

Chapitre 1

L'eau dans les sols

1. Introduction :

Lors de la construction des ouvrages de génie civil, la plupart des problèmes de sol sont liés à l'eau que ce soit à cause de l'écoulement qui se produit à l'intérieur des pores ou l'état de contraintes exercées par la pression d'eau. Elle a un facteur important dans la plupart des phénomènes tels que le gonflement, le gel, le glissement, le tassement.

Dans ce premier chapitre, on va décrire le comportement mécanique de l'eau dans les sols, notamment la loi de Darcy et la mesure de coefficient de perméabilité.

2. L'eau dans le sol :

L'eau peut se trouver dans plusieurs états à l'intérieur d'un sol ; suivant l'intensité des forces liant les molécules d'eau aux particules solides (figure 1), on a :

- **L'eau de constitution**, qui entre dans la composition des minéraux dont des particules de sol;
- **L'eau liée ou absorbé**, se trouve à la surface des grains très fins, qui est orientée par les forces d'attraction moléculaire;
- **L'eau libre**, qui circule librement dans les pores du sol sous l'effet des forces de pesanteur ;
- **L'eau capillaire**, qui, dans les sols non saturés, en présence d'air ou d'autres gaz, est retenue dans les canaux les plus fins du sol par les forces capillaires.

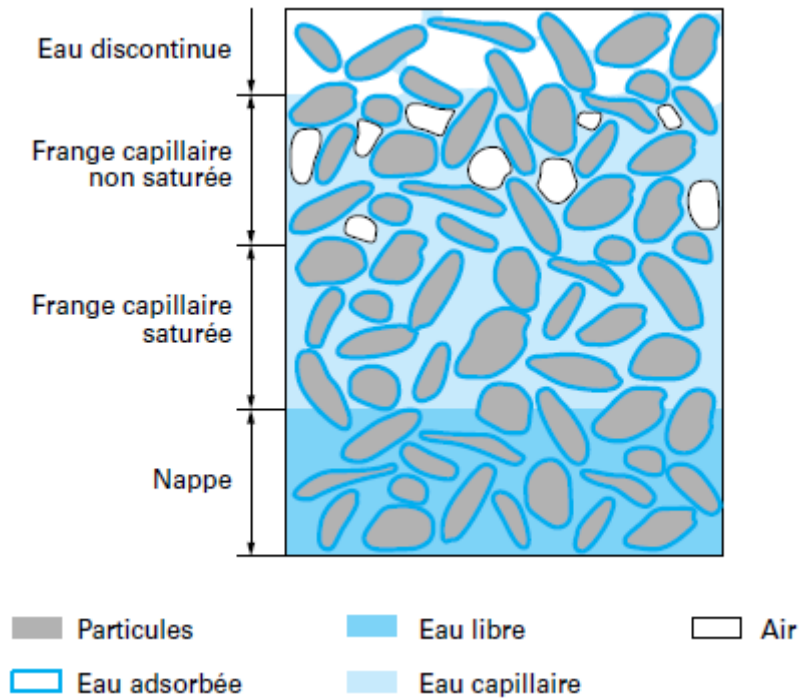


Figure 1 : Différents états de l'eau dans le sol

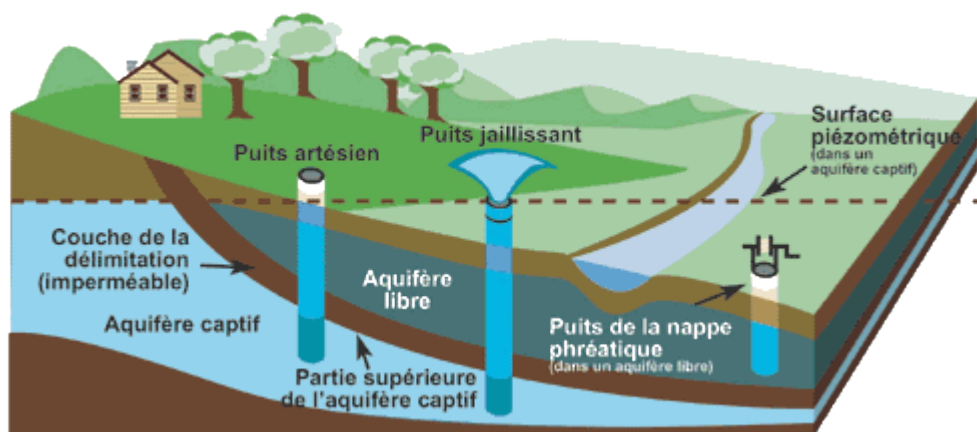
3. Les types de nappes d'eau souterraine :

Une nappe d'eau est une accumulation d'eau libre contenue dans les interstices d'un sol ; on l'on nomme un Aquifère.

