

vale: $k_{\text{total de roca}} \approx k_{\text{grietas}}$

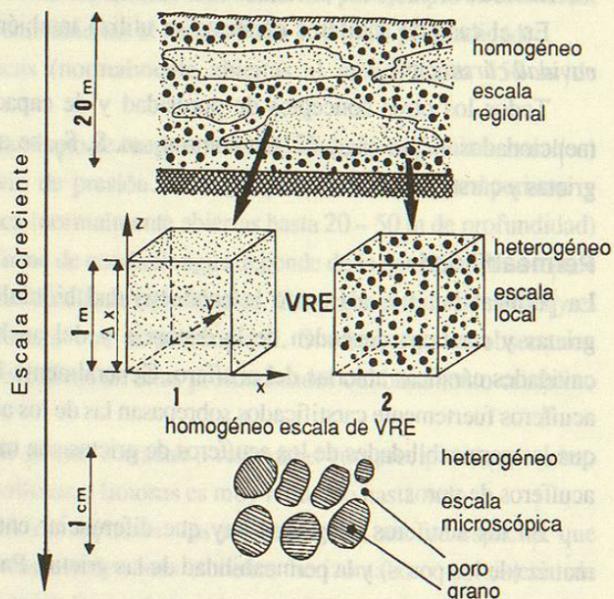
Por la anisotropía de los acuíferos de grietas, k y K se convierten en cantidades vectoriales.

Heterogeneidad, anisotropía y el volumen representativo elemental

Los acuíferos de grietas y, aún más, los acuíferos cársticos son caracterizados por su heterogeneidad y anisotropía, mientras que los acuíferos de poros generalmente logran un grado de homogeneidad e isotropía más alto.

Un concepto útil para el estudio geohidráulico de acuíferos inhomogéneos y anisótropos es el *volumen representativo elemental* (VRE). Se puede aplicar también en acuíferos de poros. Se debe imaginar a un acuífero consistente de volúmenes elementales en forma de cubo, en donde las propiedades de los cuales son representativas para el total del acuífero. El tamaño de los VRE es muy diferente y depende de la isotropía y de la homogeneidad del acuífero (figuras 86 y 87). Por la aplicación de los VRE la heterogeneidad y la anisotropía se reducen a un problema de escala.

Figura 86: Escalas de tamaño del ambiente poroso y la homogeneidad, así como el volumen representativo elemental VRE, mostrado en un acuífero de sedimentos fluviales. El acuífero es homogéneo en escala regional (arriba), pero heterogéneo en escala local (centro), en donde obtenemos dos VRE de granulometría diferente (1 y 2). Ambos son homogéneos en la escala de VRE, pero heterogéneos en escala microscópica de poros y granos (abajo). —Tomado de CASTANY (1982).



Los tamaños de los VRE de acuíferos de grietas (y cársticos) dependen de las distancias entre las grietas (y cavidades cársticas) abiertas (véase figura 87). El orden de magnitud de los VRE es generalmente de:

10 – 100 m en acuíferos de grietas

100 – 1000 m en acuíferos cársticos.

Los tamaños de los VRE de acuíferos de poros generalmente son de pocos m – 10 m.

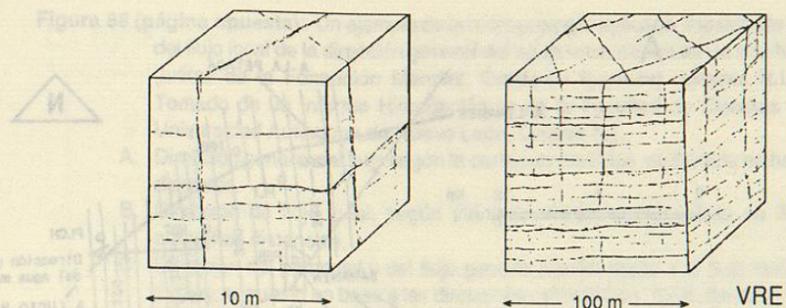


Figura 87: El Volumen Representativo Elemental (VRE) en un acuífero de grietas. Izq.: Cubo no representativo; der.: VRE (representativo).

En acuíferos muy inhomogéneos y de relativamente poca extensión el establecimiento de un VRE no es posible.

