

جامعة محمد خيضر بسكرة

Université Mohammed Khider Biskra



L'eau dans le sol-

Année universitaire 2019/2020

❖ Rappel Notions d'Hydrologie

L'eau circule en permanence sur la terre, sous la terre et dans l'atmosphère, elle suit toujours le même cycle. Afin de mieux comprendre l'origine, le stockage et l'écoulement des eaux souterraines, il est nécessaire d'appréhender les modalités du cycle de l'eau, c'est-à-dire la répartition et la circulation de l'eau sur la terre (hydrologie).

L'hydrologie est l'étude de la phase du cycle de l'eau qui commence avec l'arrivée de l'eau sur la surface de la terre. Elle englobe donc les précipitations, les eaux de surface, l'évapotranspiration, l'infiltration et les eaux souterraines.

Le cycle hydrologique ou **le cycle de l'eau** : Sous l'effet du rayonnement solaire, l'eau des océans et des surfaces terrestres s'évapore (passe en phase gazeuse), et s'élève dans l'atmosphère où elle se condense sous forme de gouttelettes. Elle retombe dans les océans et sur terre sous forme de précipitations liquides ou neigeuses.

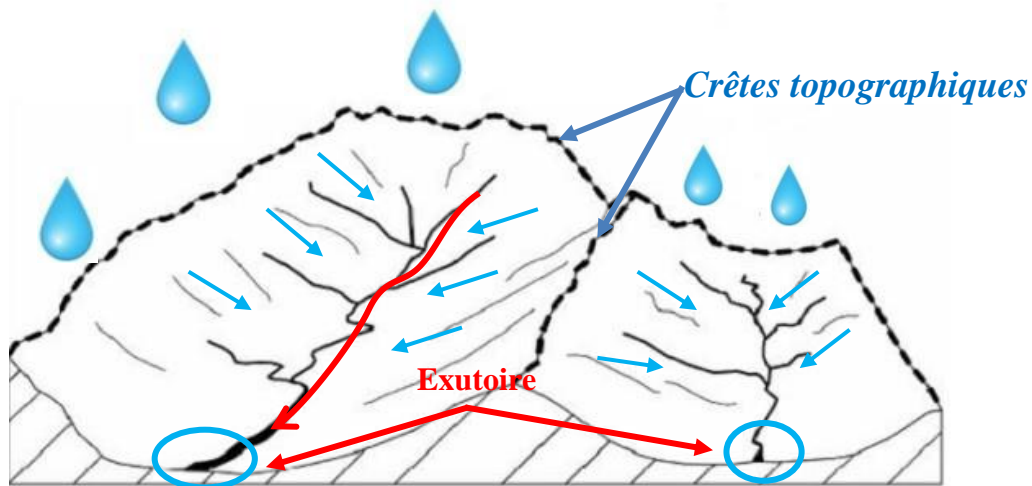
Une partie des précipitations se ruisselle sur le sol et va grossir rivières et fleuves : c'est le ruissellement de surface. Une autre partie s'infiltré dans le sous-sol et contribue à l'alimentation des eaux souterraines : c'est l'infiltration. Lorsque le sol est saturée l'eau s'infiltré plus profondément pour rejoindre les nappes souterraines. Une dernière partie, enfin, s'évapore et réintègre le cycle.

L'hydrogéologie est donc la science des eaux souterraines. Elle a pour objet l'étude du rôle des matériaux constituant le sol et le sous-sol et des structures géologiques dans l'origine, la distribution et le mode de gisement, les modalités de l'écoulement et les propriétés physico-chimiques de l'eau. Elle se préoccupe également de l'exploitation (géologie appliquée) et de la conservation des ressources en eaux souterraines (gestion de la ressource).

❖ Systèmes hydrologiques

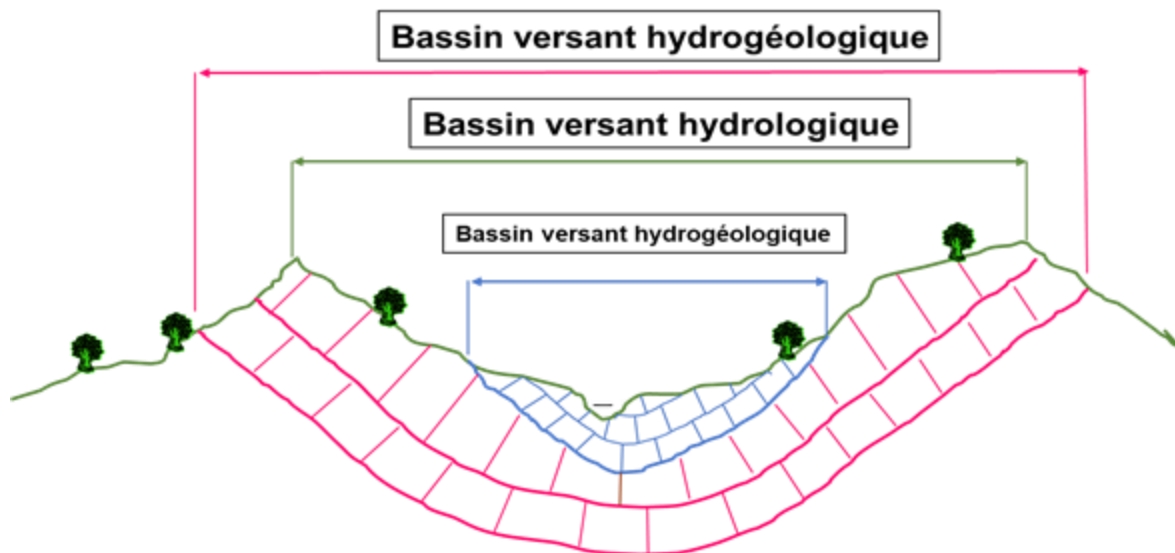
Le bassin Hydrologique est circonscrit par les lignes de crêtes topographiques, délimitant le bassin versant d'un cours d'eau et de ses affluents.

Toutes les précipitations tombées à l'intérieur d'un bassin versant alimentent un même exutoire.



L'aquifère : le mot « aquifère » désigne simplement une couche de sol contenant de l'eau, elle est identifiée par son contexte géologique, est l'unité de domaine d'étude des eaux souterraines.

Le bassin Hydrogéologique est la fraction de l'espace du bassin hydrologique située sous la surface du sol. C'est le domaine des eaux souterraines. En général, il correspond à un bassin sédimentaire. Ses limites sont imposées par la **structure hydrogéologique**. Il est constitué d'un ou plusieurs aquifères.



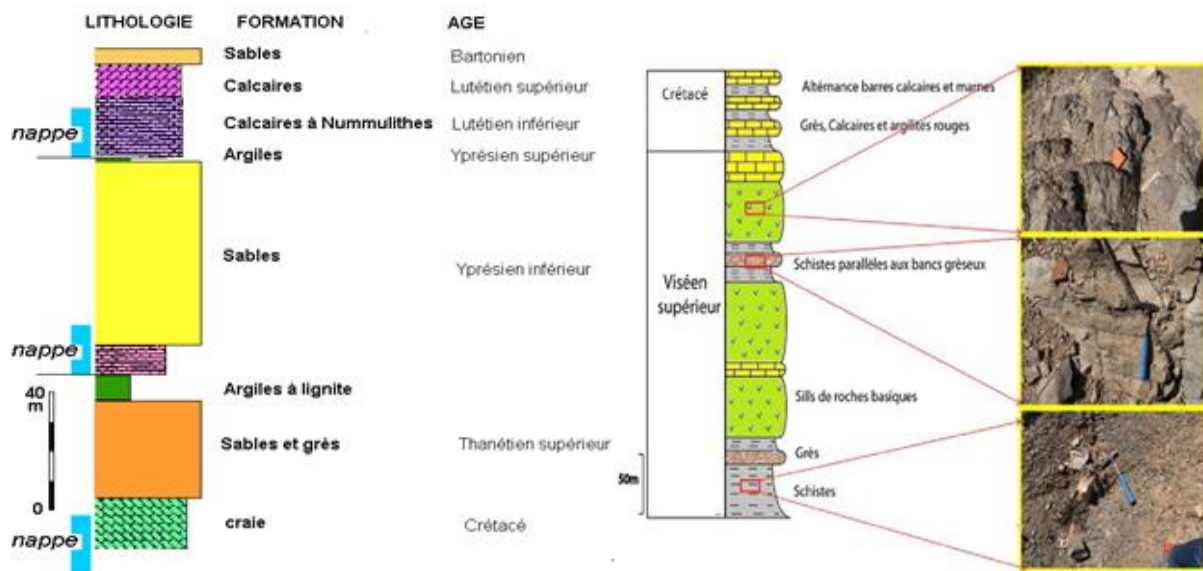
Les bassins versants hydrologique et hydrogéologique sont souvent identiques.

❖ Identification géologique

Formation lithostratigraphiques

Une formation lithostratigraphique est constituée par un corps de terrain de nature homogène : sable, calcaire, grès, granite, argile, gypse, etc. Elle est désignée par le nom de la région (ou de la localité) où elle a été observée et décrite ou par un terme d'étage.

Exemples : calcaire du Turonien, grès de l'Albien.



Une formation lithostratigraphique est identifiée par trois (3) ensembles fixes : **(1) surface limites, (2) localisation dans le sous-sol et (3) structure.**

Formations hydrogéologiques

Une formation hydrogéologique est une formation lithostratigraphique ou leur combinaison, ayant des fonctions globales vis-à-vis du stockage et de l'écoulement de l'eau souterraine.

La caractéristique essentielle d'une formation hydrogéologique est son degré de perméabilité.

La perméabilité, aptitude d'un réservoir à conduire l'écoulement d'eau, dans des conditions hydrodynamiques imposées, permet un classement en trois **(3)** grandes catégories ; **perméables, imperméables et semi-perméables.**

- **Formations hydrogéologiques perméable**

Les matériaux ayant la propriété de se laisser traverser par l'eau à des vitesses appréciables (quelques mètres à des milliers de mètres par an), sous l'impulsion de différences d'altitudes ou pente de la nappe, sont dits perméables.

Ce sont les grès, les graviers, les alluvions, les sables gros et moyens, les calcaires fissurés, etc.

- **Formations hydrogéologiques imperméable**

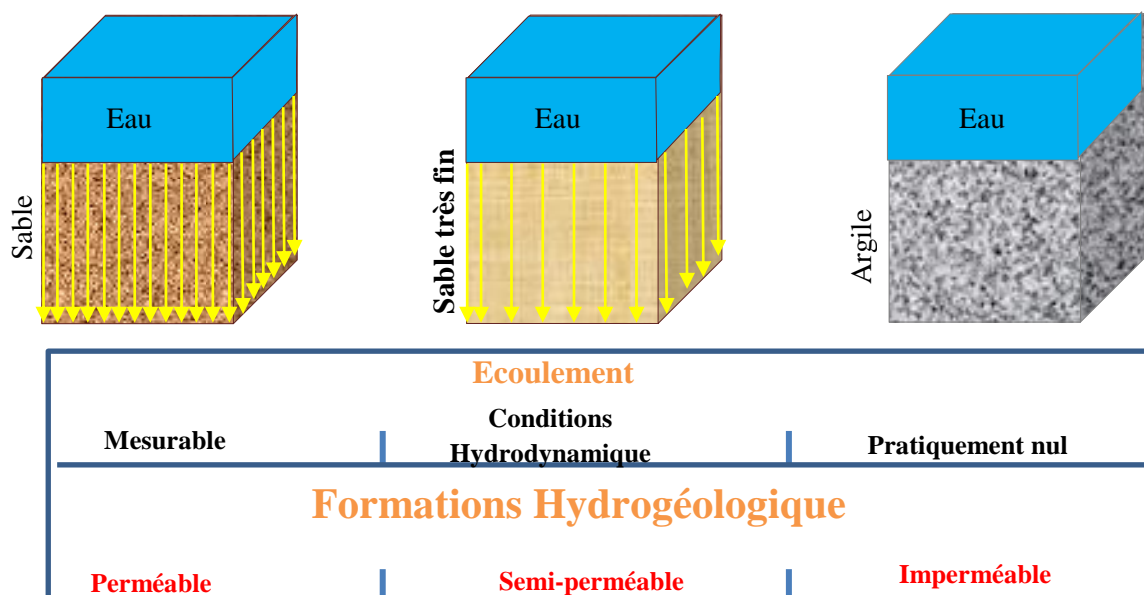
Les vitesses d'écoulement de l'eau souterraine, dans certains matériaux, sont très faibles, pratiquement non mesurables (quelques millimètres par an). Ils constituent les formations hydrogéologiques imperméables imposant les limites géologiques des aquifères.

