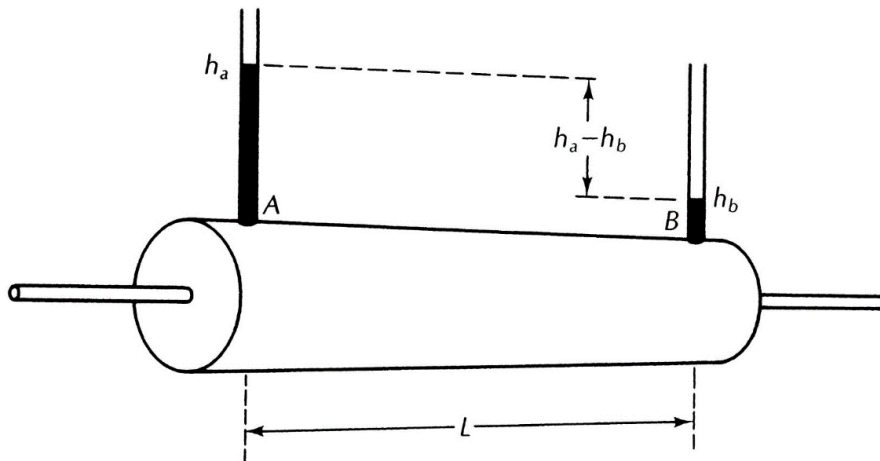


Chapitre III : HYDRAULIQUE SOUTERRAINE

La fonction conduite d'un aquifère permet le transport de l'eau souterraine et la transmission des influences. Elle est imposée par la structure de l'aquifère : paramètres géométriques et hydrodynamiques. Seule l'eau souterraine gravitaire participe à l'écoulement et est soumise aux lois de l'hydrodynamique souterraine.

3.1. Loi de Darcy :

3.1.1. Dispositif de laboratoire avec écoulement latéral :



3.1.2. Énoncé de la loi :

La base fondamentale du calcul des quantités d'eau souterraine ou débit d'une nappe, par l'hydrodynamique souterraine est loi expérimentale de **Darcy** (1856) qui a montré que : le volume d'eau Q en m^3/s , filtrant dans la colonne de sable de longueur L en m , à travers la section A en m^2 , est fonction d'un coefficient de proportionnalité K en m/s , caractéristique de la formation et de la perte de charge par unité de longueur du cylindre $\Delta h/L$ sans dimension. Le terme K est appelé coefficient de perméabilité. Il a la dimension d'une vitesse. Il matérialise la fonction circulation de l'eau souterraine.

$$Q = K \cdot A \cdot \Delta h/L$$

$$\Delta h/L = i \quad \text{d'où :} \quad Q = K \cdot A \cdot i$$

- Q : débit d'eau en m^3/s ,
 K : coefficient de perméabilité en m/s ,
 A : section de la colonne de sable en m^2 ,
 Δh : différence de charge hydraulique en m ,
 L : longueur de la colonne de sable en m ,
 i : gradient hydraulique.

3.1.3. Conditions de validité :

La loi de **Darcy** est établie par des expériences de laboratoire répondant à des conditions très strictes. Quatre conditions doivent être respectées pour que la loi soit applicable : la continuité, l'isotropie, l'homogénéité du réservoir et l'écoulement laminaire.

- La continuité est la caractéristique d'un milieu perméable ayant des vides interconnectés dans le sens de l'écoulement. Exemple : sable, grès, alluvions, graviers, calcaire avec des microfissures...
- L'isotropie se dit d'un milieu dans lequel les caractéristiques physiques (granulométrie en particulier) sont constantes dans les trois directions de l'espace. Dans le cas contraire, le milieu est dit anisotrope.
- Un milieu est dit homogène lorsque ses caractéristiques physiques sont constantes en tous points dans le sens de l'écoulement. Dans le cas contraire, le milieu est dit hétérogène.
- Un écoulement laminaire est caractérisé par des lignes de courant continues, rectilignes, individualisées et occupant entre elles la même position relative. La vitesse de l'écoulement de l'eau est constante et elle est inférieure à la vitesse critique au-delà de laquelle apparaît l'écoulement turbulent (perte de charge non proportionnelle au débit).