La nappe d'eau souterraine peut prendre deux formes

- La nappe d'eau libre ou phréatique
- La nappe captive

A. Nappe phréatique ou libre : c'est une nappe d'eau que l'on rencontre à faible profondeur, elle repose généralement sur une couche de sol imperméable



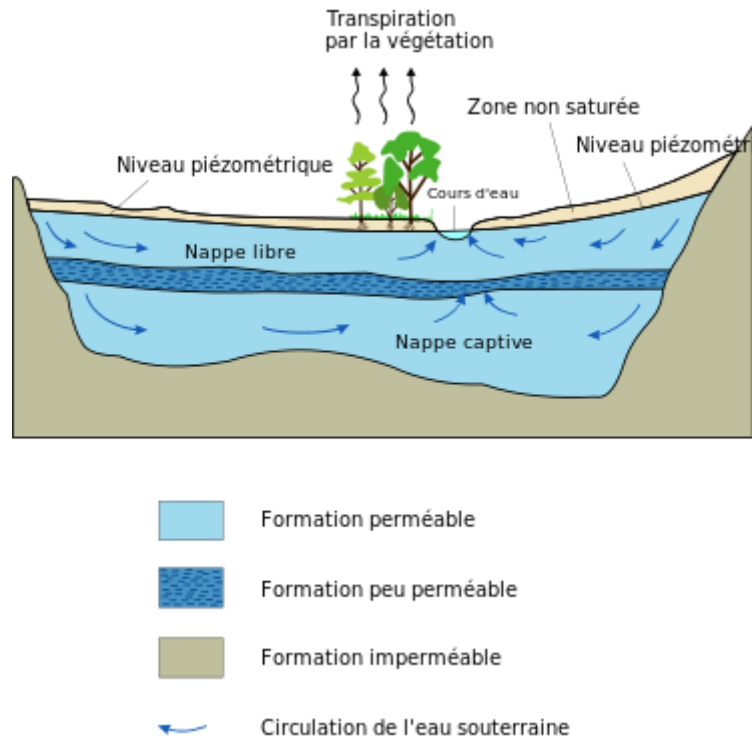


Figure 2 : nappe d'eau libre et captive

B. Nappe captive : c'est une nappe qui circule entre deux couches de terrains imperméables. Elle est généralement sous pression (puits artésien jaillissant)

4. Loi d'écoulement de l'eau dans le sol :

L'étude de l'écoulement de l'eau dans les sols permet de résoudre plusieurs problèmes tels que :

- Le calcul du débit à pomper pour assécher une fouille
- L'étude de répartition des pressions d'eau
- Le calcul d'un débit de fuite d'un barrage
- Prévoir la circulation de l'eau dans le sol
- Le calcul de perméabilité pour choisir le matériau d'étanchéité, de drainage

4.1. La charge hydraulique :

Dans les sols plus ou moins perméable, l'eau s'écoule à travers les grains ; dans le régime permanent, les particules de fluide suivent des trajectoires invariables au cours de temps appelés lignes de courant. Dans ce cas la pression et la vitesse

du fluide suivent une certaine loi. Bernoulli donne l'équation de la charge hydraulique pour l'écoulement permanent d'un fluide incompressible.