Anisotropía horizontal y vertical

La *anisotropía horizontal* es muy común en acuíferos de grietas, constituidos por rocas con fracturamiento tectónico. Ya que las diaclasas corresponden a la estructura tectónica general de la roca, estas muestran normalmente sólo una o dos direcciones horizontales preferenciales. Por eso las permeabilidades horizontales de los acuíferos de grietas son fácilmente calculables.

La *anisotropía vertical* es un caso normal incluso en los acuíferos de poros que consisten de sedimentos estratificados. En acuíferos de grietas la anisotropía vertical puede ser causada por estratificación, así como por diaclasas de separación magmática o de descarga (distensión). Un caso extremo, sin embargo bastante frecuente, es el acuífero de estratos múltiples (véase figura 25).

Dirección de potencial — Dirección de flujo

Por la anisotropía horizontal de la permeabilidad, en los acuíferos de rocas consolidadas la dirección de flujo local del agua subterránea puede mostrar bastantes desviaciones de la dirección del potencial piezométrico (= dirección de flujo general), si las direcciones de las diaclasas difieren de la dirección del potencial (véase figura 88).

Velocidades de flujo

Las velocidades de flujo en los acuíferos de rocas consolidadas generalmente son mucho más grandes que en los acuíferos de poros y están relacionadas con las porosidades pequeñas de los acuíferos consolidados. Para un listado al respecto véase pág. 60.

En los acuíferos de carst las velocidades de flujo pueden variar dentro de un espacio estrecho y dentro de un mismo piso.