Rappel : la limite d'un écoulement laminaire est définie par le **nombre de Reynolds** en milieu poreux. **Re** est un rapport des forces d'inertie aux forces de viscosité. Dans un écoulement laminaire, les forces de frottement sont très importantes par rapport aux forces d'inerties, d'où un **Re** petit. Contrairement pour les écoulements turbulents.

$$\text{Le nombre de Reynolds : } Re = \frac{V.D.\rho}{\mu}$$

V : vitesse (m/s),

D : diamètre (m),

ρ : masse volumique du fluide $\left(\frac{kg}{m^3}\right)$,

μ : viscosité dynamique du fluide $\left(Pa.s = \frac{kg}{m.s}\right)$.

Les conditions de validité de la loi de **Darcy** peuvent paraître très restrictives si on considère les nombreuses variations lithologiques des formations hydrogéologiques (stratification, passage latéral de faciès, schistosité...). Mais en réalité les cas où la loi de **Darcy** n'est pas applicable sont limités aux formations très hétérogènes, aux réseaux karstiques et lorsque la vitesse d'écoulement est très élevée.

3.2. Paramètres hydrodynamiques :

3.2.1. Perméabilité :

La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique. Elle exprime la résistance du milieu à l'écoulement de l'eau qui la traverse. Elle est mesurée par deux paramètres : le coefficient de perméabilité et la perméabilité intrinsèque.

a) Coefficient de perméabilité (**K** : conductivité hydraulique) :

Ce coefficient noté **K**, est défini par la loi de **Darcy** : **$K = Q / (A \cdot i)$** . Il a la dimension d'une vitesse et s'exprime en m/s. Tous les matériaux conduisent l'eau à des degrés divers. Les valeurs du coefficient de perméabilité s'échelonnent de **10** à **1. 10⁻¹¹ m/s** et par convention on peut distinguer trois types de formations :

- ❖ formations perméables : **$K > 1. 10^{-4}$ m/s**. Exemple : Gravier, sable grossier...
- ❖ formations semi-perméables : **$1. 10^{-4} > K > 1. 10^{-9}$ m/s**. Exemple : sable argileux, sable fin
- ❖ formations imperméables : **$K < 1. 10^{-9}$ m/s**. Exemple : argile.

K en m/s	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹
Granulométrie homogène	Gravier Pur				Sable Pur		Sable Très Fin			Limons		Argile	
Granulométrie variée	gravier gros et moy			gravier et sable		sable et limons argileux							
degrés de perméabilité	Très Bonne - Bonne					Mauvaise						Nulle	
Type de formation	Perméable					Semi-perméable						Imperméable	

b) Perméabilité intrinsèque :

C'est le paramètre qui caractérise la perméabilité propre de la formation aquifère indépendamment des caractéristiques du fluide. Cette perméabilité géométrique notée k , dépend des caractéristiques granulométriques du terrain (diamètre efficace, surface des grains et porosité efficace) et s'exprime en m^2 , on utilise cependant une valeur plus faible, le **Darcy** ($1 \text{ Darcy} = 10^{-12} m^2$) :

$$k (m^2) = A \cdot d_{10}^2$$

k : perméabilité intrinsèque (m^2),

A : facteur de forme = **100** en général,

d_{10} : diamètre efficace des grains (m).

La perméabilité intrinsèque (k) est liée au coefficient de perméabilité (K : conductivité hydraulique) par la relation :

$$K = k \cdot (\gamma / \mu)$$

K : coefficient de perméabilité (m/s),

k : perméabilité intrinsèque (m^2),

γ : poids volumique de l'eau (kN/m^3),

μ : viscosité dynamique de l'eau ($Pa.s = kg/(m.s)$).