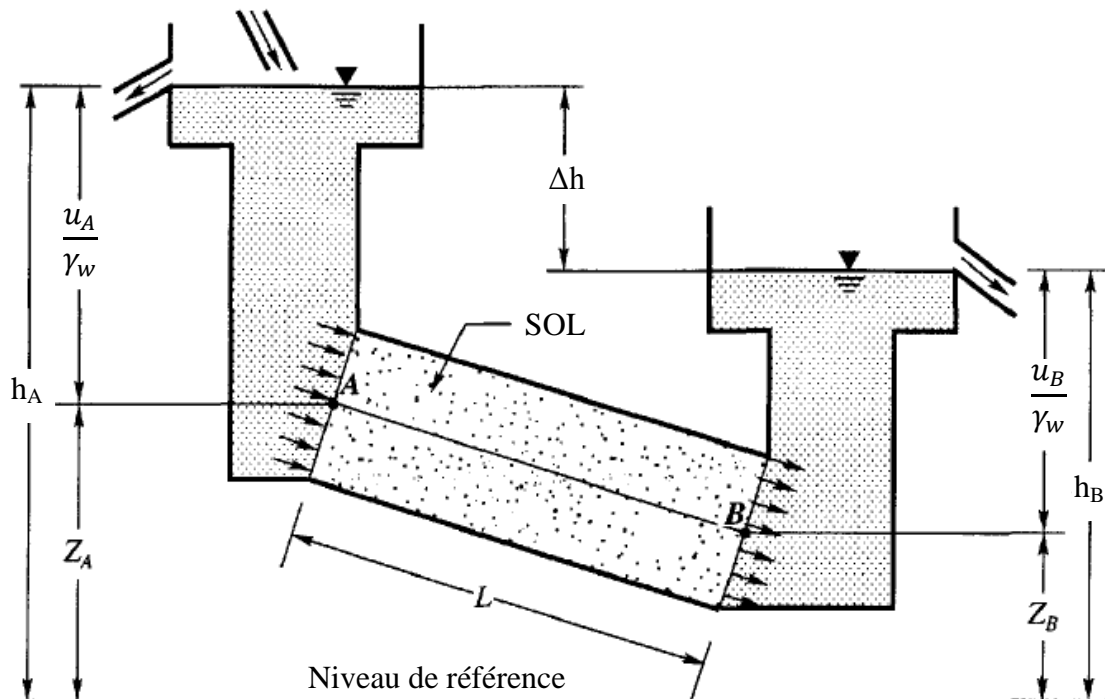


Figure 3 : écoulement d'eau à travers un échantillon de sol

En se servant de mécanique ci-dessus ; Bernoulli indique que la charge hydraulique de n'importe quel point dans fluide en écoulement est la somme de :

Charge hydraulique = charge de vitesse + charge de pression + charge de position

La charge hydraulique est une énergie potentielle + cinétique ; son expression est :

$$\text{Au point A : } h_A = \frac{v_A^2}{2g} + \frac{u_A}{\gamma_w} + Z_A$$

$$\text{Au point B : } h_B = \frac{v_B^2}{2g} + \frac{u_B}{\gamma_w} + Z_B$$

Avec :

u : la pression de l'eau,

γ_w : le poids volumique de l'eau,

g : l'accélération de la pesanteur,

v : la vitesse d'écoulement de l'eau,

z : cote (altitude) du point considéré

Dans cet exemple, l'eau s'écoule de point A au point B ; on remarque qu'on a une perte d'énergie par le frottement entre l'eau et les particules solides. Cette perte de charge peut être représentée par la différence entre h_A et h_B .

$$h_A - h_B = \Delta h$$

Δh : perte de charge

Dans le cas particulier de l'écoulement de l'eau dans les sols, les vitesses sont très faibles (dans l'argile $v = 5\text{mm/j}$) ; dans ce cas le terme $V^2/2g$ est négligé. La charge hydraulique devient :

$$h = \frac{u}{\gamma_w} + z \quad (\text{en mètre})$$

4.2. Gradient hydraulique :

C'est un paramètre définissant la perte de charge par unité de longueur d'écoulement, c à dire :

$$i = \frac{\Delta h}{L}$$

i : gradient hydraulique

L : la longueur d'écoulement

4.3. La loi de Darcy (1856) :

En 1856, l'ingénieur Français Darcy a montré expérimentalement que la vitesse d'écoulement de l'eau à travers des sables propres était directement proportionnelle au gradient hydraulique ; il a écrit la formule suivante :

$$v = k \cdot i$$

v : vitesse de l'écoulement de l'eau (m/s)

i : gradient hydraulique

k : le coefficient de perméabilité (m/s)

Du fait de la faible vitesse d'écoulement de l'eau dans les sols ; on peut considérer que cet écoulement est laminaire, c à dire il se produit en couches parallèles (l'eau se déplace en lignes droites). La vitesse limite inférieure v_T de l'écoulement turbulent est environ 6,5 fois la vitesse limite supérieure v_c de l'écoulement laminaire (figure 4).