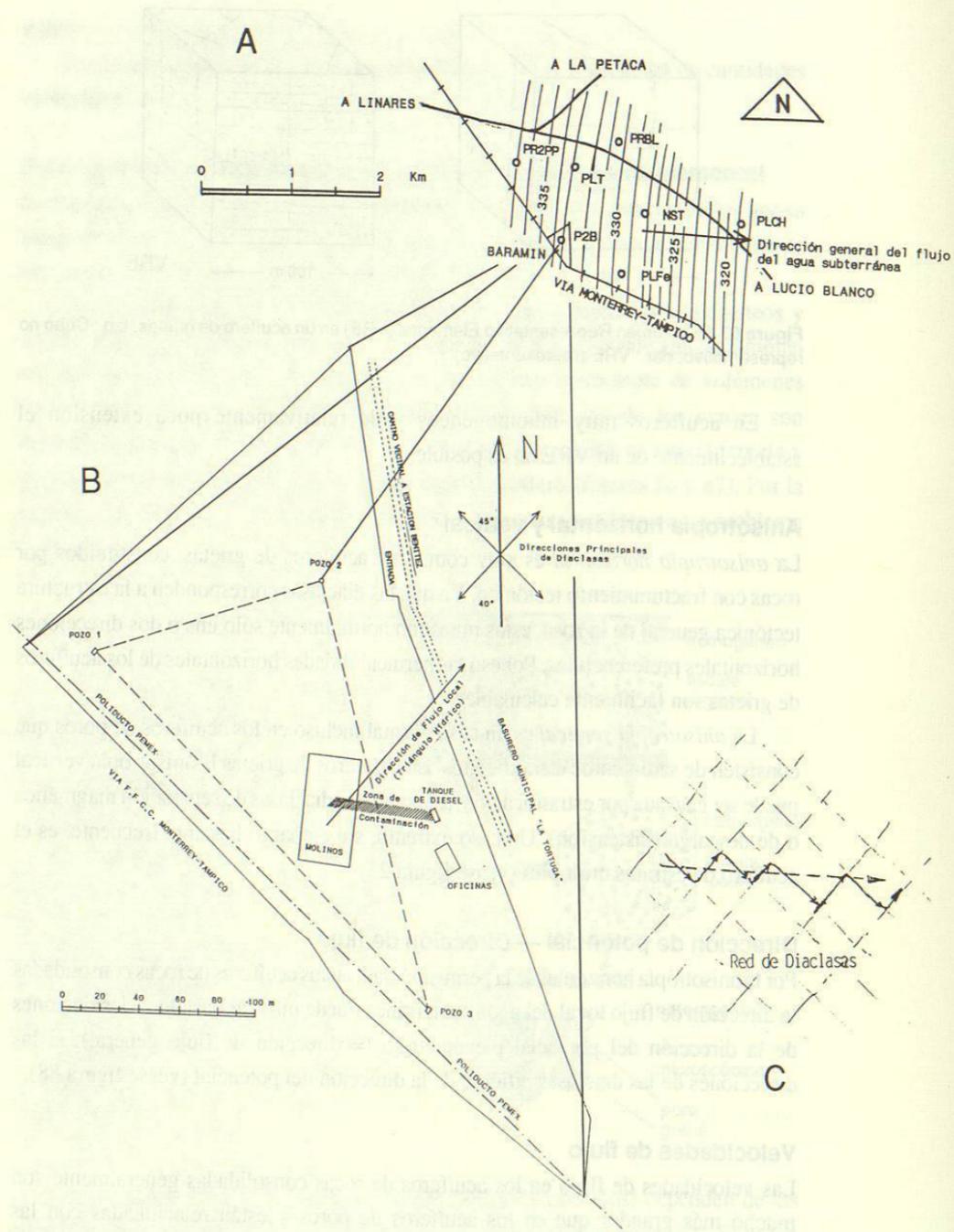


Figura 88 (página opuesta): Un ejemplo de la hidrogeología aplicada, mostrando la desviación del flujo local de la dirección general del agua subterránea en un acuífero de grietas (lutitas de la Formación Méndez, Cretácico Superior). Linares N.L., México.— Tomado de un Informe Hidrogeológico de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares N.L.

- A: Dirección general del flujo según la carta piezométrica, elaborada en base a 8 pozos distantes.
- B: Dirección de flujo local, según triángulo hídrico que consiste en 3 pozos de a pequeñas distancias.
- C: Dirección del potencial y del flujo general (flecha recta) y el flujo real en forma de zigzag, supuesto en base a las direcciones principales de las diaclasas, medidas en un afloramiento de la roca que forma el acuífero.

Validez de la ley de DARCY. Determinación de parámetros de acuífero

Generalmente para volúmenes mayores de los VRE, la ley de DARCY es válida también para los acuíferos de rocas consolidadas, pero pierde su validez, si el flujo laminar pasa a flujo turbulento (véase pág. 53), lo que localmente es el caso en las cavidades cársticas.

Generalmente los parámetros de los acuíferos de rocas consolidadas pueden ser determinados de la misma manera como los de los acuíferos de poros, por ejemplo, mediante ensayos de bombeo. Sin embargo en el cálculo de K según $K = T/H$ (página 56, ecuación 12) se presentan dificultades, ya que H (espesor del acuífero) en los acuíferos de rocas consolidadas a menudo no es posible definirlo con exactitud.

Modelo de dos porosidades. Modelo de capa conductora y almacenadora

En un acuífero de grietas existen dos sistemas de porosidades, estadísticamente distribuidos (véase figura 89):

- la de las juntas de roca, la cual es pequeña, sin embargo tiene permeabilidad alta
- la de la matriz de roca, la cual es alta, sin embargo tiene permeabilidad baja.

Este modelo se puede aplicar en muchos casos, por ejemplo en

- areniscas fracturadas con porosidad de matriz,
 - roca carstificada que contiene cavidades cársticas, pero también grietas finas en sus partes no carstificadas.
- El modelo se puede emplear también
- en acuíferos de poros con capas y lentes de gravas sin material fino, de alta permeabilidad, intercaladas en secuencias de gran espesor de gravas limosas o de limo.

En todos estos casos la porosidad primaria y con volumen reducido funciona como sistema de drenaje para el volumen grande de roca que representa la porosidad

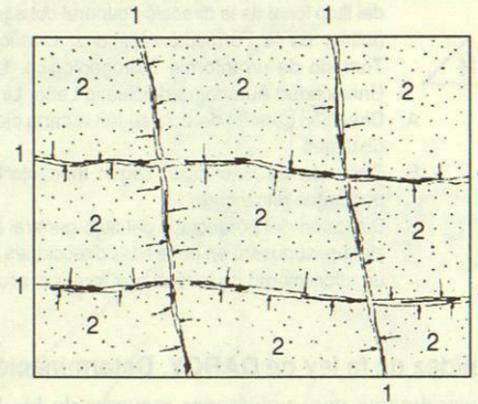


Figura 89: Acuífero con dos porosidades. 1: Sistema de grietas como porosidad primaria (porosidad pequeña, permeabilidad alta). 2: Matriz porosa como porosidad secundaria (porosidad alta, permeabilidad pequeña). Las flechas grandes indican el flujo del agua subterránea por el acuífero, las flechas pequeñas el rezume (leakance).

secundaria (figura 89), debido al potencial descendido en los conductos de alta permeabilidad por un pozo. El movimiento del agua de la matriz a los conductos de la porosidad primaria se llama *leakance* (rezume).

