

I. Écoulement en milieux poreux; potentiel et charge hydraulique; loi de Darcy

1. Écoulement en milieux poreux :

a) Grands types d'aquifères:

En hydrogéologie on identifie trois types différents de réservoir: le réservoir en **milieu poreux**, le réservoir en **milieu fissuré**, et le réservoir en **milieu karstique**.

Le réservoir en milieu poreux (matrice poreuse):

Le réservoir en milieu poreux est un milieu solide perméable contenant des pores interconnectés. Ces pores, dont les formes géométriques et les dimensions sont d'une grande diversité, constituent les réseaux poreux qui offrent un grand nombre de possibilités au cheminement de l'eau (figure I.01).

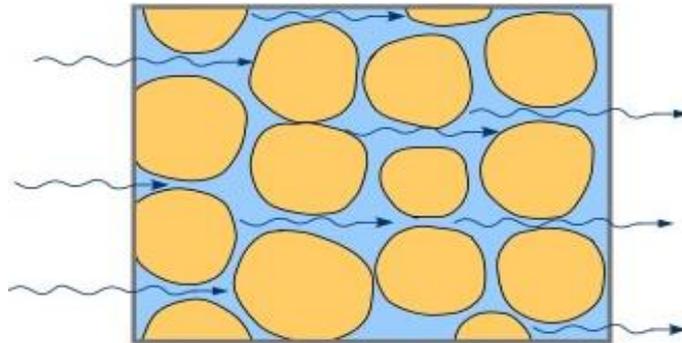


Fig. I.01 – Ecoulement dans un milieu poreux. Source : Cours en ligne, lien 01.

Les sables et/ou les grès peu cimentés, forment généralement de bons milieux poreux. Ils permettent facilement l'infiltration, l'emmagasinage et la circulation des eaux souterraines. L'eau souterraine s'écoule dans toute la zone saturée de l'aquifère à travers des ouvertures interconnectées; avec des vitesses d'écoulements irrégulières selon l'ouverture des pores (plus les pores sont petits plus l'eau se déplace lentement), le trajet et les forces de frottement entre l'eau et les particules solides (figure I.02).

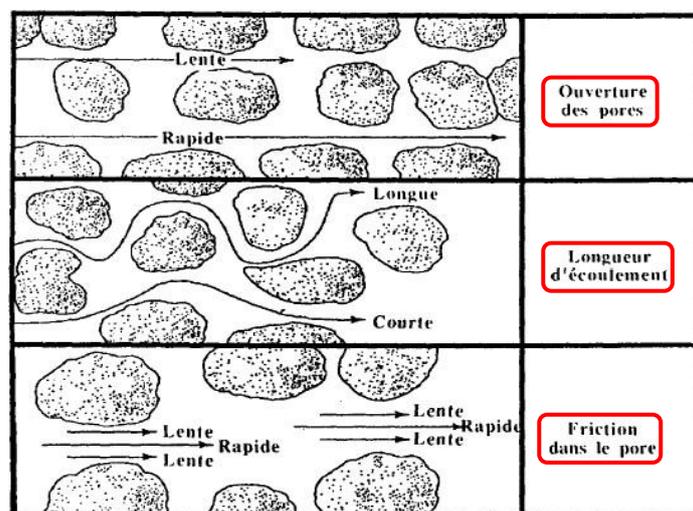


Fig. I.02 – Facteurs agissant sur la vitesse d'écoulement souterrain. Source : Fetter 1988.

✚ Le réservoir en milieu fissuré:

Le réservoir en milieu fissuré est un milieu perméable hétérogène et discontinu dans lequel l'eau s'écoule essentiellement à travers un réseau de fissures ouvertes diversement interconnectées (figure I.03).

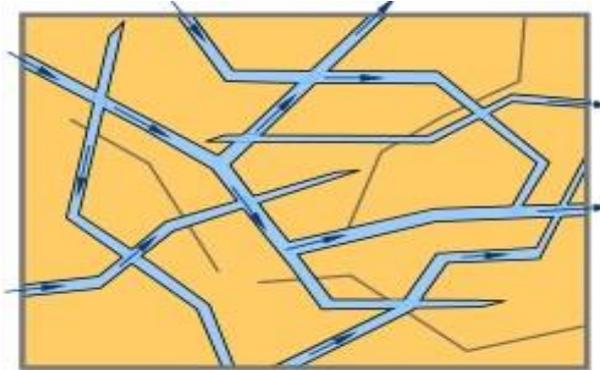


Fig. I.03 – Ecoulement dans un milieu fissuré. Source : Cours en ligne, lien 01.