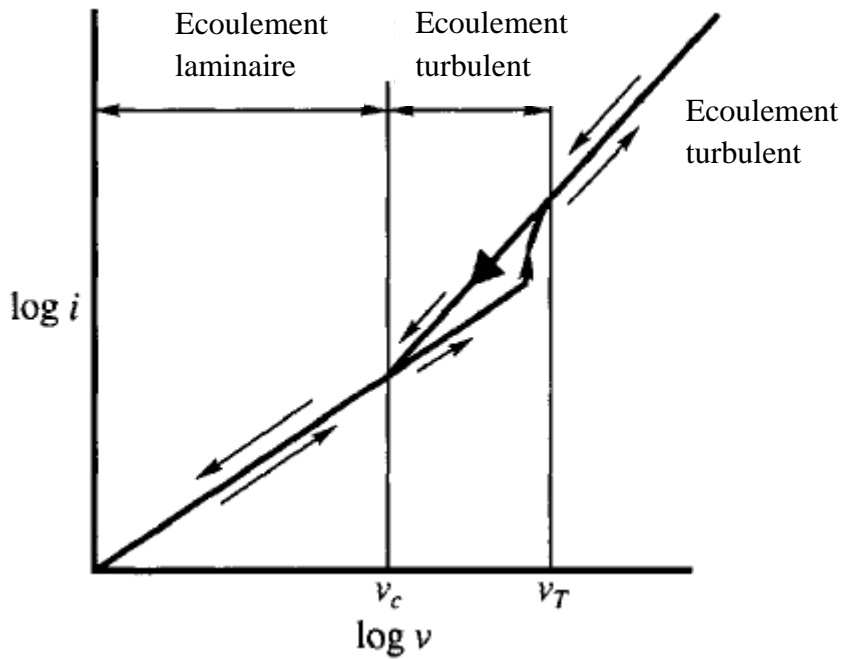


Figure 4 : relation entre le gradient et la vitesse

Pour un sol donné ; le débit d'eau s'écoulant au travers une surface totale A est donné par :

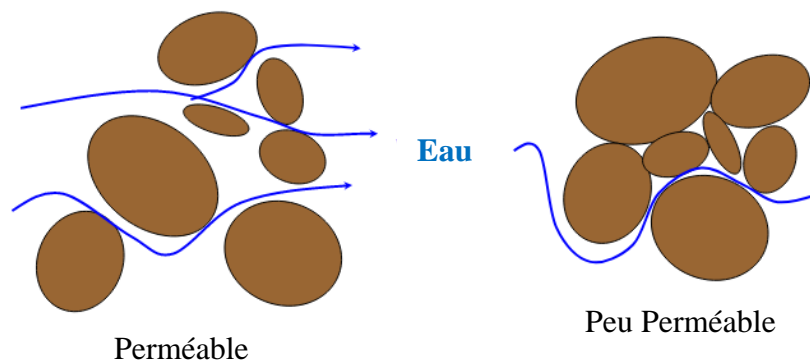
$$q = v \cdot A = k \cdot i \cdot A$$

$$q = k \frac{\Delta h}{L} A$$

Remarque : une nappe d'eau en repos est caractérisée par une vitesse d'écoulement nulle ; donc la charge hydraulique est constante

4.4. Le coefficient de perméabilité k :

La perméabilité est une propriété du sol qui définit comment l'eau circule dans le sol. Ce coefficient s'exprime généralement en unité de vitesse et sa valeur varie avec la nature et l'état de sol (porosité, forme des gains...).



Le tableau suivant donne quelques valeurs de coefficient de perméabilité k suivant la nature des terrains ;

Terrain	Perméabilité k (cm/s)
Gravier	$10^{-1} < k < 10^2$
Sable	$10^{-3} < k < 10^{-1}$
Sable argileux	$10^{-7} < k < 10^{-3}$
argile	$10^{-11} < k < 10^{-7}$

5. Mesure du coefficient de perméabilité k au laboratoire :

Pour mesurer la perméabilité au laboratoire, on utilise généralement un appareil appelé Perméamètre qui permet à faire des essais à charge constante ou à charge variable ;

5.1. Perméamètre à charge constante :

L'essai de perméabilité à charge constante convient aux sols assez perméables comme les sables. Dans cet essai, la perte de charge Δh reste constante (figure 5).