Ce sont les silts, les argiles, les marnes, etc.

- **Formations hydrogéologiques semi-perméable**

Certains matériaux, comme les sables très fins, les sables argileux, de très faible perméabilité permettent dans des conditions hydrodynamiques favorables, les échanges verticaux ascendants ou descendants entre aquifères superposés, par un phénomène naturel appelé la **drainance**. Ils constituent les formations hydrogéologiques semi-perméables.

Une structure hydrogéologique, constituée d'une alternance de formations hydrogéologique perméables et semi-perméables identifie un aquifère multicouche.



Types de Formations Hydrogéologiques

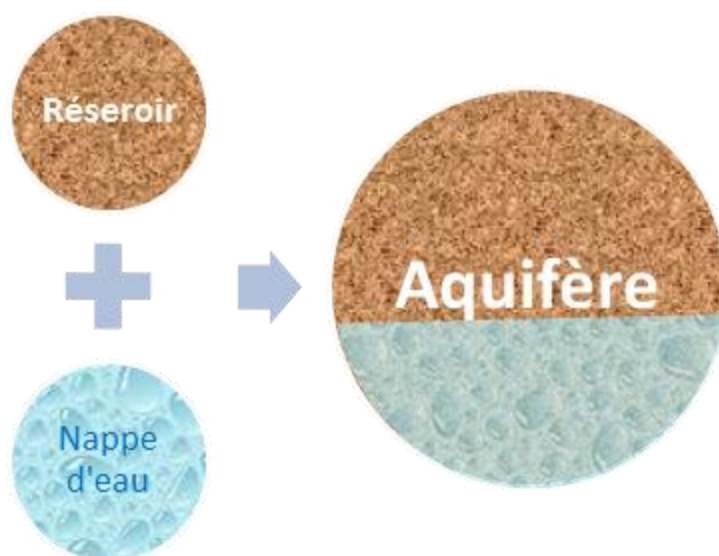
❖ Aquifères et Eaux Souterraines

Aquifère

Un aquifère est une formation hydrogéologique perméable permettant l'écoulement significatif d'une **nappe d'eau souterraine** et le captage de quantités d'eau appréciables, par des moyens économiques. C'est une couche de terrain ou une roche, suffisamment **poreuse** (qui peut stocker de l'eau) et **perméable** (où l'eau circule librement), pour contenir un **réservoir d'eau souterraine**.

De ce fait, pour former un aquifère la présence de deux (2) constituants essentiels, étroitement liés et en interactions :

1. **La formation hydrogéologique perméable** ou **Réservoir** : phase solide, milieu poreux ou fissuré, constitue la trame de la structure, squelette solide ou matrice (ex : grains de sable d'une formation sableuse, roche fissurée de la craie, etc.)
2. **L'eau souterraine** ou **Nappe d'eau** : phase liquide, dont la fraction mobilisable (eau gravitaire) constitue la nappe souterraine alimentant les sources, rivières et captages.



Qu'est – ce qu'une Nappe ?

Les nappes d'eau souterraine ne sont ni des lacs ni des rivières souterraines ; il s'agit d'eau contenue dans les pores ou les fissures des roches saturées par les eaux de pluie qui se sont infiltrées. **Elles sont donc l'ensemble des eaux comprises dans la zone saturée**

d'un aquifère. On distingue trois types principaux de nappes d'eau souterraine : **nappe libre**, **nappe captive** et **nappe semi-captive**.

- **Configuration de l'aquifère**

La configuration de l'aquifère porte sur ses dimensions et les caractéristiques de ses limites géologiques et hydrodynamiques ou **conditions aux limites**.

La limite **inférieure (substratum)** d'un aquifère est donnée par une formation géologique à relativement imperméable ou faible perméabilité. Si le corps même de l'aquifère est de nature particulière (sable, gravier, cailloux...) et le fond est formé par une masse rocheuse massive on appellera ce fond « **substratum imperméable** ».

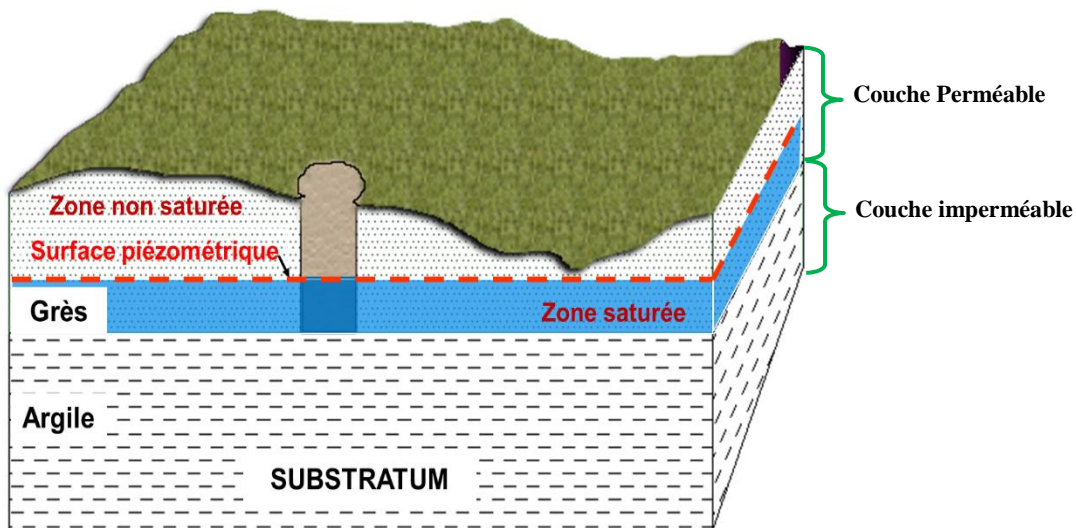
La limite **supérieure** de l'aquifère « **Toit** » peut également être de trois types :

- **Hydrodynamique avec fluctuations libre** : aquifère à nappe libre
- **Géologique imperméable** : aquifère à nappe captive
- **Géologique semi-perméable** : aquifère à nappe semi-captive

❖ Types d'aquifère

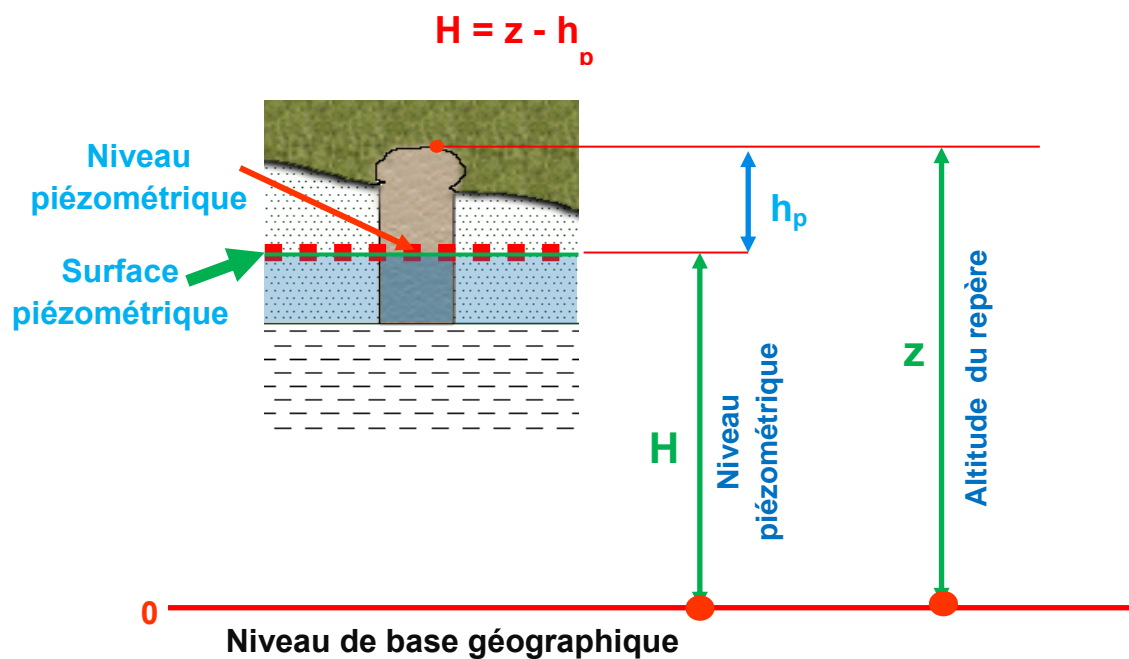
- **Aquifère à nappe libre**

Les nappes situées sous un sol perméable sont dites libres. L'aquifère à nappe libre est une formation géologique perméable partiellement saturée en eau, limitée en bas par un plancher « imperméable ». La surface piézométrique constitue la limite supérieure de l'aquifère (C'est une limite hydrodynamique). Cette limite peut s'abaisser librement dans la formation hydrogéologique perméable, d'où la dénomination **aquifère à nappe libre**.



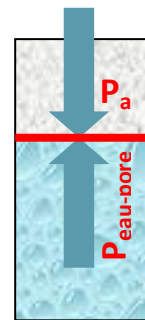
Aquifère à nappe libre

« Le niveau de la nappe est appelé *niveau piézométrique*, l'ensemble des niveaux piézométriques mesurés en différents points à une date donnée, détermine la *surface piézométrique* ».