Les roches fracturées (calcaire fissuré - roche cristalline fissurée - grès cimenté) agissent aussi comme aquifère, en autant que les fractures soient connectées entre elles pour former un réseau.

✚ Le réservoir en milieu karstique:

Les aquifères karstiques résultent d'un processus complexe de **karstification** et d'**évolution** au cours du temps. La **karstification** se fait essentiellement par dissolution chimique des roches carbonatées ou sulfatées au contact de l'eau (figure I.04).

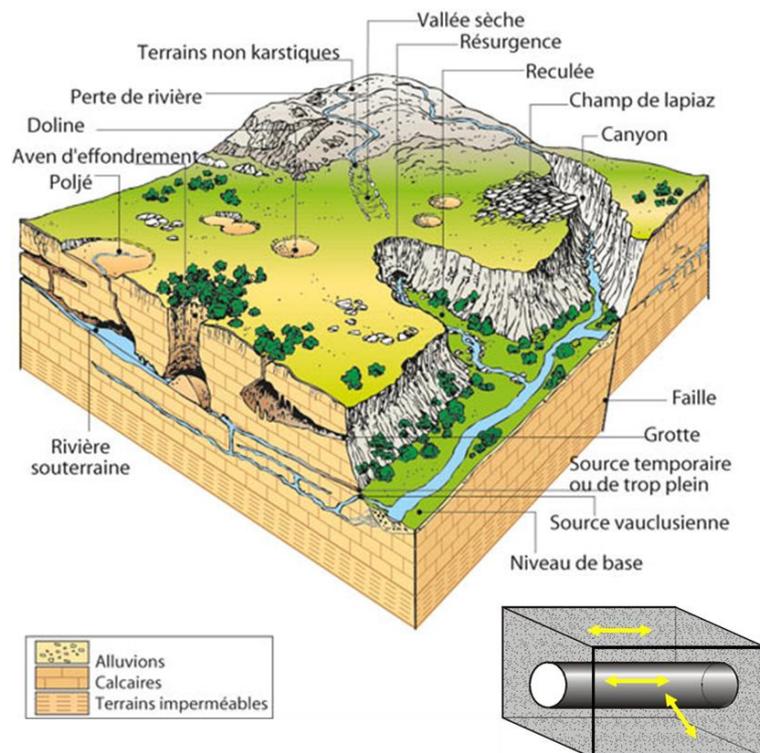


Fig. I.04 – Représentation synthétique d'un milieu karstique. Source : Bakalowicz 2018.

Les aquifères karstiques possèdent en générale des vides de grandes dimensions (chenaux ou conduits) capables de se réorganiser avec le temps ; dans lesquels les eaux souterraines sont capables d'écouler extrêmement rapidement à fonction collectrice ou distributrice (figure I.05).



Fig. I.05 – Photos aériennes des milieux karstiques. Source : Bakalowicz 2018.

La variation de la vitesse d'écoulement est très remarquable entre les trois types de réservoirs, notamment entre le réservoir en milieu poreux où la vitesse d'écoulement est suffisamment faible et le réservoir en milieu karstique avec des vitesses très élevées ; déplacement d'un kilomètre durant 1 à 30 heures (figure I.06).