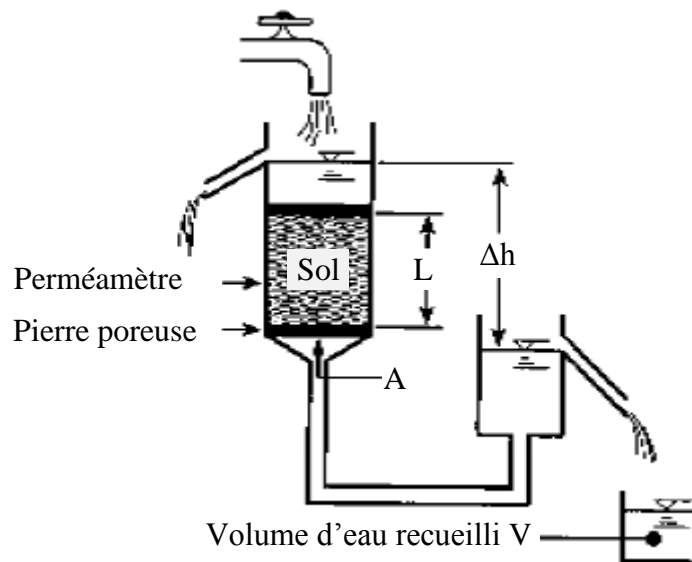


Figure 5 : Perméamètre à charge constante

Dans cet essai, la perte de charge provoque un écoulement de l'échantillon de sol. On mesure le débit d'eau Q en recueillant un volume d'eau (v) en un temps donné (t). Connaissant la longueur de l'échantillon et sa surface A , on peut calculer le coefficient de perméabilité k ; donc on a :

$$Q = v \cdot A \cdot t$$

Avec : $v = k \cdot i = k \frac{\Delta h}{L}$

Donc : $k = \frac{Q L}{\Delta h A t}$

5.2. Perméamètre à charge variable :

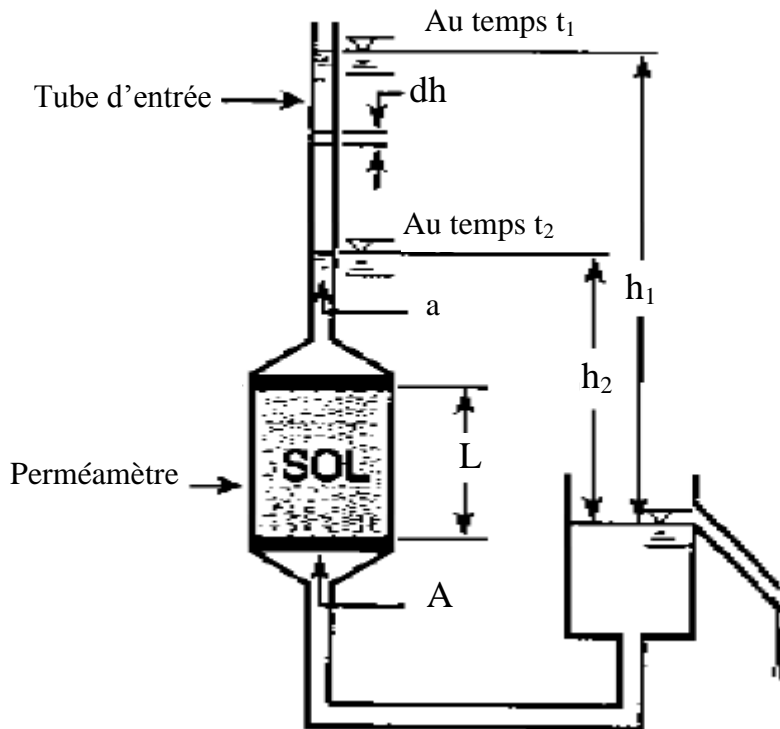


Figure 6 : Perméamètre à charge variable

L'essai de perméabilité à charge variable convient aux sols limoneux et argileux. Dans cet essai, l'eau provient d'un tube d'entrée (section a) relié à l'échantillon. Au fur et à mesure de l'écoulement de l'eau, une perte de charge qui diminue dans le temps d'une hauteur h_1 à une hauteur h_2 .