Le niveau piézométrique peut se définir Mathématiquement :

$$P_{\text{atmosphérique}} = P_{\text{eau-pore}}$$

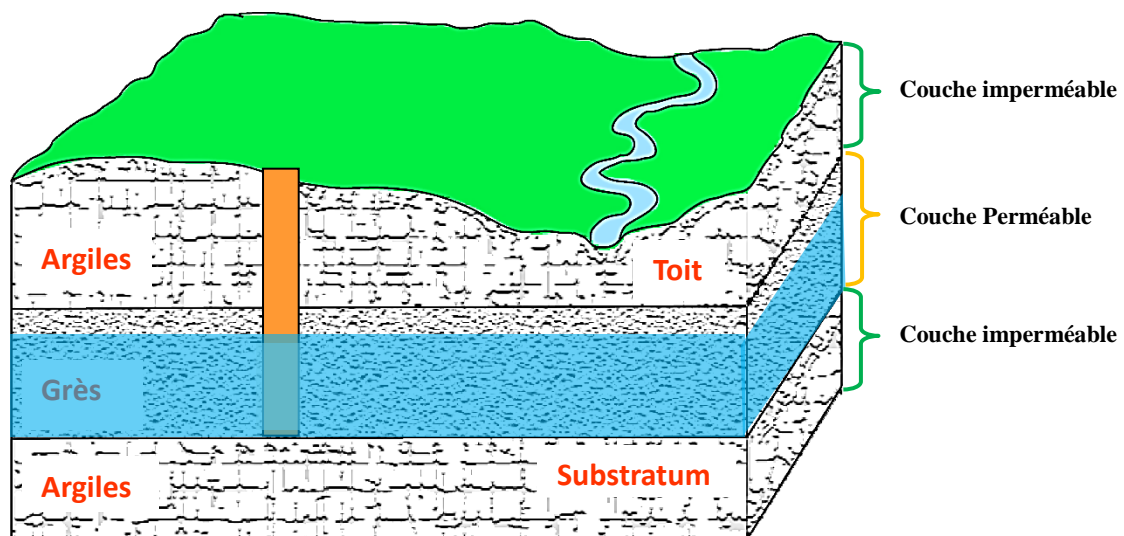


La pression de l'eau est égale à la pression atmosphérique.

- **Aquifère à nappe captive**

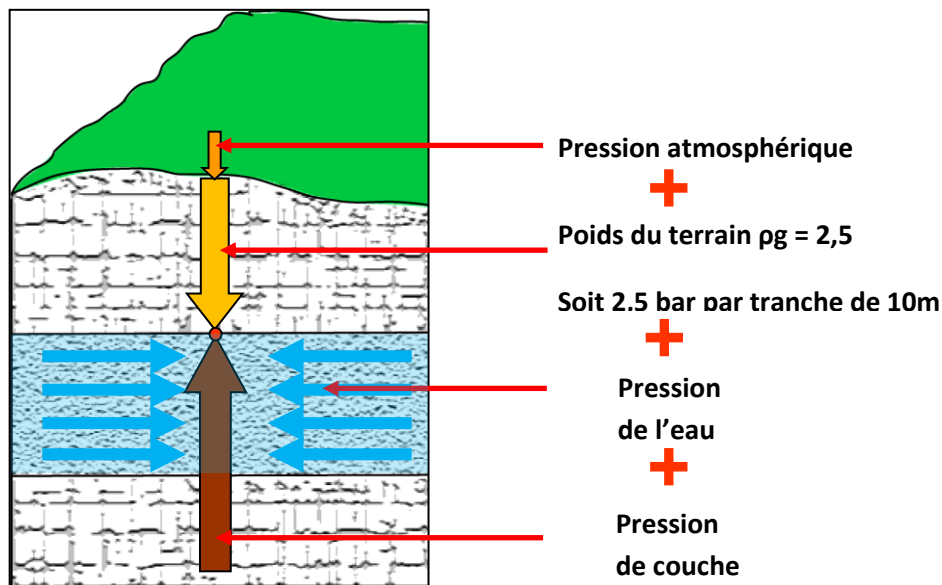
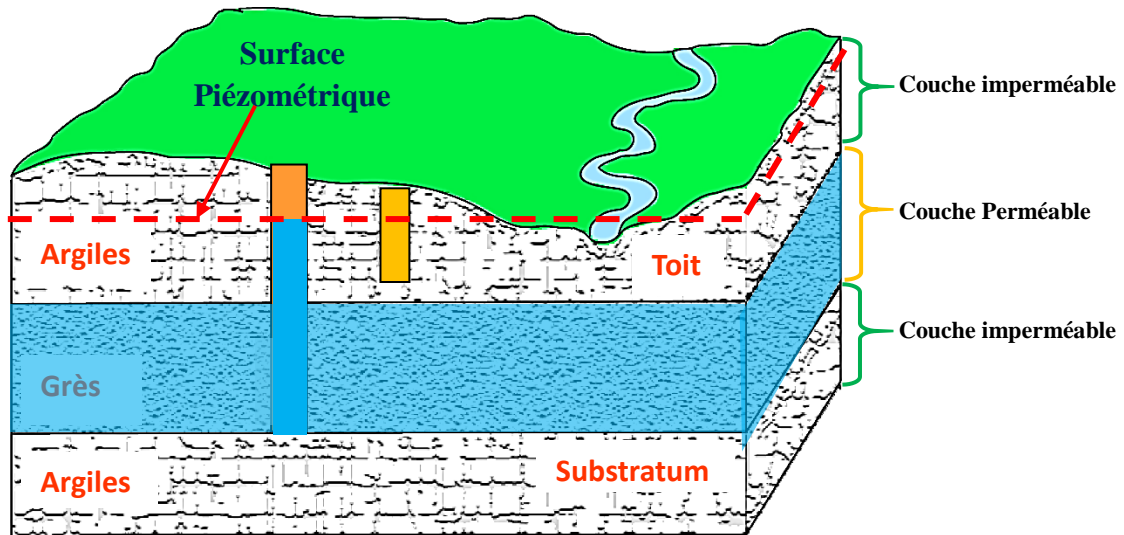
L'aquifère à nappe captive est comprise entre deux couches géologiques imperméables (le substratum à la base et le toit au sommet) qui confinent l'eau sous pression. Les nappes captives sont souvent profondes de quelques centaines de mètres voire plus.

S'il s'agit d'un aquifère peu profond, cet aquifère affleure probablement à un niveau plus élevé, et c'est le niveau de l'affleurement qui déterminera la pression hydrostatique de la colonne d'eau (surface piézométrique).

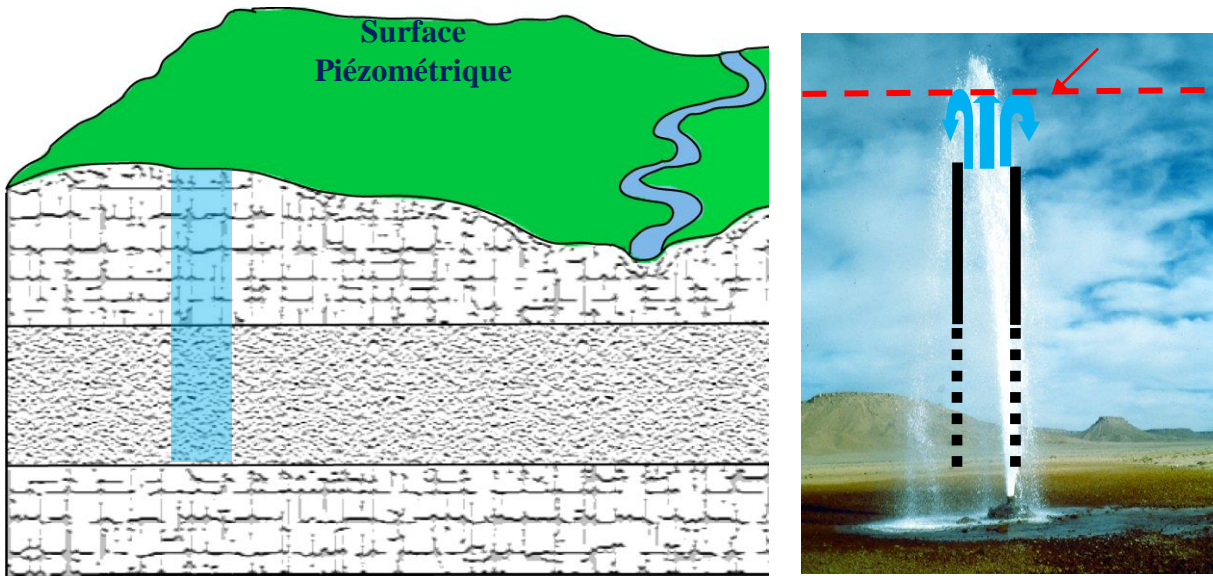


Aquifère à nappe captive

S'il s'agit d'un aquifère profond, la pression exercée sur les eaux contenues dans les pores sera contrôlée par la pression exercée par le poids des couches superposées. Dans ce cas l'aquifère subit une pression, dirigée de haut en bas, égale au poids de la colonne de terrains de densité moyenne 2.5 (soit 2.5 bar par tranche de 10m) qui le surmonte jusqu'à la surface de sol.

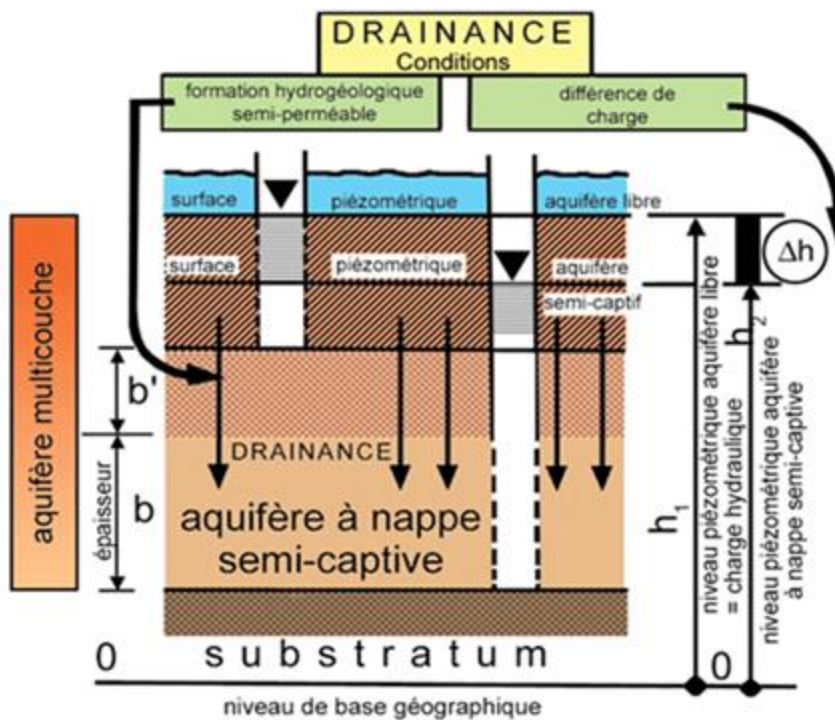


Lorsque le niveau piézométrique se trouve au-dessus du sol, le forage est dit **artésien jaillissant** ; il s'écoule naturellement sans pompage.



- **Aquifère à nappe semi-captive**

Le toit ou le substratum (ou les deux) de l'aquifère sont souvent constitués par une formation hydrogéologique semi-perméable. Celle-ci permet, dans certaines conditions hydrodynamiques favorables (différence de charge) des échanges d'eau (ou de pression) avec l'aquifère superposé ou sous-jacent, appelé drainance. Ce phénomène implique un aquifère à nappe semi-captive.



Aquifère à nappe semi captive

❖ Caractéristique et Fonction du réservoir

Les réservoirs, suivant leurs configurations et leurs structures, peuvent remplir une ou plusieurs de ces 3 grandes fonctions :

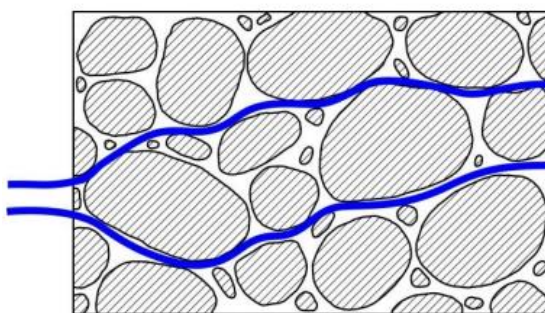
- **Fonction capacitive** : Emmagasinement souterraine de l'eau.
- **Fonction conductrice** : Il permet la circulation de l'eau sous l'action de la force de la gravité (Aquifère à nappe libre) ou par expulsion par décompression (Aquifère à nappe captive).
- **Fonction d'échange** : Interactions physico-chimiques permanentes entre l'eau souterraine et le réservoir (interaction eau / roche) et la roche (Ex : Chaleur, dissolution ou précipitation des sels, échange d'ions, etc.).

