)$$

y

$$Q_{20^\circ} = B \cdot H \cdot k \cdot \frac{\gamma_{20^\circ}}{\mu_{20^\circ}} \cdot i \quad (10)$$

vale para la relación de los caudales,  $\gamma_{40^\circ} : \gamma_{20^\circ}$  siendo ≈ 1:

$$Q_{40^\circ} : Q_{20^\circ} = \mu_{20^\circ} : \mu_{40^\circ} = 1.00 : 0.65 = 1.54,$$

(valores  $\mu$  tomados de la tabla 3).

Según eso por el mismo acuífero pasan 1.54 veces más agua termal que agua fría.

**La anisotropía de permeabilidad**

No solamente los acuíferos de grietas y cársticos (véase págs. 84-90) sino también los acuíferos de poros muestran el fenómeno de la anisotropía de permeabilidad horizontal y vertical. Lo más importante es la anisotropía vertical, causada por la estratificación horizontal de los paquetes de sedimentos sueltos. Para poder cuantificarla, se diferencia en un *coeficiente de permeabilidad horizontal*  $K_h$  y un *coeficiente de permeabilidad vertical*  $K_v$ . Normalmente vale

$$K_h > K_v,$$

La anisotropía vertical tiene efecto en la repartición del potencial dentro de un acuífero, p.ej. causando diferencias de potencial verticales. La relación  $K_h/K_v$  se puede determinar por métodos especiales de evaluación de ensayos de bombeo.

**Transmisividad (y transmisibilidad)**

La transmisividad es el caudal de agua de viscosidad dada, que pasa por la unidad de anchura del acuífero bajo un gradiente unitario:

$$T [m^2/s] = \frac{Q [m^3/s]}{B [m] \cdot i [sin dim.]} \quad (11)$$

Véase figs.53 y 54. Los parámetros son definidos en figura 53.

Si  $B = 1$  y  $\Delta h / \Delta l = 1$ , la transmisividad T corresponde al caudal Q.

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

y  $A = B \cdot H$ ,

$$vale: T = K \cdot H [m^2/s], \quad (12)$$

lo que significa, que *la transmisividad es el producto de la conductividad hidráulica por el espesor del acuífero.*

Ya que K normalmente varía dentro del perfil del acuífero, la transmisividad se describe también por la fórmula más general:

$$T = \int_0^H K \cdot dH \quad (13)$$

Ya que en los acuíferos no confinados H es variable (pág. 47), T también es variable, mientras que en los acuíferos confinados es constante.

La transmisividad T se determina directamente por ensayos de bombeo (véase págs. 70-79). Si se conoce la transmisividad T, el gradiente piezométrico i y la

anchura del flujo de agua subterránea B, se puede calcular el caudal Q del flujo sin conocimiento de la conductividad hidráulica K y del espesor de acuífero H según (13):

$$Q = B \cdot T \cdot i [m^3/s], \quad (14)$$

Así como la conductividad hidráulica K, la transmisividad T describe propiedades tanto de la fase sólida como de la fase líquida del acuífero. Análogo a la permeabilidad intrínseca se puede introducir una *transmisividad intrínseca* o *transmisibilidad*  $T^*$  como parámetro independiente de las propiedades del fluido. Para la transmisibilidad vale:

$$T^* = k \cdot H [darcy \cdot m] \quad (15)$$

**Coefficiente de almacenamiento y rendimiento específico**

Las propiedades geohidráulicas más importantes de un acuífero son la de

- transmitir agua. Parámetros: Permeabilidad k, conductividad hidráulica K, transmisividad T
- almacenar agua: Parámetros: *Capacidad de almacenamiento (coeficiente de almacenamiento) S*, porosidad p,  $p_c$ ,  $\omega$ , *rendimiento específico*  $S_y$ .

A diferencia de la porosidad (véase pág. 19), el coeficiente de almacenamiento tiene una definición dinámica (figura 61): El coeficiente de almacenamiento S es el volumen de agua por unidad de superficie del acuífero, que se extrae o almacena en éste, bajo un cambio unitario de potencial (p.ej. por un descenso del nivel piezométrico):

$$S = \frac{\text{volumen de agua [m}^3\text{]}}{\text{unidad de superficie [m}^2\text{]} \cdot \text{unidad de cambio de potencial [m]}}$$

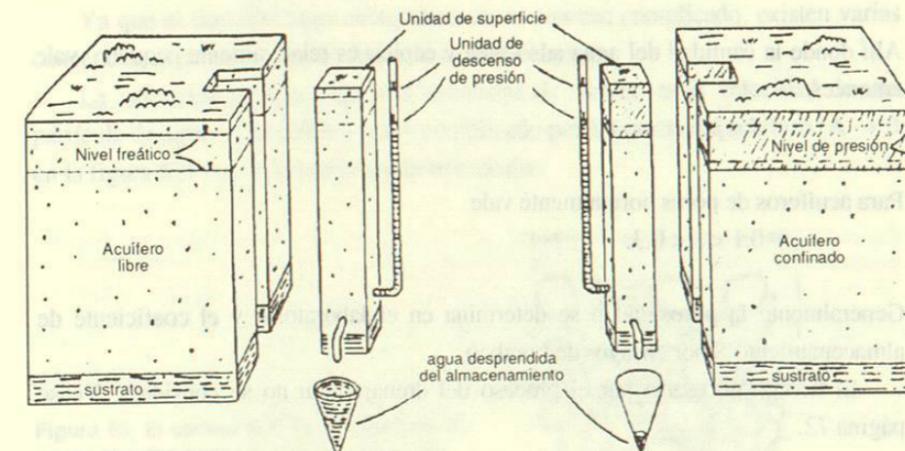


Figura 61: La capacidad de almacenamiento de acuíferos no confinados (izq.) y confinados (der.).— Tomado de HEATH 1983).