En point quelconque du tube d'entrée, la vitesse d'écoulement est :

$$v = - \frac{dh}{dt}$$

Le débit à l'entrée est égal à :

$$q_{\text{entrée}} = - \frac{dh}{dt} a \quad (a : \text{aire du tube})$$

Le débit à travers l'échantillon de sol et à la sortie se calcul à l'aide de l'équation de Darcy :

$$q_{\text{sortie}} = v \cdot A = k \cdot i \cdot A = k \frac{h}{L} A$$

Il est admis que l'eau est compressible, les débits à l'entrée et à la sortie sont égaux :

$$q_{\text{entrée}} = q_{\text{sortie}}$$

$$-\frac{dh}{dt} a = k \frac{h}{L} A$$

En intégrant cette équation ; on obtient :

$$-a \int_{h_1}^{h_2} \frac{dh}{h} = k \frac{A}{L} \int_{t_1}^{t_2} dt$$

On obtient :

$$k = \frac{a L}{A(t_2 - t_1)} \ln \frac{h_1}{h_2}$$

6. Mesure de coefficient de perméabilité sur site :

Plusieurs facteurs peuvent avoir un effet sur l'exactitude de la mesure de k en laboratoire (tels que le degré de saturation de sol, la température de l'eau...etc.), dans ce cas, on peut utiliser les essais in-situ et obtenir des résultats réels. Il existe différents essais pour mesurer la perméabilité sur le chantier tels que :

- Essai de pompage
- Essai Lefran
- Essai Lugeon

L'essai de pompage est préférable à celui de Lefran, car ces résultats sont plus sûrs.

L'essai de pompage consiste à réaliser un puits vertical de rayon r_0 , puis une pompe est utilisée pour pomper l'eau à débit constant. Des piézomètres sont disposés autour de puits pour suivre l'abaissement de la nappe ; on peut distinguer :

6.1. Ecoulement non confiné (cas d'une nappe libre) :

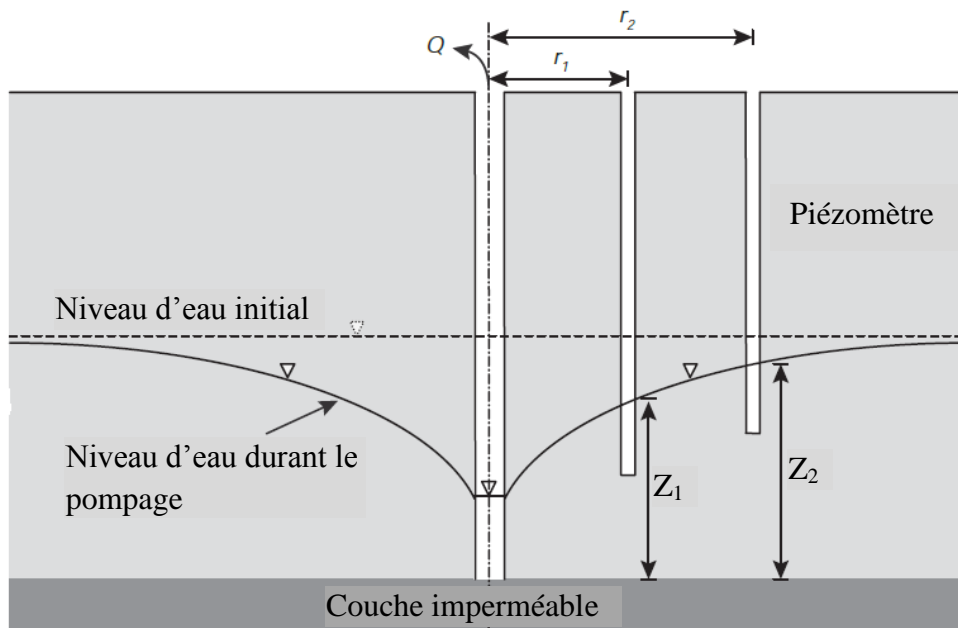


Figure 7 : Pompage de la nappe libre

Pour calculer le coefficient de perméabilité, on utilise la formule de Dupuit :

$$k = \frac{Q}{\pi(Z_2^2 - Z_1^2)} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