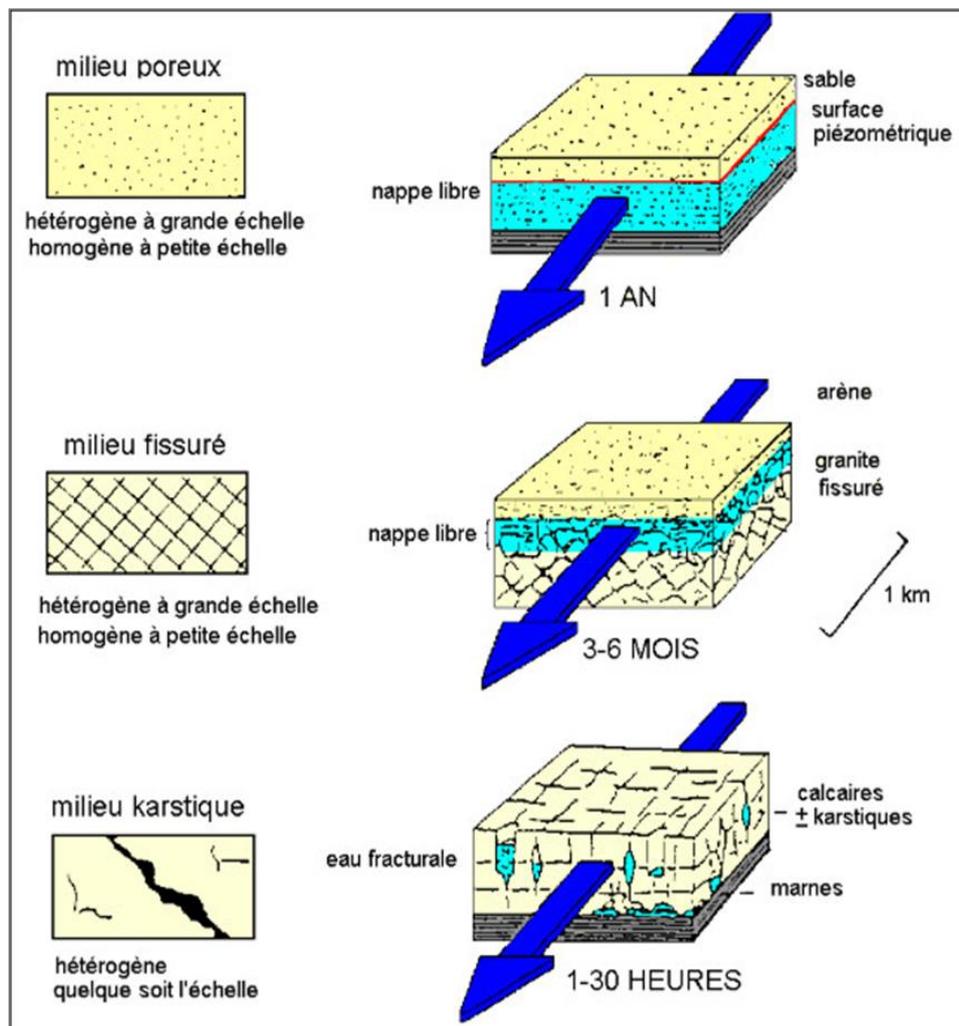


Fig. I.06 – Vitesse d'écoulement dans les trois milieux. Source : Beauchamp 2006.

2. Charge et potentiel hydraulique :

Les deux indices n'ont pas la même signification physique ; l'énergie totale de l'aquifère est exprimée par sa charge hydraulique, elle représente la somme des énergies **potentielle** (charge hydrostatique) et **cinétique** (charge hydrodynamique).

On mesure souvent la charge hydraulique par rapport à un niveau de référence qui est généralement le niveau de la mer. Elle a les dimensions d'une longueur : on l'exprime par exemple en mètres.

D'après la figure ci-dessous (figure I.07) en point M, la charge hydraulique vaut:

$$H_M = Z_M + \frac{P_M}{\rho g} + \frac{V_M^2}{2g}$$

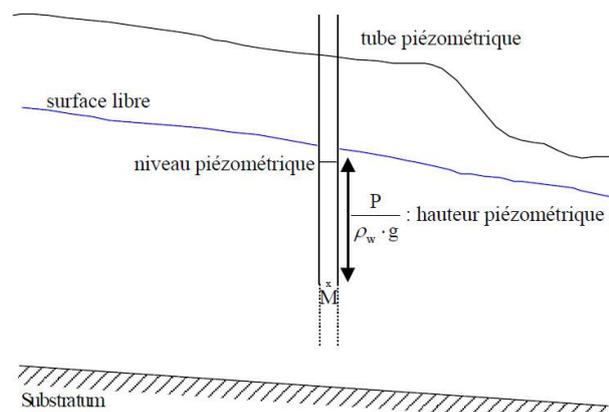
H_M : Charge hydraulique en M exprimée en mètre d'eau ; Z_M : Cote verticale du point M ;
 P_M : Pression statique ; V_M : Vitesse d'écoulement ; ρ : Masse volumique ; g : Pesanteur.