- La viscosité dynamique μ décroît rapidement avec la température.
- Le coefficient de perméabilité K est fonction inverse de μ , et croît avec la température. Une conséquence est l'accroissement de K avec la profondeur (effet du gradient géothermique).
- La détermination du coefficient de perméabilité K se fait à la température conventionnelle de **20° C**.
- En hydrogéologie, on admet généralement que $K = k$.

3.2.2. Transmissivité :

La production d'un captage dans un aquifère est fonction de son coefficient de perméabilité K et de son épaisseur e . C'est pourquoi un nouveau paramètre, la transmissivité, notée T a été créée. Elle évalue la fonction conduite de l'aquifère.

$$T (m^2/s) = K (m/s) \cdot e (m)$$

L'expression de la loi de **Darcy** : $Q = K \cdot A \cdot i$ devient avec : ($A = e \cdot L$) : $Q = T \cdot L \cdot i$

$$\text{d'où : } T = Q / (L \cdot i)$$

- La transmissivité est inversement proportionnelle au gradient hydraulique i de la nappe.
- Incluant l'épaisseur de l'aquifère, la transmissivité permet de représenter sur des cartes, les zones de productivité.
- La transmissivité est mesurée sur le terrain par des pompes d'essai de longue durée.
- La transmissivité varie généralement entre $1 \cdot 10^{-4}$ et $1 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ pour les milieux poreux et $1 \cdot 10^{-2}$ et $1 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ pour les milieux fissurés.

3.2.3. Diffusivité :

La diffusivité D d'un aquifère est le rapport de la transmissivité par le coefficient d'emménagement. Elle s'exprime en m^2/s et elle régit la propagation d'influences dans l'aquifère (variation de la charge hydraulique ou de pression, transmission de pollution...). Elle est beaucoup plus importante dans les nappes captives (S faible) que dans les nappes libres (S fort).

$$D (\text{m}^2/\text{s}) = T (\text{m}^2/\text{s}) / S$$

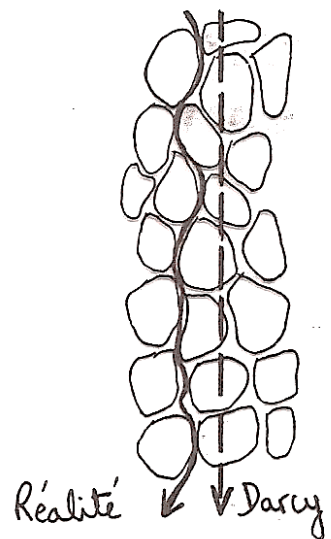
3.2.4. Vitesses d'écoulement de l'eau dans une nappe :

L'hydrodynamique souterraine, dont la base est la loi de **Darcy**, considère que l'écoulement à travers un milieu homogène et continu, s'effectue selon des trajectoires rectilignes, indépendantes de la structure microscopique du réservoir. Le trajet de la droite moyenne (ligne de courant) passe indifféremment à travers les grains et les pores.

L'hydrodynamique souterraine permet de calculer deux types de vitesses :

a) Vitesse de filtration V_f :

La vitesse de filtration V_f calculée par **Darcy** se rapporte à la section totale (A) de l'écoulement. Elle n'a pas de réalité physique.



$$V_f (\text{m/s}) = Q / A = K \cdot i$$

Exemple : Soit le débit d'une nappe : $Q = 1 \text{ m}^3/\text{s}$ et la section totale : $A = 0,2 \text{ km}^2$

$$V_f = Q/A = 1/200\,000 = 5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s} = 158 \text{ m/an}$$

b) Vitesse effective V_e :

Dans une nappe seule l'eau gravitaire se déplace entre les grains de la formation. La surface efficace de l'écoulement est ainsi réduite aux vides ménagés par le corps solide (grains + eau de rétention) et dépend donc de la porosité efficace n_e . L'expression de la loi de **Darcy** corrigée, rapportée à la section efficace pour le calcul de la vitesse effective V_e est donc :

$$V_e (\text{m/s}) = V_f / n_e = Q / (A \cdot n_e) = (K \cdot i) / n_e$$

La section efficace de l'écoulement est plus petite que la section totale A . Donc à débit constant, la vitesse effective V_e est plus grande que la vitesse de filtration V_f . La vitesse effective se rapproche de la vitesse réelle de déplacement de l'eau mesurée sur le terrain par les techniques de traçage.