6.2. Ecoulement confiné (cas d'une nappe captive) :

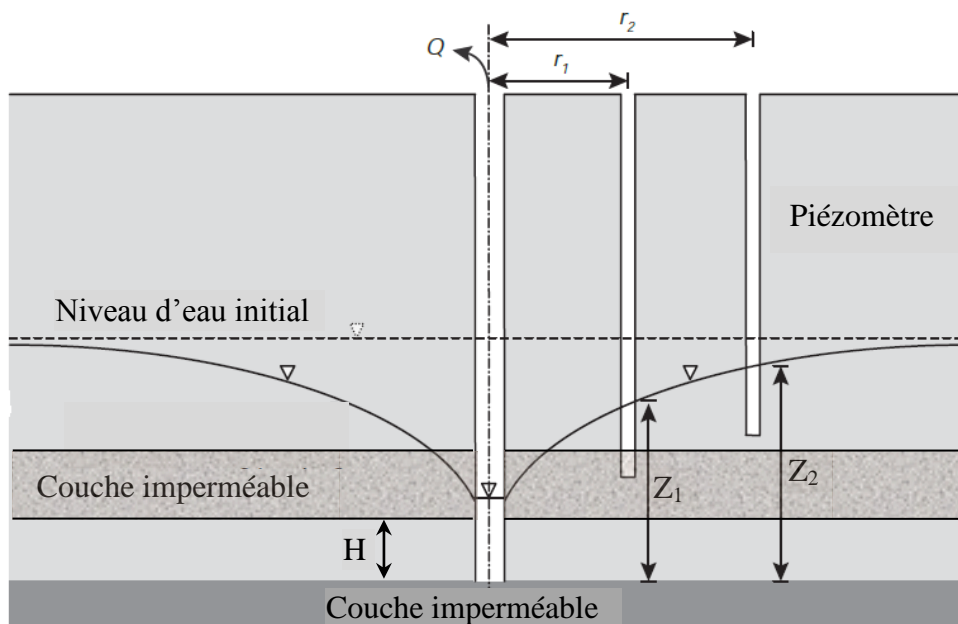


Figure 8 : Pompage de la nappe captive

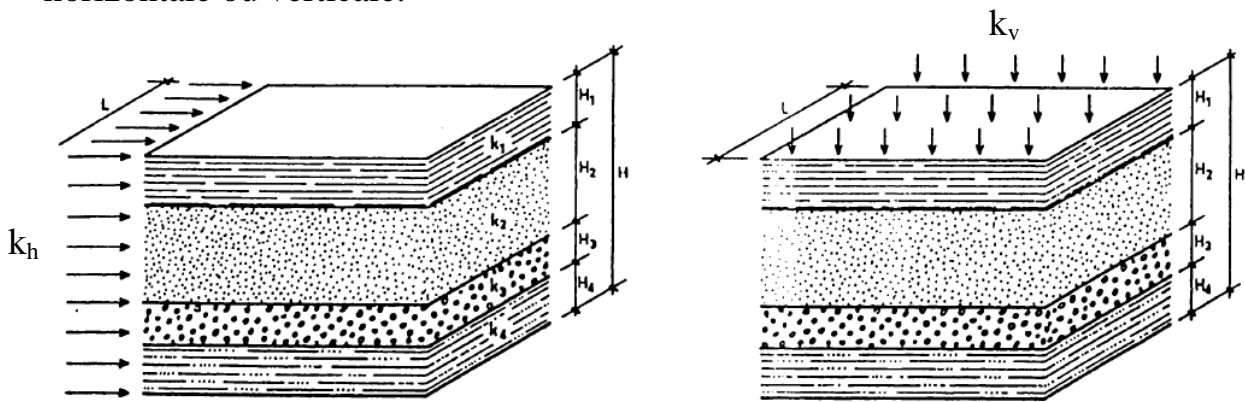
Le coefficient de perméabilité est :

$$k = \frac{2,3 Q}{2\pi H(Z_2 - Z_1)} \log \frac{r_2}{r_1}$$

7. Perméabilité des sols stratifiés :

Les sols naturels se présentent généralement sous forme de couches superposées et de perméabilité différentes.