Un modelo parecido es el de capa conductora/capa almacenadora.

Los procesos de drenaje en estos modelos se muestran en las curvas de evaluación de ensayos de acuíferos y pueden ser cuantificados por métodos especiales de evaluación.

El problema de la conexión al acuífero

Es preciso señalar que al perforar un pozo, en un acuífero de grietas o de carst, éste no necesariamente alcanzará la red de cavidades del sistema. Por lo que la probabilidad de alcanzar mediante la perforación una grieta abierta o una cavidad cárstica suficientemente permeable, depende de la densidad de la red de cavidades (del tamaño del VRE o del grado de homogeneidad del acuífero). En acuíferos de poros el problema de la *conexión al acuífero* casi no existe, debido a la homogeneidad mucho más alta de este tipo de acuíferos.

En la lengua trivial, el problema de la conexión al acuífero es el problema de la "búsqueda de agua" dentro de un acuífero dado. Si un pozo alcanza solamente la porosidad secundaria de un acuífero de grietas o cárstico con permeabilidad muy reducida, este pozo queda "seco", lo que es un concepto incorrecto, ya que todos los pozos que alcanzan la zona saturada, se rellenan de agua dentro de un transcurso de tiempo más o menos grande hasta que alcance el nivel piezométrico.

La Hidrogeología Aplicada dispone de una metodología bastante desarrollada para poder hacer frente al problema de la conexión al acuífero.

El agua subterránea y el transporte de sustancias

La dispersión

Si se inyecta una sustancia disuelta (un trazador) en el agua subterránea fluyendo, se observa que este trazador se expande en el agua en forma de un cono. La concentración C [mg/l] del trazador se disminuye durante del transporte. Este efecto es causado por la *dispersión* (véase figura 90).

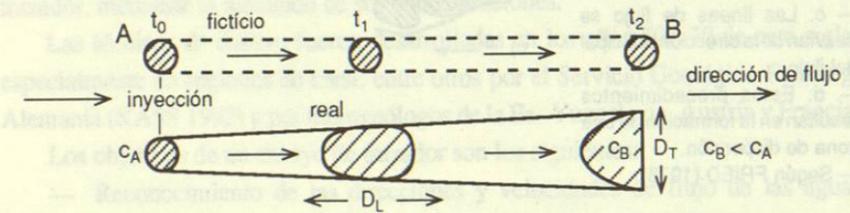


Figura 90: El cono de dispersión.— Arriba: Transporte ficticio de la nube de inyección de A a B solamente por convección, si no existiera la dispersión (flujo cilíndrico), después de los tiempos t_1 y t_2 .— Abajo: Causado por la dispersión, realmente el transporte de A a B se efectúa en forma de cono. La concentración C_B en el punto B es más pequeña que la concentración inicial C_A .

El transporte de un trazador o de una sustancia contaminante en el acuífero es influido por

- la dispersión mecánica
 - la difusión molecular
 - turbulencias
 - fenómenos de absorción, desorción, reacción química (intercambios con el acuífero), destrucción
- } dispersión hidrodinámica

La dispersión hidrodinámica entonces consiste en la dispersión mecánica y la difusión molecular. *Esta última* es causada por los movimientos térmicos de las moléculas del agua y es solamente de importancia, si la velocidad efectiva u cumple la condición siguiente:

$$u < 5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s } (= 0.4 \text{ m/d})$$

Si u se acerca a 0, la dispersión mecánica se vuelve despreciable.

La *dispersión mecánica* es causada por las velocidades y los caminos diferentes de las partículas del agua (véase figura 91).

Figura 91: Dispersión mecánica, causada por velocidades y caminos diferentes de los partículas de agua en el acuífero.

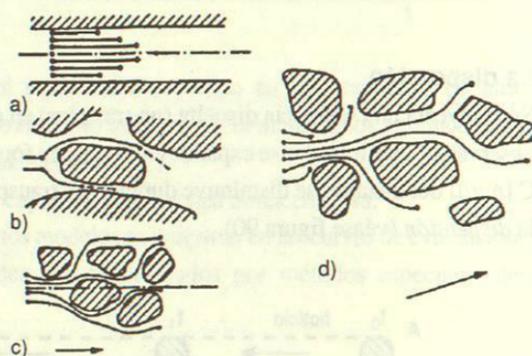
— a: La velocidad depende de la distancia de la superficie de la matriz sólida.