D'où :

$E_{pot} = g \cdot Z_M$: Énergie potentielle ;

$E_{pre} = \frac{P_M}{\rho}$: Énergie de pression ;

$E_{cin} = \frac{V_M^2}{2}$: Énergie cinétique.



En pratique, la vitesse de circulation dans les milieux poreux est **suffisamment faible**; par conséquent dans l'expression précédente de la charge hydraulique, la composante d'**énergie cinétique** est négligeable par rapport aux autres (l'énergie potentielle et l'énergie de pression).

On notera donc : $H_M \approx Z_M + \frac{P_M}{\rho g}$

L'équation de la charge totale (H_t) est :

$$H_t = Z + H_p$$

Avec : Z est la hauteur d'élévation; la distance entre le plan de référence et le point où la hauteur de pression H_p est déterminée.

NB : La charge hydraulique décroît le long de l'écoulement à cause des pertes de charge (ou bien énergie).

Le déplacement de l'eau dans un milieu poreux implique l'existence d'un **gradient de potentiel** correspond à l'énergie mécanique par unité de masse; on observe que le **potentiel hydraulique** en n'importe quel point est égal à la charge hydraulique multipliée par l'accélération de la pesanteur:

$$\Phi = g \cdot H$$

L'eau se déplace donc selon les **gradients de potentiel** (du point à haute énergie vers le point à basse énergie) ou de **charge hydraulique**. Le gradient de charge hydraulique exprime la **perte de charge** le long d'une ligne de courant, soit la perte de pression ou d'altitude le long d'une ligne d'écoulement.

Par convention, étant donné la précision des mesures, la **charge** et le **potentiel hydraulique** sont identifiés à un seul, le niveau piézométrique ; qui est le seul accessible sur le terrain. Les niveaux piézométriques permettent de calculer le **gradient hydraulique**.

3. Gradient hydraulique :

Le gradient hydraulique (*i*) est la différence de **niveau piézométrique** entre deux ouvrages d'observation (piézomètre, puits, forage,...) par unité de **longueur** mesurée le long d'une ligne de courant; c'est à dire la perte de charge Δh le long d'une distance L (figure I.07).