On peut remplacer cette succession de couches par une couche unique de perméabilité équivalente, qui dépend de la direction de l'écoulement soit horizontale ou verticale.



Perméabilité horizontale :

$$k_h = \frac{\sum_1^n k_i H_i}{\sum_1^n H_i}$$

Perméabilité verticale :

$$k_v = \frac{\sum_1^n H_i}{\sum_1^n H_i / k_i}$$

8. Méthodes empiriques :

Il existe des formules empiriques (basées sur l'expérience) qui peuvent être utilisées pour calculer le coefficient de perméabilité. Hazen (1911) a proposé une formule empirique pour calculer la perméabilité dans les sables propres (contenant moins de 5% d'argile) ; sa formule est :

$$k = 0,01 D_{10}$$

D_{10} : Diamètre effective des grains

Une autre relation qui relie le coefficient de perméabilité à l'indice des vides des sols granulaires a également été utilisée :

$$k = \frac{e^2}{1 + e}$$

Plus récemment, Chapuis (2004) a proposé une relation empirique pour k :

$$k = 2,4622 \left[D_{10}^2 \frac{e^3}{1 + e} \right]^{0,7825}$$

9. Exemple d'un réseau d'écoulement autour d'une paroi :

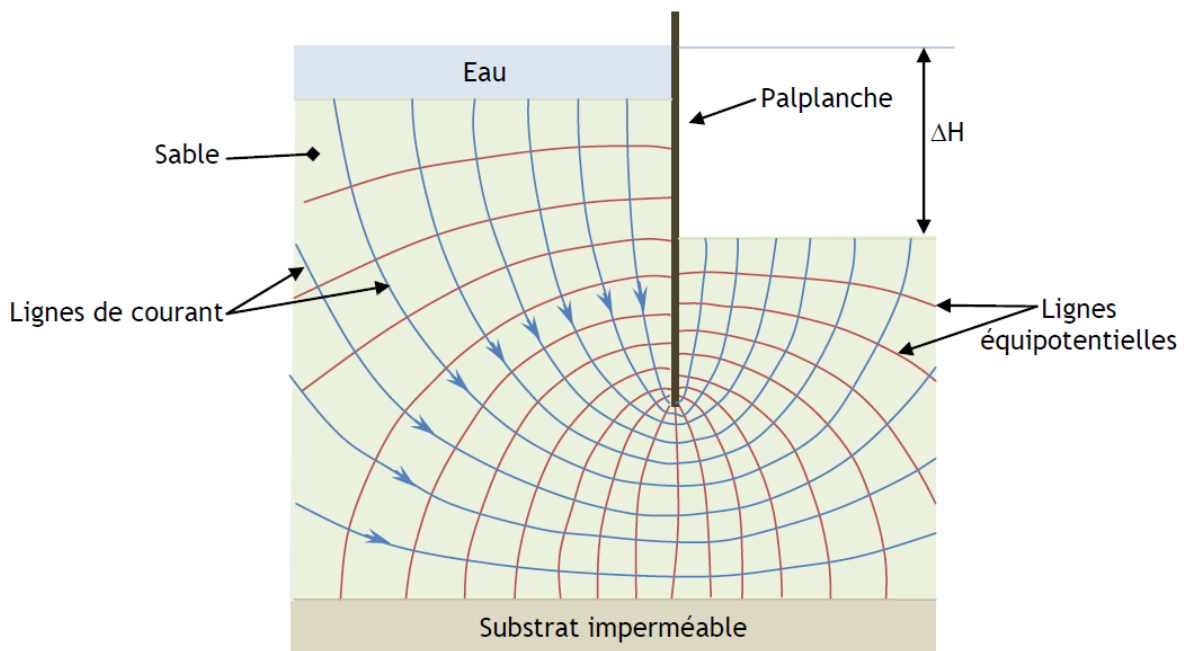


Figure 9 : Exemple d'un réseau d'écoulement

- **Les lignes de courant** indiquent le chemin suivi par l'eau
- Entre deux lignes de courant : le débit est constant
- **Lignes équipotentiels** : regroupes tous les points ayant la même charge hydraulique