L'eau souterraine circule entre les grains ou dans les fractures. La plupart des roches contiennent des vides entre les grains qui les constituent, ces vides peuvent être occupés par des fluides (eau et huile) ou des gaz.

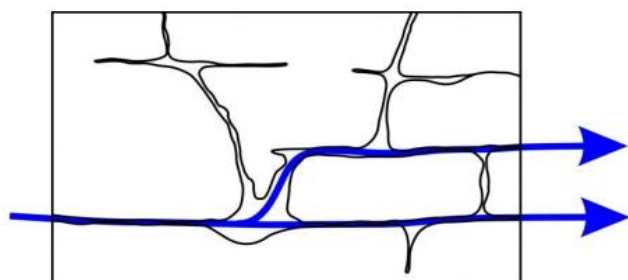
Morphologie et interconnexions des vides

Les fonctions conduite et réservoir, sont déterminées essentiellement par les dimensions et les interconnexions des vides. Ces dernières assurent la continuité du milieu aquifère.

L'étude morphologique des vides porte sur leur nature, leur forme et leurs dimensions. Deux grands types de vides, ***pores*** et ***fissures***, caractérisent respectivement le ***milieu poreux*** et le ***milieu fissuré***.



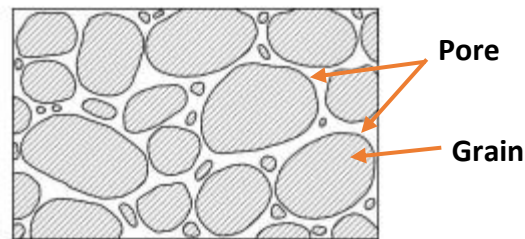
Entre les grains



Dans les fractures

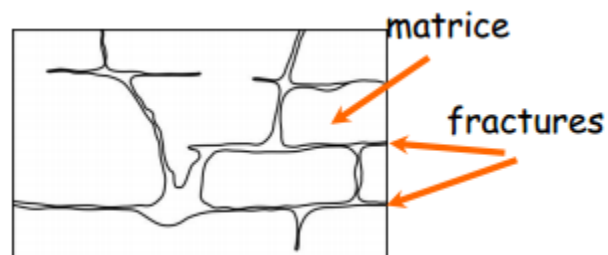
Morphologie des pores et milieu poreux

Les pores sont des vides de forme plus ou moins sphérique, de petite dimensions (ordre de grandeur millimétrique), ménagés entre les particules solides ou grains, constituant le réservoir. Les dimensions des vides sont étroitement liées à celles des grains, dont la mesure est plus directement accessible. Les diamètres des grains des roches meubles perméables s'étalent dans une gamme de 0,06 à 0,001 mm, soit d'ordre de grandeur micrométrique, dont les argiles, milieu dit imperméable.



Morphologie des fissures et milieu fissuré

Les fissures sont des fentes de forme allongée, à ouverture plus ou moins large. Leur ensemble constitue la fissuration, phénomène naturel dont l'origine est essentiellement mécanique.



Les fissures sont classées suivant leur dimension, en deux types : les microfissures et les macro-fissures.

Microfissures : Caractérisés par une ouverture de quelques dixièmes de millimètres et une longueur de l'ordre métrique à décimétrique. Ce sont les diaclases et les microjoints de stratification. Leur rôle est comparable à celui des pores interconnectés du milieu poreux continu.

Macro-fissures : Ouverture supérieure à quelques millimètres. Ce sont les zones de broyage et des failles. Leur longueur est d'ordre hectométrique à kilométrique. Le milieu fissuré est discontinu.



Macro-fissures

Classification hydrogéologique des réservoirs

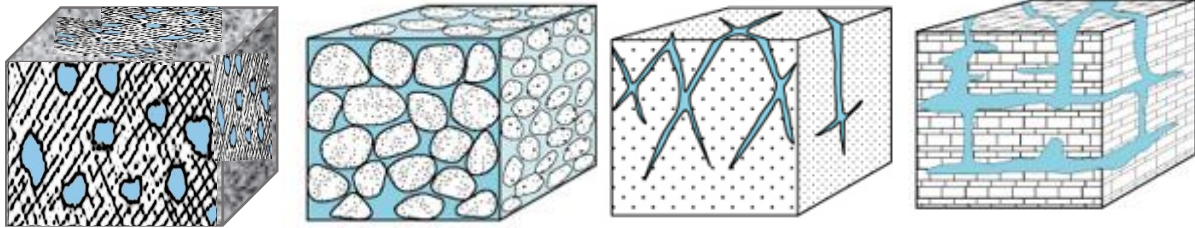
Suivant les deux grands types de vides, on distingue deux grandes catégories de réservoirs :

- **Réservoirs à roches meubles ou non consolidées** : présentent uniquement des pores. Elles caractérisent le milieu poreux. Ce sont les graviers, graviers sableux, alluvions, sables, sables argileux, argiles sableuses, silts et argiles.
- **Réservoirs à roches compactes fissurées ou consolidées** : ils sont caractérisés par la présence de fissures (calcaire, granit...).

Selon l'agencement, la disposition des pores, on distingue :

- La **porosité vacuolaire** ou **porosité close**, celle de la pierre ponce, où les vides sont indépendants les uns des autres. Si l'eau l'occupe, elle y est prisonnière et échappe au cycle de l'eau.
- La **porosité d'interstices** (dite parfois porosité en petit) est celle des vides intergranulaires qui s'observe dans les sables, les alluvions. L'agencement des grains peut être homométrique (sable dunaire ...) ou hétérométrique (alluvions, ...) .
- La **porosité de fissures** (dite parfois porosité en grand) est celle due aux diaclases et aux joints de stratification observés dans les granites, basaltes, calcaires...et autres roches consolidées mais à fissures \pm nombreuses et \pm ouvertes.

- La **porosité de conduits** est la macroporosité due à l'élargissement des fissures par dissolution et permettant une circulation accélérée, un véritable écoulement concentré souterrain (karst ouvert).



Porosité vacuolaire

Porosité d'interstices

Porosité de fissures

Porosité de conduits

❖ Etude granulométrique et caractéristiques du milieu poreux

L'étude granulométrique, ou granulométrie, est l'ensemble des techniques permettant de déterminer les caractéristiques physiques, pétrographiques, et géochimiques des roches meubles. Elle repose sur :

- **L'examen microscopique** : géométrie, forme, dimensions et disposition dans l'espace (arrangement) des grains et des vides ;
- **L'étude pétrographique** : nature des minéraux constituant les grains, argiles en particulier ;
- **L'analyse chimique des grains** : sels solubles ;
- **L'analyse granulométrique** : dimension des grains.

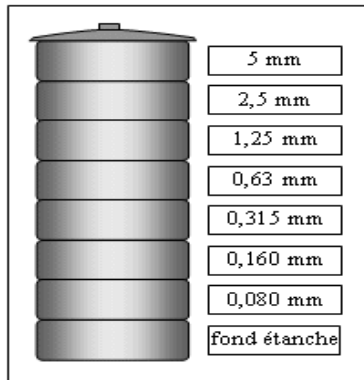
Elle nous permet de déterminer la quantité respective des différents éléments constituant le sol (Graviers, Sables, Limons, Argiles).

L'**analyse granulométrique** : c'est l'étude au laboratoire de la répartition des différents grains d'un échantillon, en fonction de leurs caractéristiques (poids, taille, etc.), donc elle fournit les proportions de grains de différents diamètres.

• Principe de l'essai

L'essai se fait en suivant un mode opératoire bien précis. On procède au classement des grains sur une série de tamis emboîtés les uns dans les autres. Dont les dimensions des

ouvertures (mailles) des tamis sont décroissantes du haut vers le bas. Le matériau étudié (granulat) est placé sur le tamis le plus haut et par vibrations, on répartit les grains sur les différents tamis selon leur grosseur.



Colonne de tamis



Tamis à mailles carrées



Tamiseuse électrique

- **Intérêt de l'analyse granulométrique**

C'est une opération importante qui permet :

- D'accéder aux caractéristiques des vides par celles des grains ;
- De classer quantitativement les roches meubles et de dresser des cartes, trame de la distribution spatiale des paramètres hydrodynamiques ;
- De calculer les paramètres granulométriques ;
- De procéder à l'équipement technique des puits et sondages : calcul de l'ouverture des parties captantes (crépines), calibrage du gravier des massifs filtrants.

Les dimensions des grains des roches meubles s'étalent dans une gamme, en général continue. L'analyse granulométrique a pour but de tri, par des tamis standards, des grains en fourchettes de diamètres conventionnels. Une première opération est donc le classement des grains en gammes de diamètres déterminés. C'est-à-dire l'établissement d'une classification granulométrique.

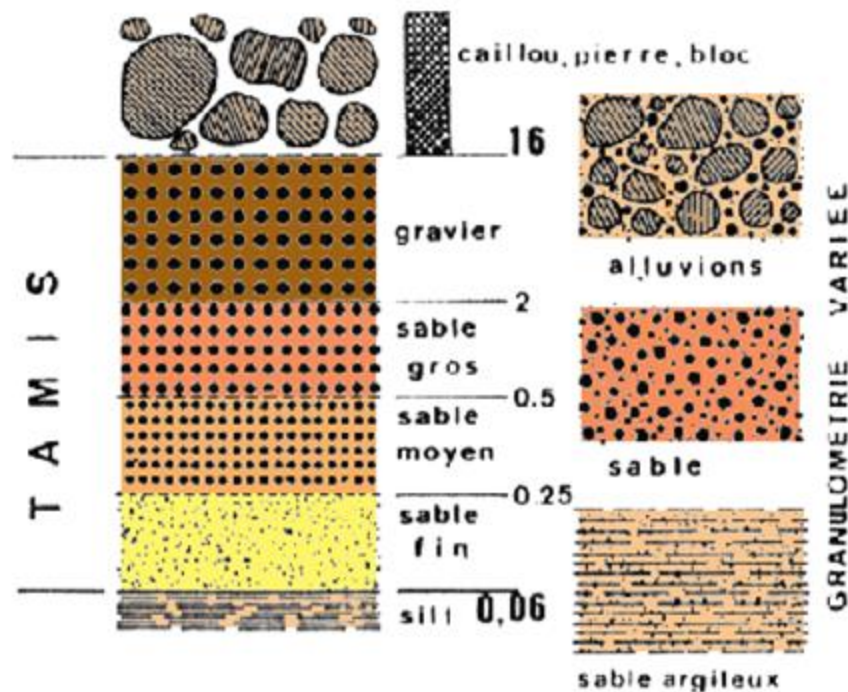
Les masses des différents refus et tamisats sont rapportées à la masse initiale du matériau. Les pourcentages ainsi obtenus sont exploités sous forme graphique.

Remarque :

- **REFUS sur un tamis** : la quantité de matériau qui est retenue sur le tamis.
- **TAMISAT (ou passant)** : la quantité de matériau qui passe à travers le tamis.