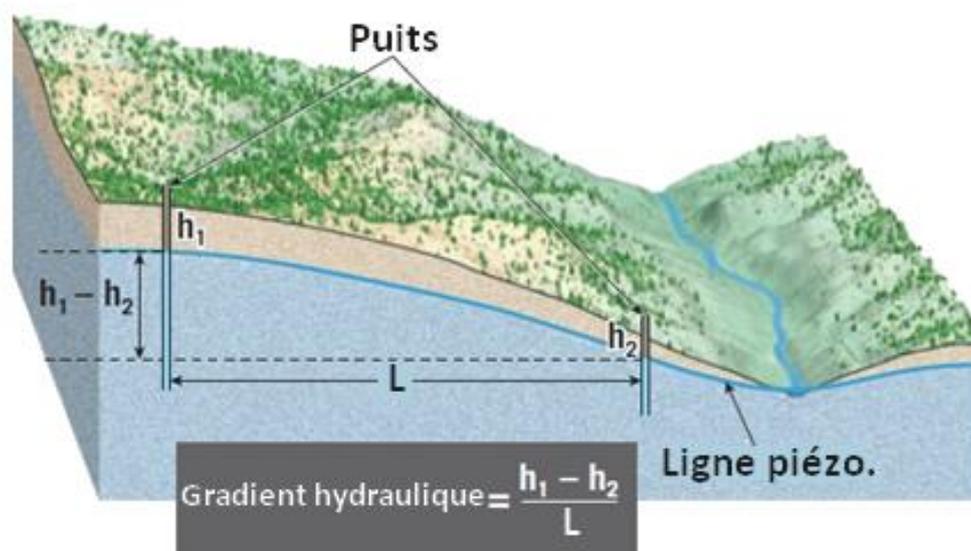


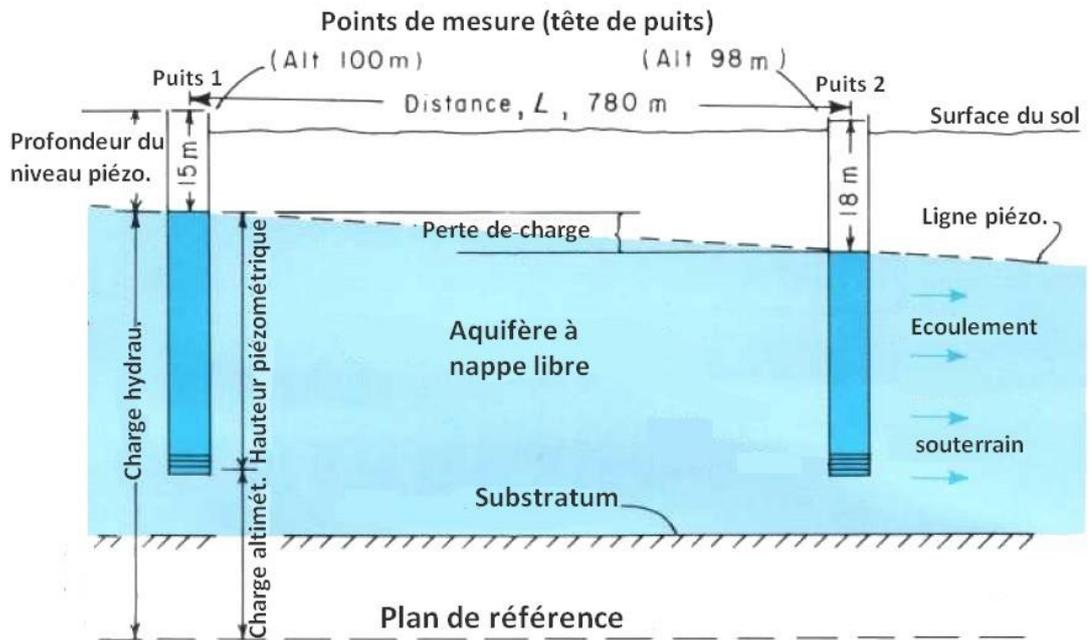
Fig. I.07– Gradient hydraulique entre deux puits d'observation.

>>> On utilise également les cartes piézométriques en mesurant la distance entre deux courbes hydro-isohypses successives.



Application :

Calculer le gradient hydraulique pour la figure ci-dessous (source : U.S.G.S. 1983).



$$i = \frac{\Delta h}{L} = \frac{h_1 - h_2}{L} = \frac{(100 - 15) - (98 - 18)}{780} = 0,006 \text{ [sans dimension]}$$

4. Loi de Darcy (1856) :

Au cours du XIXe siècle, des études préliminaires sur le déplacement de l'eau à travers les formations géologiques perméables ont été effectuées par Hagen (1839) et Poiseuille (1846). Elles ont montré que la valeur du **débit** du système était directement proportionnelle au **gradient hydraulique**. Plus tard, en 1856, Henry Darcy, examiner cette relation et établit expérimentalement l'équation de base du calcul de quantités d'eau souterraines ou débit d'une nappe par l'hydrodynamique souterraine, connu sous le nom : **la loi de Darcy**.

4.1. Dispositif expérimentale de Darcy :

Le dispositif expérimental comportait d'un cylindre vertical de section **A** (0,096m²), et une hauteur de 2,5 m; l'eau percole de haut en bas à travers une hauteur **L** de sable naturel. La variation du volume d'eau recueilli à la base est mesurée en fonction de temps (figure I.08).

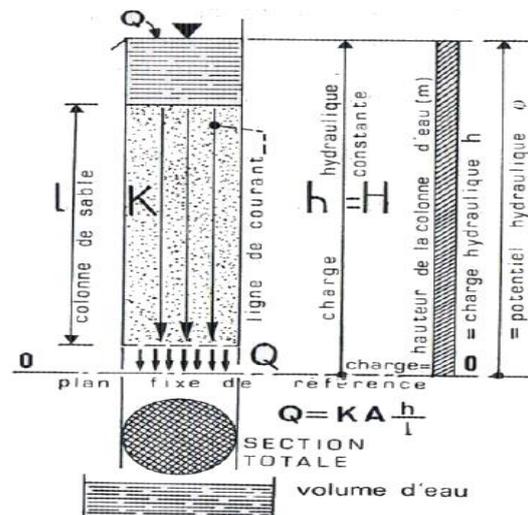


Fig. I.08 – Expérience de Darcy appliquée à un écoulement vertical. Source : Castany 1998.