Exemple : Données identiques à celles de l'exemple précédent + $n_e = 10 \%$

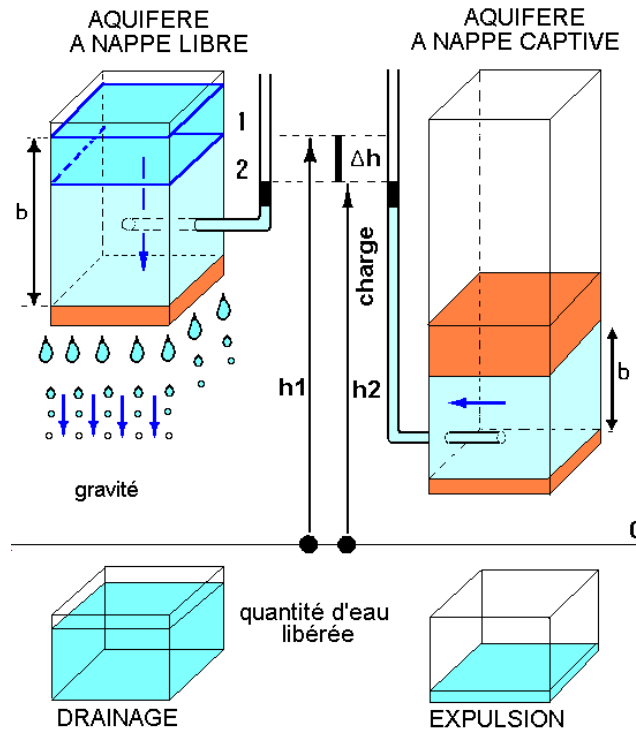
$$V_e = V_f / n_e = 5 \cdot 10^{-6} / 0,1 = 5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s} = 1,6 \text{ km/an} = 10 \cdot V_f$$

NB : Le calcul de la vitesse effective est très important pour le calcul du temps de transfert d'une pollution entre deux points de la nappe.

3.2.5. Coefficient d'Emmagasinement :

a) Définition :

Le coefficient d'emmagasinement noté S , sans dimension est le volume d'eau libéré ou emmagasiné par unité de surface de l'aquifère (1 m^2), suite à une variation unitaire de la charge hydraulique Δh . Ce coefficient représente la fonction capacitive du réservoir qui se caractérise par le stockage ou la libération de l'eau souterraine. Il s'exprime en % et il est déterminé sur le terrain par les pompes d'essai



- Variation de charge et volume d'eau libérée -

b) Cas des nappes libres :

Dans le cas d'une nappe libre, le coefficient d'emmagasinement correspond à la quantité d'eau gravifique libérée sous l'action de la force de la pesanteur. Il est assimilable à la porosité efficace et varie généralement entre 1 et 25 %. La libération de l'eau dans une nappe libre s'explique par le remplacement d'une partie de l'eau contenue entre les grains par de l'air.

c) Cas des nappes captives :

Dans le cas d'une nappe captive, l'air n'a pas accès à l'aquifère. Le coefficient d'emmagasinement correspond aux volumes d'eau extraits par décompression de la formation aquifère (détente de l'eau et déformation de la roche aquifère). Les modules d'élasticité étant faibles, le volume d'eau libéré est beaucoup plus petit à caractéristiques égales que dans les nappes libres. Il varie généralement entre 1.10^{-4} et 1.10^{-3} (0.01 % et 0.1 %). La dilatation de l'eau est insuffisante pour justifier le volume d'eau extrait d'une nappe captive, pour une variation donnée du rabattement. Il faut y ajouter le tassement de l'aquifère.