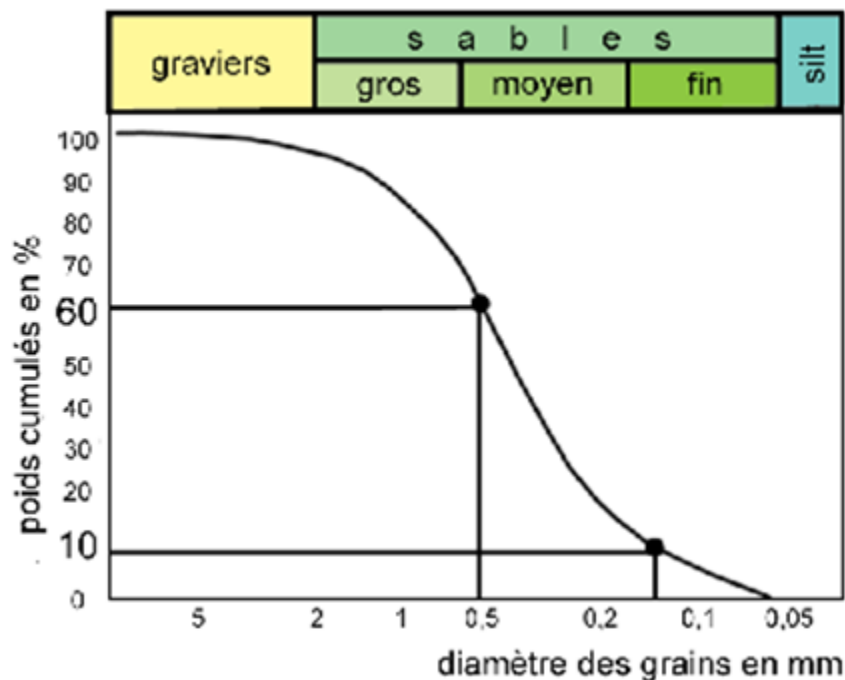
Désignation		Diamètres des grains (mm)	
Caillou, pierre, bloc		Supérieur à 16	
Tamis	Gravier, gravillon	16 à 2	
	Sable	Gros	2 à 0,5
		Moyen	0,5 à 0,25
		Fin	0,25 à 0,06
Silt		0,06 à 0,002	
Argile		Inférieur à 0,002	

Classification granulométrique des roches meubles



Classification granulométrique

Le traitement statistique des données de l'analyse granulométrique, utilisé en hydrogéologie, est la courbe granulométrique cumulative.



Courbe granulométrique Cumulative.

Le couple de données concernant une phase granulométrique, diamètre et poids, obtenu par tamisage, est porté sur le graphique :

- En abscisses **logarithmiques les diamètres des grains**, en mm, déterminés par les dimensions des mailles des tamis ;
- En ordonnée linéaire **les poids cumulés**, en grammes, exprimés en pourcentage du poids de l'échantillon étudié.

Le graphique obtenu est la courbe granulométrique cumulative. Le sédiment est représenté par le secteur du diagramme positionné sous la courbe.

La courbe cumulative permet de calculer 2 paramètres granulométriques principaux :

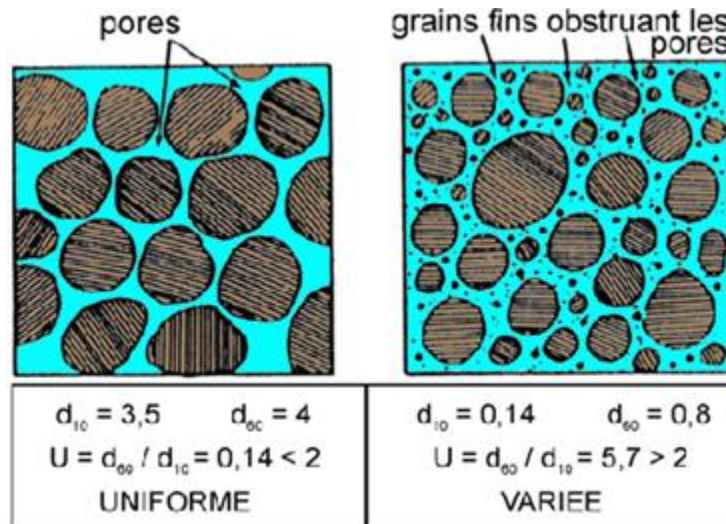
- **Le diamètre caractéristique, d_x**
- **Le coefficient d'uniformité, U.**

Ce diamètre caractéristique, d_x est mesuré par la valeur lue abscisse, correspondant à un pourcentage en poids cumulé.

Le coefficient d'uniformité, U (sans dimension), attribue une valeur numérique à la pente de la courbe. Il est calculé par le rapport suivant :

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

Par convention, si U est compris entre **1** et **2**, la granulométrie est dite **uniforme**. S'il est **supérieur à 2**, elle est **variée**.



- **Porosité totale (η_t)**

La porosité totale (η) est la propriété d'un milieu poreux, ou fissuré, de comporter des vides interconnectés ou non. C'est le rapport du volume des vides au volume total de l'échantillon. **Il est exprimé en pourcentage %**. Son inverse est la compacité.

$$\eta_t = (\text{Volume des vides} / \text{Volume total}) * 100$$

$$\eta_t = \frac{V_v}{V_t}$$

- **Porosité efficace ou effective (η_e)**

Ou encore porosité de drainage correspond à l'eau mobilisable ou exploitable libérée sous l'action de la gravité. C'est le rapport du volume de l'eau gravitaire au volume total de la roche. Il est exprimé en pourcentage %.

$$\eta_e = (\text{Volume de l'eau gravitaire} / \text{Volume total}) * 100.$$

$$\eta_e = \frac{V_e}{V_t}$$

Exemple :

Un échantillon de $1\ 000\ \text{cm}^3$, prélevé dans un aquifère libre par égouttage $20\ \text{cm}^3$ d'eau :
Sa porosité efficace est de 2%.

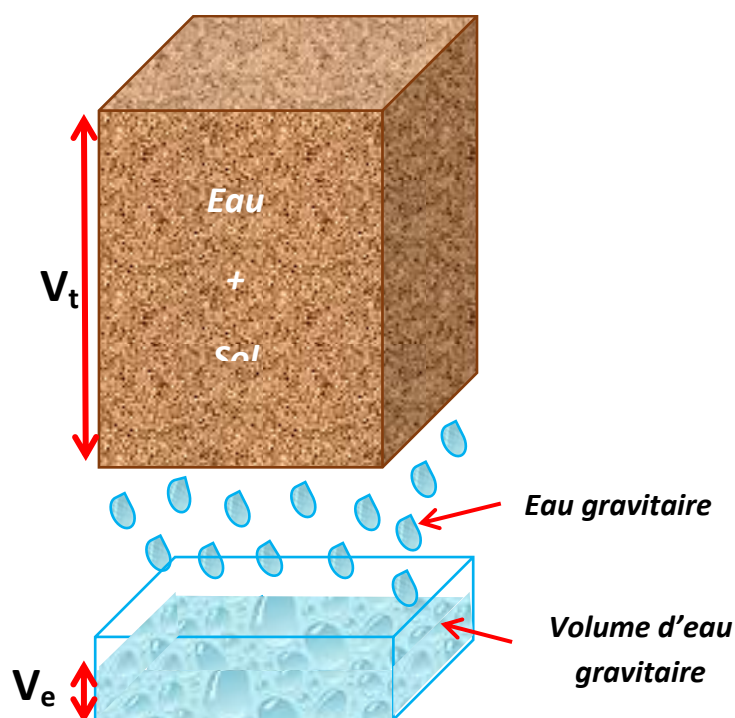
$$\eta_e = \frac{V_e}{V_t} \quad \longrightarrow \quad \eta_e = \frac{20}{1000} = 0.02 \times 100 = 2\%$$

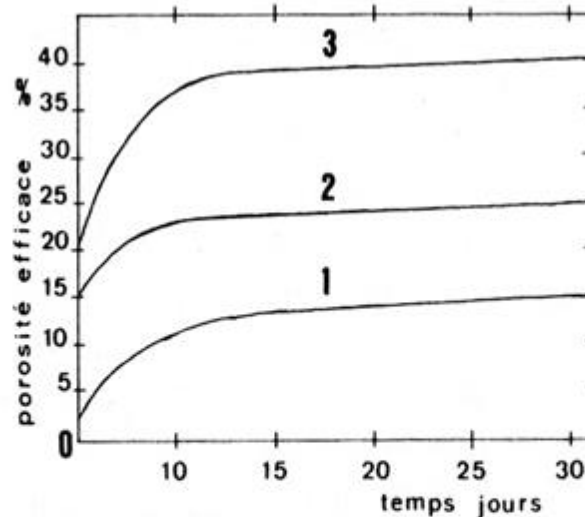
❖ Types d'eau souterraine

Il convient de distinguer, pour définir les caractéristiques hydrogéologiques des réservoirs, deux types d'eau souterraines :

- **Eau gravitaire :**

L'eau gravitaire est la fraction de l'eau souterraine soumise à la seule force de gravité. C'est elle qui circule dans les aquifères, sous l'action des gradients et alimente les ouvrages de captage et les sources. On peut l'extraire d'un échantillon de roche par égouttage. Son volume dépend de la granulométrie de l'échantillon : il est le plus grand pour des grains grossiers (il y a 3 fois plus d'eau gravitaire dans un gravier que dans un sable fin).





Le volume d'eau gravitaire, libéré d'un échantillon, est fonction de la granulométrie et du temps d'égouttage.

1, sable fin de $d_{10} = 0,08$ mm ; 2, sable moyen de $d_{10} = 0,47$ mm ; 3, gravier de $d_{10} = 2,5$ mm.

- Eau de rétention (eau liée)

L'eau de rétention est la fraction de l'eau souterraine, maintenue dans les vides à la surface des grains, par des forces supérieures à celles de la gravité. Elle n'est donc pas mobilisable. Attirée fortement à la surface du solide, elle fait corps avec lui et appartient physiquement et mécaniquement à la même phase de l'aquifère, réservoir/eau de rétention.

Le phénomène de rétention de l'eau, à la surface des grains, est la conséquence de la structure moléculaire particulière de l'eau. La molécule d'eau est une très petite molécule angulaire. Elle est constituée de 2 atomes d'hydrogènes et d'un atome d'oxygène chargé négativement. Le défaut de 2 électrons de l'atome d'oxygène la dote d'un moment dipolaire élevé. Ainsi polarisée, elle se comporte comme un minuscule aimant permanent ou dipôle.

Au contact des molécules polarisées se développent ainsi des forces d'attraction moléculaire de plusieurs dizaines de milliers de fois la force de gravité.

La limite de séparation des 2 phases eau/grain, est le lieu de champs de force. Ceux-ci attirent, en les orientant perpendiculairement à la surface, les dipôles qui sont solidement fixés. La molécule est **adsorbée**.

Les forces d'attraction moléculaire décroissent, très rapidement, de la surface des grains vers le centre des vides. Les liaisons deviennent de plus en plus lâches et l'eau peut être libérée du réservoir par des forces de plus en plus faibles. Les molécules devenues libres, à une distance très faible de la surface du grain (1 à 2 microns) peuvent être déplacées par la force de gravité.