4.2. Enoncé de la loi de Darcy :

Avec le dispositif précédent, Darcy a observé que la quantité d'eau transitant par la colonne de sable (**Q**) est proportionnelle à un coefficient de filtration **K** qui dépend essentiellement des caractéristiques du sable, à la section totale traversée (**A**) et à la perte de charge (**h**) et inversement proportionnelle au chemin parcouru par l'eau (**L**). L'expression de la loi peut donc s'écrire ainsi :

$$Q \left(\frac{m^3}{s} \right) = K \left(\frac{m}{s} \right) * A \left(m^2 \right) * \frac{h}{L} \left(\frac{m}{m} \right)$$

Le quotient de la charge **h** par la longueur de la colonne de sable **L** (ou la perte de charge par unité de longueur), est défini comme le gradient hydraulique **i** (facteur sans dimension).

Donc la loi de Darcy devient :

$$Q = K * A * i$$

Le coefficient **K** défini par Henry Darcy comme une constante qui dépend des propriétés du milieu poreux et du fluide, on l'appelle généralement coefficient de perméabilité. Ainsi, **K** représente la quantité de l'eau traversant une unité de section perpendiculaire à l'écoulement, sous l'influence d'un gradient hydraulique égal à l'unité.

Tab. I.01 – Ordre de grandeur du coefficient de perméabilité *k* pour différentes types de matériaux. (D'après Schoeller, 1962).

Matériaux	K en m/jour
Argile	10^{-5} à 10^{-7}
Limons	10^{-1}
Sable fine	10^{-1} à 10
Sable grossier	10^0 à $2*10^2$
Gravier	10^0 à 10^3 ou plus

❖ Dans un cylindre incliné rempli de sable traversé par de l'eau:

Les résultats obtenus par cette expérience (cas incliné), permettent d'écrire la loi de Darcy comme suit:

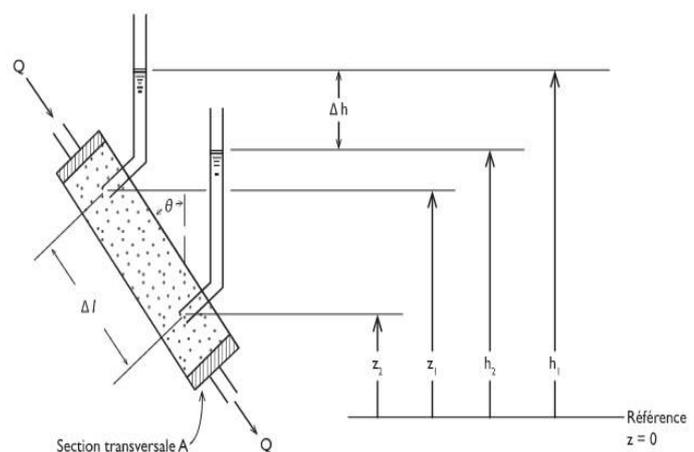
$$Q = K * A * \frac{\Delta h}{\Delta l}$$

Avec: Δh est la perte de charge entre 1 et 2 égal $h_1 - h_2$;

$\frac{\Delta h}{\Delta l}$: gradient hydraulique;

K: coefficient de perméabilité;

A: aire du massif sableux.