— b: La velocidad depende de los diámetros varios de los poros.

— c: Las líneas de flujo se desvían de la dirección principal del flujo.

— d: Estos procedimientos resultan en la formación de una zona de dispersión.

— Según FRIED (1976).



La *dispersión hidrodinámica* determina la distribución espacial y temporal de un trazador o de un contaminante en el flujo del agua subterránea. Según las 3 dimensiones se diferencian:

- Dispersión longitudinal (Coeficiente de dispersión D_L [m^2/s])
- Dispersión transversal (Coeficiente de dispersión D_T [m^2/s])
- Dispersión vertical (Coeficiente de dispersión D_V [m^2/s])

Para un acuífero, que consiste en una capa, vale: $D_T \approx D_V$.

Generalmente D_L es aproximadamente 6 – 20 veces más grande que D_T .

Por eso en los ensayos de trazador y en el cálculo de la propagación de contaminaciones se toma en consideración normalmente sólo la dispersión longitudinal.

La dispersión hidrodinámica es proporcional a la velocidad de flujo efectiva u :

$$D_L = \alpha_L \cdot u \text{ [m}^2/\text{s]},$$

en lo cual α_L ; *Dispersividad o Longitud de Dispersión* [m].

La dispersividad se considera como parámetro específico de acuífero. Sin embargo, en ensayos de trazadores de campo se observó, que al contrario a los ensayos de laboratorio, la dispersividad α depende de la distancia de flujo, por lo que resulta que α aparentemente no es constante.

La dispersividad α depende además de las propiedades del fluido.

El ensayo de trazador como método hidrogeológico

Generalidades

Un ensayo de trazador consiste en la inyección de una sustancia apta para marcar el agua subterránea fluyendo y en la observación de todas las salidas posibles del trazador, mediante la medición de sus concentraciones.

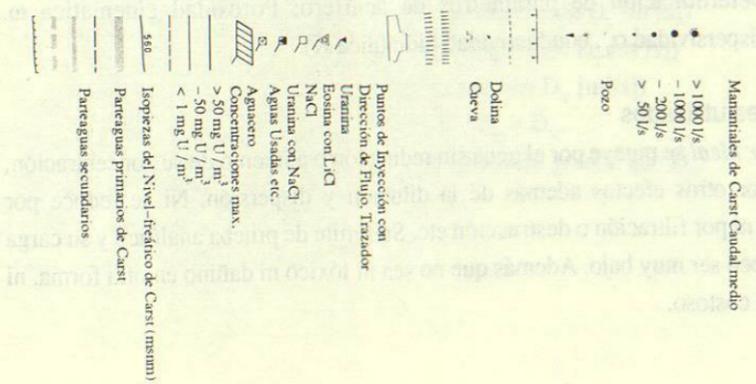
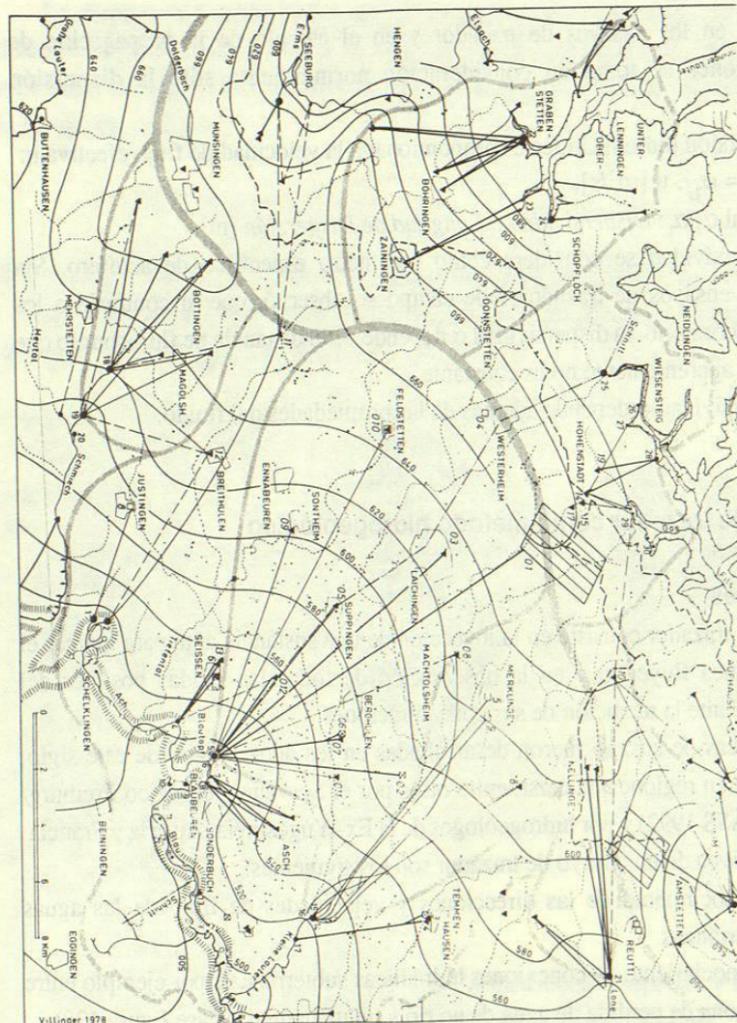
Las técnicas de ensayo fueron desarrolladas en los años 50 –70 de este siglo, especialmente en regiones de carst, entre otros por el Servicio Geológico Freiburg/Alemania (KÄSS 1992) y por hidrogeólogos de la Ex-Yugoslavia, Austria y Francia.