On peut ainsi séparer 2 phases dans la classe de l'eau de rétention :

- **L'eau adsorbée (hygroscopique)** constitue un film continu, mince pellicule d'une épaisseur de l'ordre du dixième de micron, soit l'empilement de quelques dizaines de molécules. En pourcentage du volume total, elle augmente en fonction de la granulométrie : 2 à 5% dans les sables gros, 10 à 15 dans les sables fins et 40 à 50 dans les argiles.
- **L'eau pelliculaire (eau d'adhésion)** représente une pellicule de l'épaisseur de l'ordre du micron. Elle peut se déplacer à la surface des grains sous l'action de l'attraction des molécules d'eau voisines.

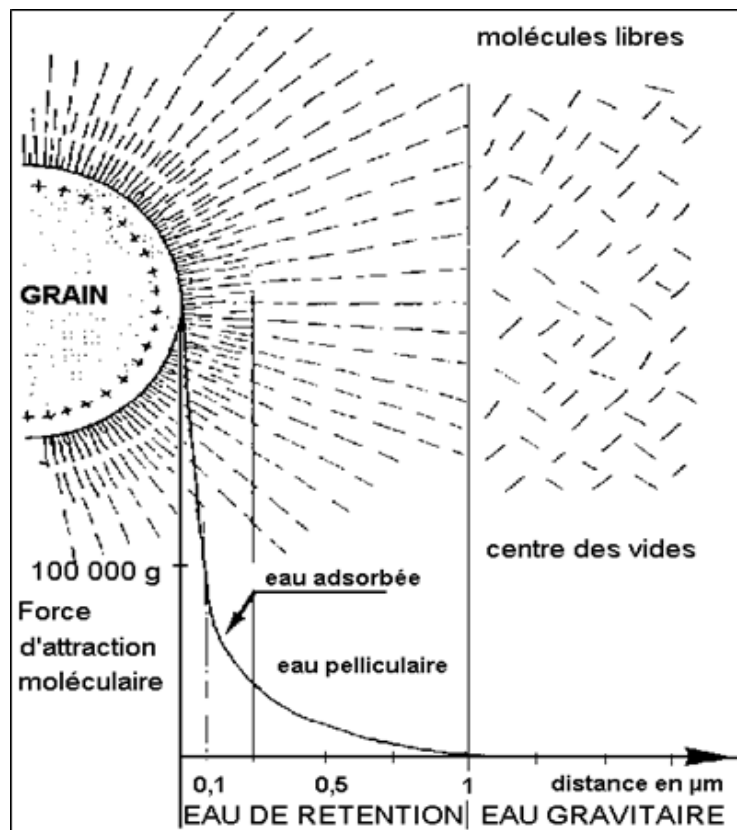


Schéma de la structure de l'eau souterraine au voisinage d'un grain.

Interaction physique eau/ roche.

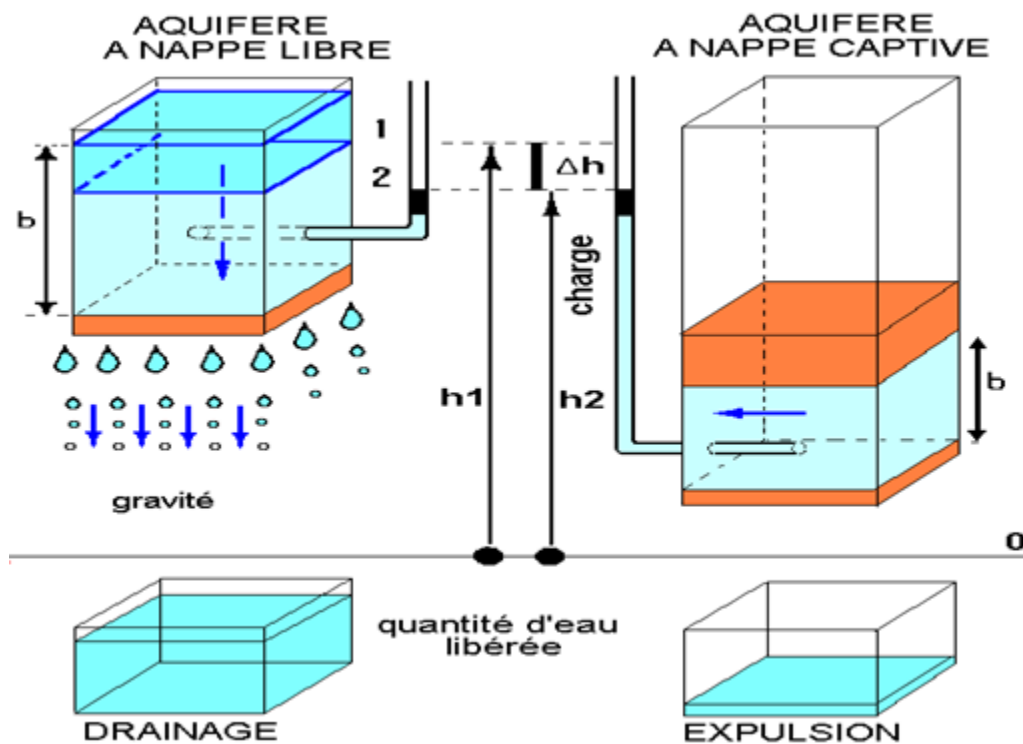
❖ Emmagasinement souterrain

Des études et expérimentations, sur le terrain, permettent de mesurer, en place et sur un volume important, les paramètres de l'emmagasinement de l'eau dans les réservoirs.

Sous l'effet d'un abaissement unitaire de niveau piézométrique, entraînant une différence de charge, l'eau est libérée du réservoir :

- Dans l'aquifère à **nappe libre** par l'action de **la force de gravité** ;
- Dans l'aquifère à **nappe captive** par **expulsion de l'eau**.

Le **coefficient d'emmagasinement** d'un aquifère noté **S** (sans dimension), est déterminé à partir de la quantité d'eau libérée pour une perte de charge donnée, c'est à dire **une baisse de pression**. Dans un aquifère, la perte, ou le gain, d'une certaine quantité d'eau se traduit par une variation de la charge hydraulique. Celle-ci est mesurée à l'aide de **piézomètres**. Pour une nappe libre, c'est la gravité qui provoque l'écoulement de l'eau. Pour une nappe captive, l'expulsion d'une petite quantité d'eau provoque une grande variation de pression et donc une forte perte de charge. D'une façon générale, pour une même différence de charge, la quantité d'eau² libérée est beaucoup plus grande dans une nappe libre.



Variation de charge et volume d'eau libérée (adapté de G. CASTANY).

Dans l'aquifère à **nappe libre**, le coefficient d'emmagasinement est égal, en pratique, à la **porosité efficace**. Par contre dans l'aquifère à **nappe captive**, il est **100 à 1000 (voir 10000) fois plus petite**. Il varie de 0.2 à 0.01 pour les nappes libres et de 0.001 à 0.0001 pour les nappes captives.

❖ Ecoulements Souterrains : Loi de Darcy

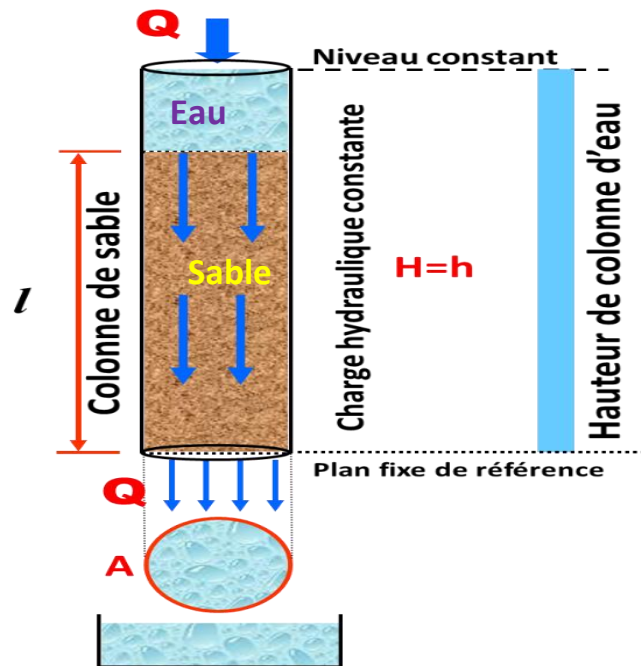
La fonction conduite du réservoir permet le transport de quantités d'eau et la transmission d'influences. Elle est imposée par la structure de l'aquifère : paramètres géométriques et hydrodynamiques.

- **Expérience de Darcy**

En 1856 Henri Darcy a publié une expérience de transfert d'eau à travers un milieu poreux dans un livre intitulé « Les fontaines publiques de la ville de Dijon ». Dans son expérience il a étudié l'écoulement sous pression de l'eau dans une canalisation verticale de 35 cm de diamètre et de 2.50 m de hauteur, cette canalisation est remplie de sable. Darcy mesurait à la fois la perte de charge entre les deux extrémités de la conduite et le débit de filtration correspondant lorsque le régime permanent était établi. Darcy a relié le flux à la section (aire) du filtre et au gradient hydraulique. Il a appelé conductivité hydraulique la constante qui relie ces paramètres.

Les résultats fondamentaux de Darcy sont les suivants :

- **Le débit Q est proportionnel à la surface de la conduite ;**
- **Le débit Q est proportionnel à la perte de charge ;**
- **Le débit Q est inversement proportionnel à la hauteur de la conduite ;**
- **La constante de proportionnalité (K) dépend du matériau poreux. K dépend de la taille des grains et de la connectivité des pores.**



Dispositif expérimental pour la loi de Darcy.

L'écoulement de l'eau, ou plus précisément la quantité d'eau (débit) qui s'écoule à travers une colonne de sable est régie par un certain nombre de facteurs :

- **La perméabilité de la colonne**, qui dépend de la nature du matériau qui remplit la colonne,
- La taille de la colonne-**sa section A** et **sa longueur l**,
- **La pression (charge d'eau)** appliquée au sommet de la colonne.

D'où l'expression de la loi de Darcy :

$$Q = k \cdot A \cdot \frac{h}{l}$$

Avec :

Q : Débit d'eau m^3/s

K : Défini par Darcy comme un coefficient dépendant de la perméabilité de la couche, est appelé **coefficient de perméabilité (m/s)**.

A : Surface traversée par le fluide (m^2)

l : la longueur de la colonne de sable

h/l : La perte de charge par unité de longueur, est définie comme le gradient hydraulique, noté ***i* (sans unité)**.

L'expression précédente devient donc :

$$Q = k \cdot A \cdot i$$

La vitesse de filtration v est égale au rapport de la quantité d'eau passant en une seconde sur la surface A . C'est également le produit du coefficient de perméabilité par le gradient hydraulique :

$$v = \frac{Q}{A} = k \cdot i = q$$

La vitesse de filtration est ainsi la vitesse fictive d'un flux d'eau en écoulement uniforme, à travers un milieu aquifère saturé, déduite du débit d'écoulement traversé par ce flux. Elle est égale au débit unitaire.