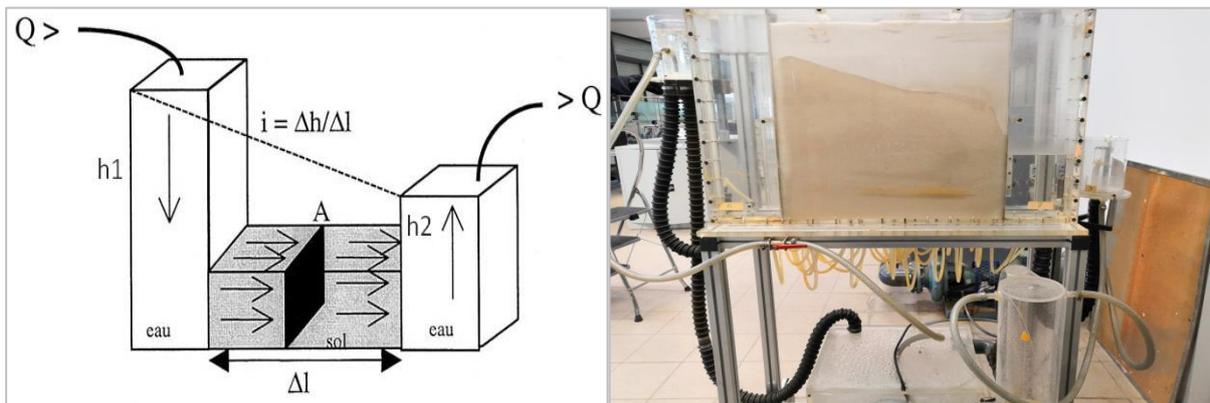


❖ Dans une cuve horizontale remplie de sable traversée par de l'eau:

Ce dispositif de laboratoire avec écoulement horizontal est le plus représentatif de l'écoulement de l'eau souterraine dans les aquifères.

$$Q = K * A * \frac{\Delta h}{\Delta l}$$

Avec: Δh est la perte de charge entre 1 et 2 égal $h_1 - h_2$; $\frac{\Delta h}{\Delta l}$: gradient hydraulique; K : coefficient de perméabilité; A : aire du massif sableux.



4.3. Condition de validité de la loi de Darcy :

La loi de Darcy est valable sous **quatre conditions** :

- ✓ Ecoulement laminaire (lignes de courant continues, rectilignes, individualisées) ;
- ✓ Aquifère continu (continuité) ;
- ✓ Milieu isotrope (K identique dans toutes les directions de l'espace) ;
- ✓ Réservoir homogène (homogénéité).

>>> **Pour l'écoulement laminaire** ; il est respecté lorsque le nombre de Reynolds est inférieur à 2000.

$$R_e = \frac{V \cdot d}{(\mu/\rho)} = \frac{V \cdot d}{\nu}$$

R_e : Nombre de Reynolds ; V : Vitesse moyenne d'écoulement ; d : Diamètre moyen des grains ; μ : Viscosité dynamique du fluide ; ρ : Masse volumique ; ν : Viscosité cinétique.

Il est nécessaire d'admettre que les eaux souterraines suivent le type d'écoulement laminaire dans la plus grande partie de leur trajet. Des écoulements turbulents peuvent apparaître parfois à proximité des zones de captage ; ils sont dus à l'accroissement des vitesses de circulation de l'eau.

Attention: La loi de Darcy n'est pas applicable aux milieux très hétérogènes (**karsts**) et lorsque la vitesse est très élevée (**au voisinage des captages**).

4.4. Vitesse de filtration et vitesse réelle :

Si l'on divise les deux membres de l'équation de Darcy par la section **A**, on obtient :

$$\frac{Q}{A} = K * i$$

$\frac{Q}{A} = V$, est appelée **vitesse de filtration (Darcy)**; c'est également le produit du coefficient de perméabilité par le gradient hydraulique.

En réalité l'eau souterraine ne circule que dans les pores (vides); donc, la **vitesse réelle** est égale à la **vitesse de filtration** de Darcy divisée par la **porosité efficace**.

$$V_{réelle} = \frac{V_{Darcy}}{n_{eff}}$$

Ainsi, dans les pores d'un grès dont la porosité est de 10 %, la vitesse réelle sera 10 fois plus élevée que celle de Darcy.

La porosité efficace est le rapport du volume d'eau gravitaire au volume total de la roche saturée en eau:

$$Porosité\ efficace\ [\%] = \frac{Volume\ eau\ gravitaire}{Volume\ total} * 100$$

Exemple: un échantillon de sable de 1000 cm³, libère par égouttage 150 cm³ d'eau: sa porosité efficace est de 15%.