Los objetivos de un ensayo de trazador son los siguientes:

- Reconocimiento de las direcciones y velocidades de flujo de las aguas subterráneas
- Reconocimiento de conexiones hidráulicas subterráneas, por ejemplo entre una zona de pérdida de agua de un río y un manantial (véase figura 128)
- Delimitación de cuencas hidráulicas subterráneas (figura 29)
- Determinación de parámetros de acuífero: Porosidad cinemática ω , dispersividad α_L , conductividad hidráulica K).

Trazadores utilizados

El *trazador ideal* se mueve por el agua sin reducción o aumento de su concentración, causada por otros efectos además de la dilución y dispersión. Ni se reduce por absorción, ni por filtración o destrucción etc. Su límite de prueba analítico y su carga natural deben ser muy bajo. Además que no sea ni tóxico ni dañino en otra forma, ni demasiado costoso.



Ninguna sustancia posee todas las propiedades de un trazador ideal, sin embargo, existen ciertos compuestos que cumplen algunas de estas condiciones:

- Colorantes: Uranina, Eosina
- Trazadores químicos: LiCl, NaCl
- Trazadores radioactivos: ⁸²Br, ¹³¹I Na, ³H (tritio)
- Isótopos estables: ²H, ¹⁸O.

Los trazadores más usados en la Hidrogeología Aplicada son los colorantes fluorescentes Uranina y Eosina.

Ejecución y manejo de un ensayo de trazador (véase ejemplo figura 92)

- Se elige un punto de inyección (o varios si se utilizan varios trazadores). La inyección es normalmente del tipo de punto espacial y temporal
- Se eligen los puntos de observación que son todos los puntos en los cuales el trazador podrá salir (manantiales, pozos, ríos)
- Se establece un programa detallado de ensayo que contiene los detalles de la inyección, los puntos de observación y el ritmo del muestreo en estos últimos. Las distancias temporales entre los muestreos individuales se aumentan en el transcurso del ensayo desde pocas horas hasta semanas
- Se inyecta el trazador junto con unos metros cúbicos de agua y se toman las muestras de agua en los puntos de observación según el ritmo temporal previsto en el programa
- Se miden las concentraciones del trazador en el laboratorio (las concentraciones de los colorantes se miden por la espectro-fotometría)
- Se evalúan los datos.

El tiempo de duración de un ensayo de trazador depende de las velocidades de flujo del agua subterránea y de las distancias entre el punto de inyección y los puntos de observación. Normalmente se necesita desde un mes hasta un año.

Evaluación

Con base en las concentraciones medidas C y al tiempo t desde el tiempo de inyección t₀, se construye una curva de paso de trazador para cada punto de observación (véase figuras 93 y 94). Esta tiene forma de una curva de repartición GAUSS deformada. Su forma (ancha o delgada) depende del coeficiente de dispersión (alto o bajo). Además se construye una curva acumulativa.