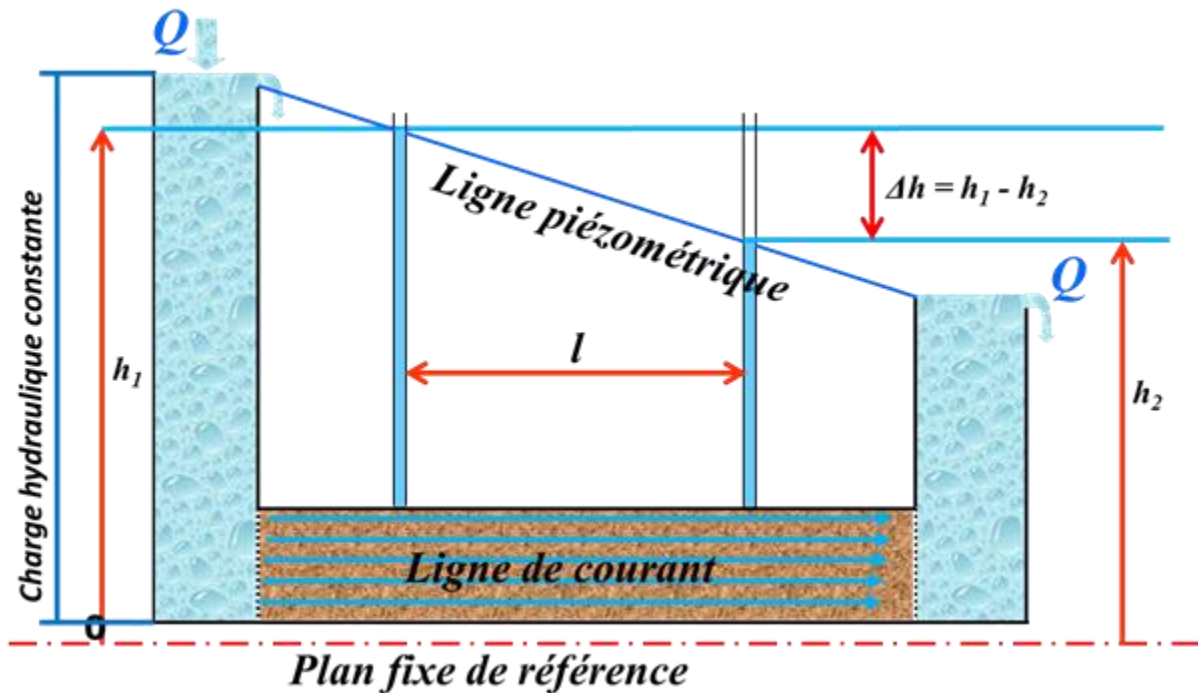
Le débit unitaire q est le débit traversant l'unité de section, perpendiculaire à la direction d'écoulement en milieu saturé, dans l'unité de temps en secondes. C'est aussi la quantité d'eau traversant le milieu saturé par unité de surface. Étant le quotient d'un débit par une surface, il a la dimension d'une vitesse et s'exprime en m/s.

✓ Dispositif de laboratoire avec écoulement latéral

Un dispositif de laboratoire, avec écoulement latéral, représente mieux la circulation des eaux souterraines dans l'aquifère. Les résultats, obtenus par cette expérience, permettent d'écrire :

$$Q = k \cdot A \cdot \frac{h_1 - h_2}{l}$$

$h_1 - h_2$ est la différence de charge Δh et $(h_1 - h_2)/l$ est le gradient hydraulique i .



Dispositif expérimental pour la loi de Darcy avec un écoulement latéral.

✓ Charge Hydraulique

La charge hydraulique H est simplement égale à la somme de la charge de position et de la charge de pression. En hydrodynamique, la charge hydraulique en point A désigne la quantité :

$$H_A = \frac{v_A^2}{2g} + \frac{U_A}{\gamma_w} + Z_A \quad \text{(Équation de Bernoulli)}$$

H_A : la charge totale au point A.

z_A : l'altitude du point A par rapport à un plan horizontal de référence.

u_A : La pression de l'eau interstitielle en A.

v_A : la vitesse de l'eau.

Elle s'exprime en mètre d'eau. Cette charge correspond à l'énergie totale d'une particule d'eau de poids unité :

$\frac{v^2}{2g}$ Correspond à l'énergie cinétique et $\frac{U}{\gamma_w} + Z$ à l'énergie potentielle.

Dans le cas de la filtration de l'eau dans les sols, les vitesses d'écoulement sont si faibles (< 10cm/s) que l'on peut négliger dans l'expression de la charge hydraulique, si bien que la formule s'écrit :

$$H_A = \frac{U_A}{\gamma_w} + Z_A$$

Soit la charge H_A au point A et la charge H_B au point B :

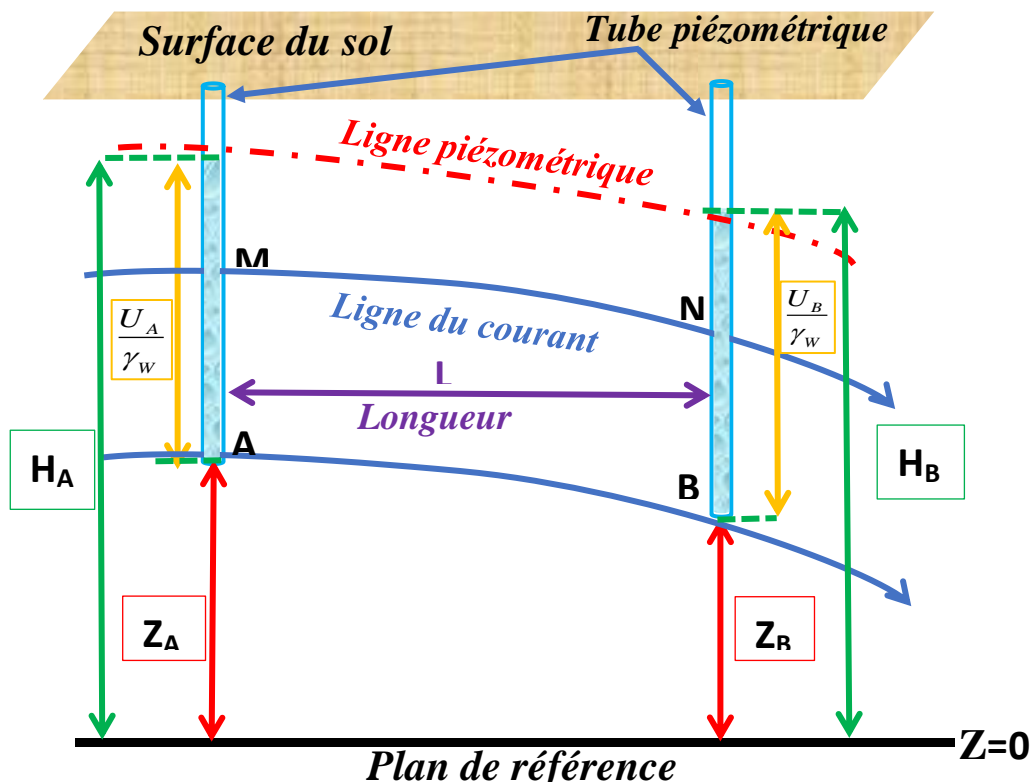
Si $H_A = H_B$ c à d : $\Delta h = H_A - H_B = 0 \rightarrow$ il n'y a pas d'écoulement, et la nappe en équilibre.

Si $H_A > H_B$ c à d : $\Delta h = H_A - H_B > 0 \rightarrow$ il y a écoulement de A vers B et la perte de charge ($H_A - H_B$) correspond à l'énergie perdue en frottement. La perte de charge est à la fois le moteur et la conséquence de l'écoulement.

Gradient hydraulique

C'est un paramètre définissant la variation de la charge par unité de longueur parcourue. Il joue un grand rôle dans l'écoulement de l'eau dans le sol.

$$i = \frac{\Delta H}{L} = \frac{H_A - H_B}{L}$$



✓ Exemple de calcul de gradient hydraulique dans le sol

Le gradient hydraulique entre le point B et D

$$i = \frac{\Delta H}{L} = \frac{H_B - H_D}{BD}$$

La charge Total au point B :

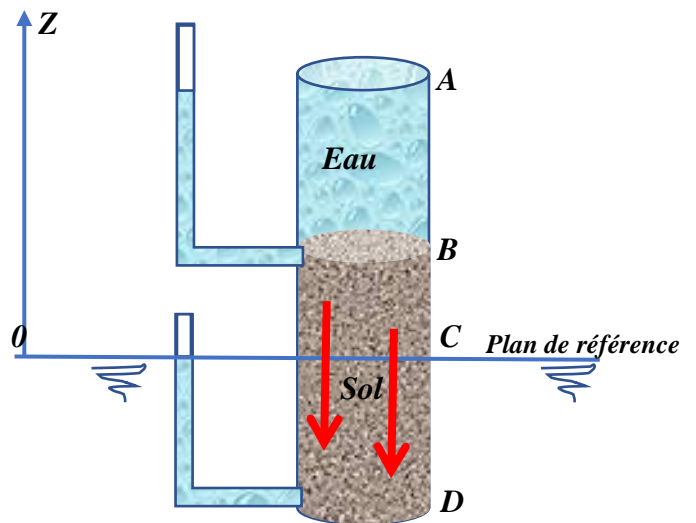
$$H_B = BC + AB = AC$$

La charge Total au point D :