Figura 92 (página opuesta): Carta hidrológica de carst de la cuenca del Manantial Blau (Jurásico Superior, Alemania del Sur), con los ensayos de trazador marcados. Los parteaguas de carst primarios y secundarios se basan en los resultados de los numerosos ensayos de trazador realizados en esta región. Se observan las discrepancias entre los parteaguas subterráneos y superficiales.— Tomado de VILLINGER (1978).

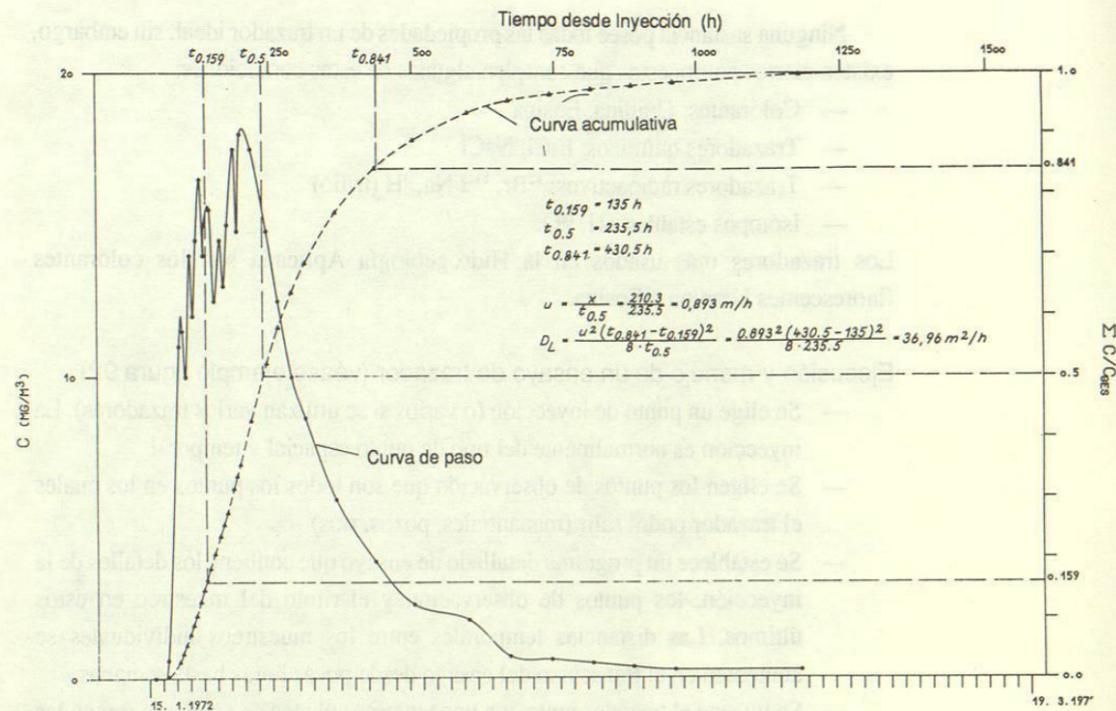


Figura 93: Ejemplo para la evaluación de un ensayo de trazador, realizado con uranina en un acuífero de gravas. La evaluación se basa en la curva de paso y en la curva acumulativa. La distancia x (normalmente anotado como l) entre el punto de inyección y el punto de observación es de 210.3 m. Tannheim/Iller (Alemania del Sur).— Según SCHWEIZER et al. (1986).

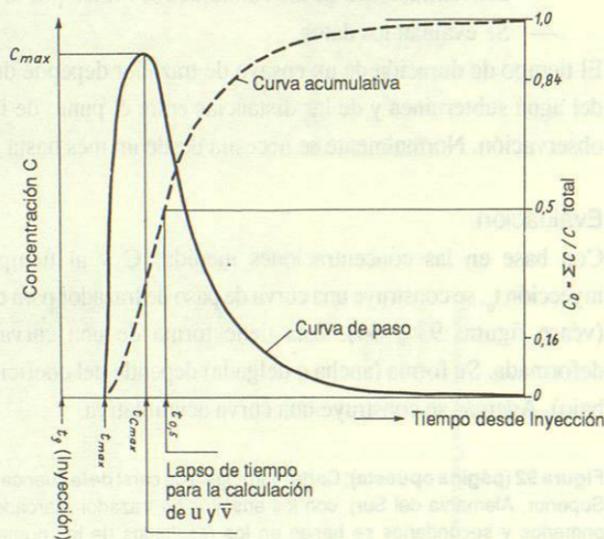


Figura 94: Definición de tiempos de flujo en base a curvas esquemáticas de trazador. — Según SCHWEIZER et al. (1986).

De la curva de paso y de la curva acumulativa se toman los tiempos t_{max} , t_{Cmax} y $t_{0,5}$. En base a estos tiempos y a la distancia l entre el punto de inyección y el punto de salida se calculan las velocidades de flujo v_{max} , v_{Cmax} , $v_{0,5}$ (véase figura 94). La tabla 5 muestra las concepciones de los tiempos y velocidades diferentes.

Tiempo [s]	Velocidad [m/s, m/h, m/d]
t_0	tiempo de inyección — —
t_{max}	tiempo de la primera aparición del trazador v_{max} velocidad máxima
t_{Cmax}	tiempo del paso de C_{max} v_{Cmax} velocidad dominante
$t_{0,5}$	tiempo del paso de 50% del trazador ($\sum C/C_{total} = 0.5$) $v_{0,5}$ velocidad mediana
Entre t_{Cmax} y $t_{0,5}$	\bar{v} velocidad media de distancia

Tabla 5: Concepciones de tiempos y velocidades de flujo correspondientes a ensayos de trazador

La velocidad media de distancia \bar{v} es el promedio de todas las velocidades individuales, según la ecuación:

$$\bar{v} = \frac{\int_0^{\infty} \frac{x}{t} C(t) dt}{\int_0^{\infty} C(t) dt} \quad [m/s] \quad (34)$$

en donde x [m] es la distancia entre el punto de inyección y el de la observación.

La velocidad media \bar{v} se encuentra en las curvas de paso de trazador entre la velocidad dominante v_{Cmax} y la velocidad mediana $v_{0,5}$, las cuales normalmente están muy cercas (figura 94).

En el caso monodimensional la velocidad media \bar{v} corresponde a la velocidad efectiva u (ó velocidad de distancia ó velocidad hidrodinámica), la que está definida por la ecuación:

$$u = v/p_e = k \cdot i/p_e$$

(en base a la Ley de DARCY, véase páginas 49 y 61, ecuaciones 6 y 18).

Entonces vale:

$$v_{max} > v_{Cmax} > \bar{v} \approx u > v_{0,5}$$

Por la relación $\bar{v} \approx u$ se pueden vincular los resultados de ensayos de bombeo con los de ensayos de trazadores realizados en el mismo acuífero, tomando en cuenta las concepciones diferentes de la porosidad (véase págs. 62-63).

Para los ensayos de trazadores y el flujo de contaminaciones el concepto decisivo de porosidad es la *porosidad cinemática* ω [sin dim.] que es la parte de la porosidad p por la cual pasa efectivamente el agua. ω puede también ser definida como la relación entre la velocidad efectiva u y la velocidad de DARCY v (ecuación 19):

$$\omega = V / u,$$

en donde v se determina como

$$v = K \cdot i$$

y u por ensayo de trazador según

$$u \approx \bar{v}.$$

ω no difiere mucho de la porosidad efectiva p_e (véase pág. 63).

La evaluación de las curvas de ensayo de trazador (véase ejemplo presentado en figura 93), a parte de tomar los tiempos arriba mencionados, se realiza en tres maneras diferentes:

- Evaluación de la curva acumulativa estandarizada.
Su gradiente depende de D_L .
- Evaluación de la curva de paso (en papel doble-logarítmico; comparación con curvas maestras)
- Evaluación con programa de computación.

Por las evaluaciones se obtienen $u \approx \bar{v}$ y D_L . Mediante estos parámetros se puede calcular α_L , ω y K .

Hidrogeoquímica

Los procesos químicos principales
de flujo de agua subterránea

La hidrogeoquímica (o la química de las aguas subterráneas) se ocupa de la calidad química del agua subterránea. Las investigaciones hidrogeoquímicas proporcionan conocimientos acerca del origen de las aguas subterráneas y ayudan a entender el funcionamiento de sistemas de flujo de las mismas. Algunos constituyentes ó especies químicas determinadas pueden indicar la presencia de yacimientos minerales escondidos.

En cuanto a las alteraciones de la calidad química de las aguas subterráneas, causadas por actividades del hombre (contaminaciones, cargas antropogénicas), la ciencia que se ocupa de ello es la Hidrogeología Aplicada o la Hidrogeología Ambiental.