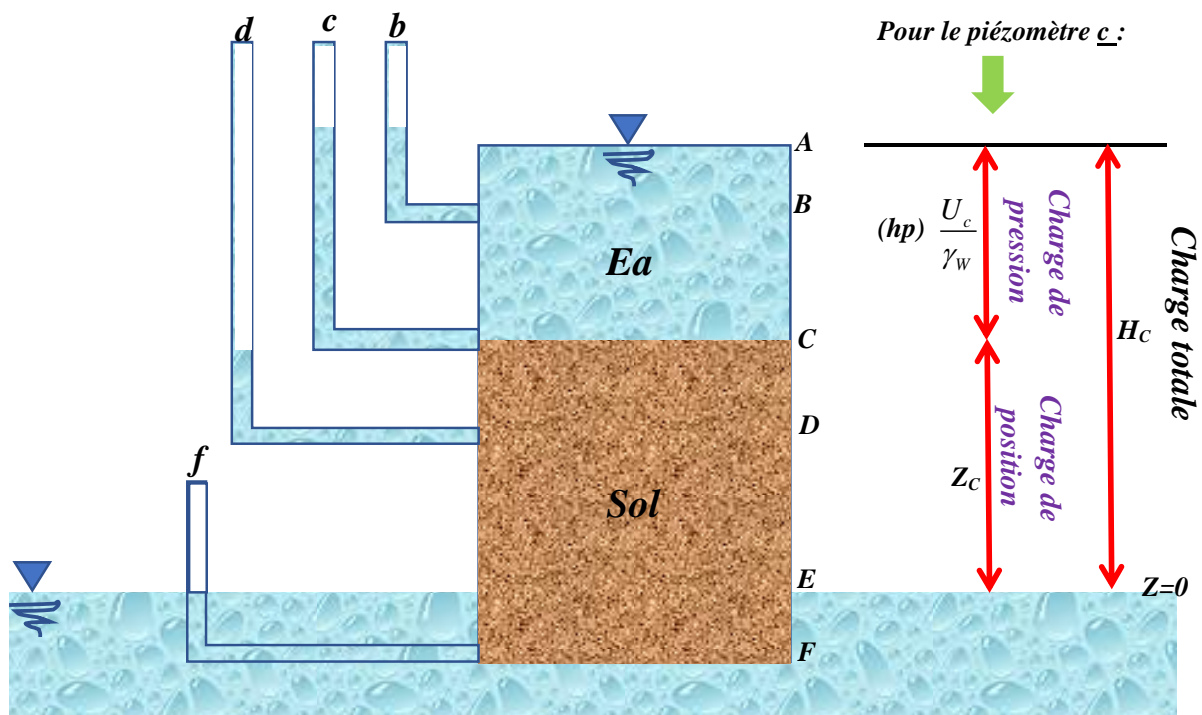
$$H_D = -CD + CD = 0$$

$$\Delta H = H_B - H_D = AC - 0 = AC$$

$$i = \frac{AC}{BD}$$



✓ Exemple 2



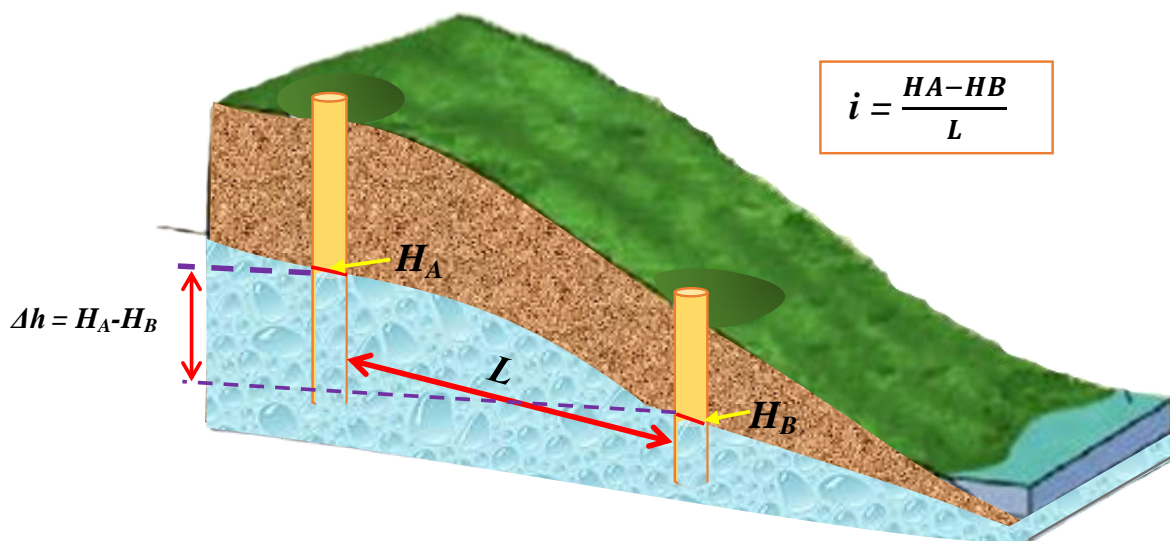
Point	Charge de pression	Charge de position	Charge Totale	Perte de charge dans le sol
B	AB	BE	AE	0
C	AC	CE	AE	0
D	CD	DE	CE	1/2AE
F	EF	-EF	0	AE

- **Conditions de validité de la loi Darcy**

La loi de Darcy est établie par des expériences de laboratoire répondant à des conditions très strictes. Quatre conditions doivent être respectées :

- La **Continuité**,
- **L'isotropie** : un matériau est isotrope s'il présente une propriété identique dans toutes les directions c ad $k_x=k_y=k_z$ (la même variation de la perméabilité dans la direction)
- **L'homogénéité du réservoir** : il présente une propriété qui est la même pour tous points de l'espace.
- **L'écoulement laminaire** : il est caractérisé par des lignes de flux continues rectilignes

- ❖ **Application sur le terrain**



La charge (niveau piézométrique) se mesure en mètre, il souvent nécessaire de connaître la profondeur d'eau et la cote du sol. La charge est calculée par différence entre la cote du sol (altitude du sol) Z , et la profondeur de l'eau, h_p ($H = Z - h_p$).

Sur le terrain, la mesure de la charge (ou niveau piézométrique) est l'opération de base en hydrogéologie ; on utilise généralement des sondes piézométriques automatiques qui enregistrent la fluctuation du niveau de la nappe au cours de l'année. Pour les nappes artésiennes, on mesure l'altitude du jet d'eau au-dessus du sol.

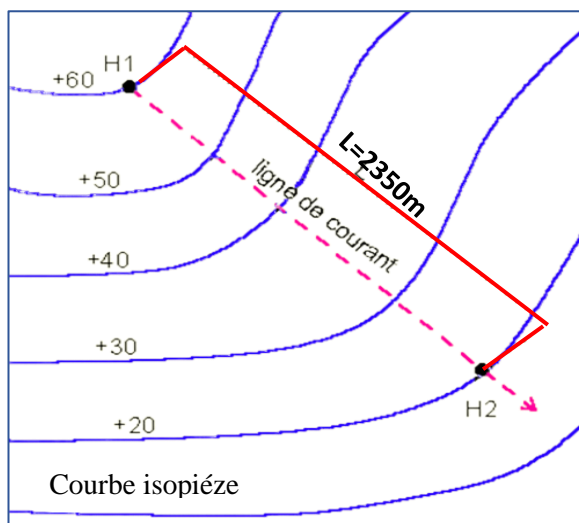
L'**altitude du sol** est obtenue, soit par lecture de la carte topographique, soit lorsqu'une plus grande précision est recherchée, par opérations de nivellement ou par GPS.



Sondes piézométriques

Sur le terrain, le gradient hydraulique est calculé, à l'aide des niveaux piézométriques mesurés dans deux ouvrages d'observation, alignés sur une ligne de courant. L'un amont, H_1 , l'autre aval, H_2 , séparés par une distance L : $i = (H_1 - H_2) / L$.

Mais la méthode recommandée est celle de l'utilisation des cartes piézométriques.

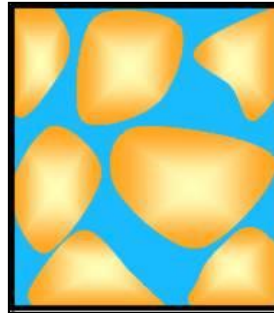


$$i = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{60 - 40}{2350} = 0.008$$

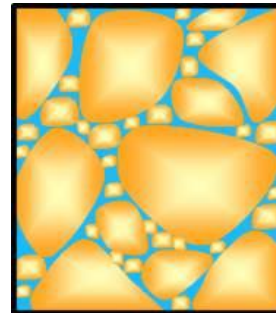
❖ Coefficient de perméabilité

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 le traverse.

Par exemple, pour les sables bien triés (dont tous les grains ont la même taille) ont une volume poral élevé, et donc une **perméabilité forte**. On outre, les sables mal triés, dont les petits grains se placent entre les gros, ont un volume poral faible, et donc une **perméabilité faible**.



Sable bien trié



Sable mal trié

Remarque : Une roche peut-elle avoir une certaine porosité et être **imperméable** ? de ce fait, il ne faut pas confondre porosité et perméabilité.

PERMÉABILITÉ (K)	en m/s ►	10 ¹	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰
	en darcy cm/s ►	10 ³	10 ²	10 ¹	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸
GRANULOMÉTRIE	homogène ►	graviers		sable pur	sable très fin				silt		argiles		
	diamètre des grains en mm ►	2		0.25	0.06				0.002				
	variée ►	graviers gros et moyens		graviers et sables	mélange sable, argile, limons						argiles		
	TYPES DE FORMATIONS	roches perméables				semi-perméables						imperméables	

Valeurs du coefficient de perméabilité et influence de la granulométrie.

La perméabilité est mesurée notamment par le coefficient de perméabilité K défini par la loi de Darcy comme le volume d'eau gravitaire traversant une unité de section perpendiculaire à l'écoulement en 1 seconde sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique. En prenant comme unités le m² et le m³, K est exprimé en m/s.

- **Mesure du coefficient de perméabilité au laboratoire**

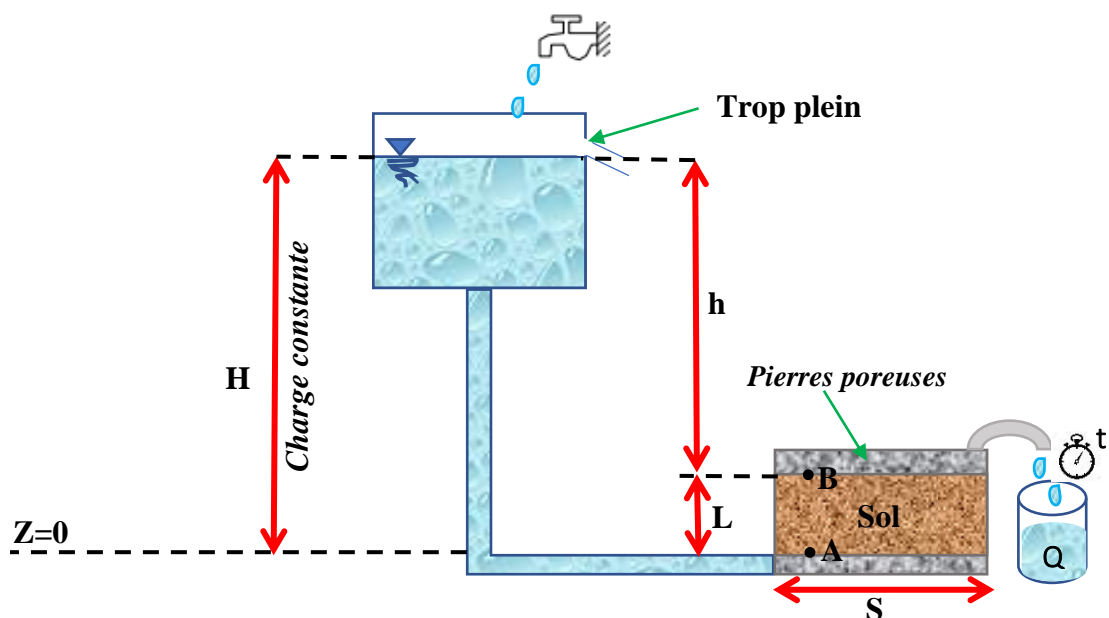
Le coefficient de perméabilité est une caractéristique intrinsèque au sol et qui varie très fortement d'un milieu à un autre, il est dépendu de sa structure, de sa granularité et de sa nature. Deux essais propres qui sont des applications directes de la loi de DARCY sont utilisées en laboratoire :

- Mesure **sous charge constante** pour les sols **très perméables** (grande perméabilité $K > 10^{-5}$ (sables)).
- Mesure **sous charge variable** pour les sols **peu perméables** (faibles perméabilité $k < 10^{-5}$ (Argiles)).

- **Perméamètre à charge constante**

Le schéma du dispositif expérimental utilisé est présenté sur la figure suivante. Il est constitué d'une enceinte étanche dans laquelle est placé un échantillon de sol de section (S) et de largeur l . Les deux extrémités de l'échantillon sont reliées à deux tubes par l'intermédiaire de pierres poreuses.

La mesure consiste à connaître la quantité d'eau qui percole à travers l'échantillon pendant un temps donné t .



Le trop plein est là pour assurer un niveau constant (donc une charge constante), si le débit d'alimentation est irrégulier.

La charge au point **A** :

$$H_A = \frac{U_A}{\gamma_w} + Z_A = H \Rightarrow Z_A = 0$$

La charge au point **B** :

$$H_B = \frac{U_B}{\gamma_w} + Z_B = L \Rightarrow \frac{U_B}{\gamma_w} = 0$$

La perte de charge entre **A** et **B** :

$$\Delta H_{A-B} = H_A - H_B = H - L = h$$

Le gradient hydraulique :

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

D'après la loi de DARCY on a :

$$v = k \cdot i = k \cdot \frac{h}{L} \quad \text{or} \quad v = \frac{Q}{S}$$

$$\Rightarrow Q = k \cdot \frac{h}{L} \cdot S \Rightarrow k = \frac{Q}{S} \cdot \frac{L}{h}$$

Comment détermine le débit Q ???

$$Q = \frac{V}{t}$$

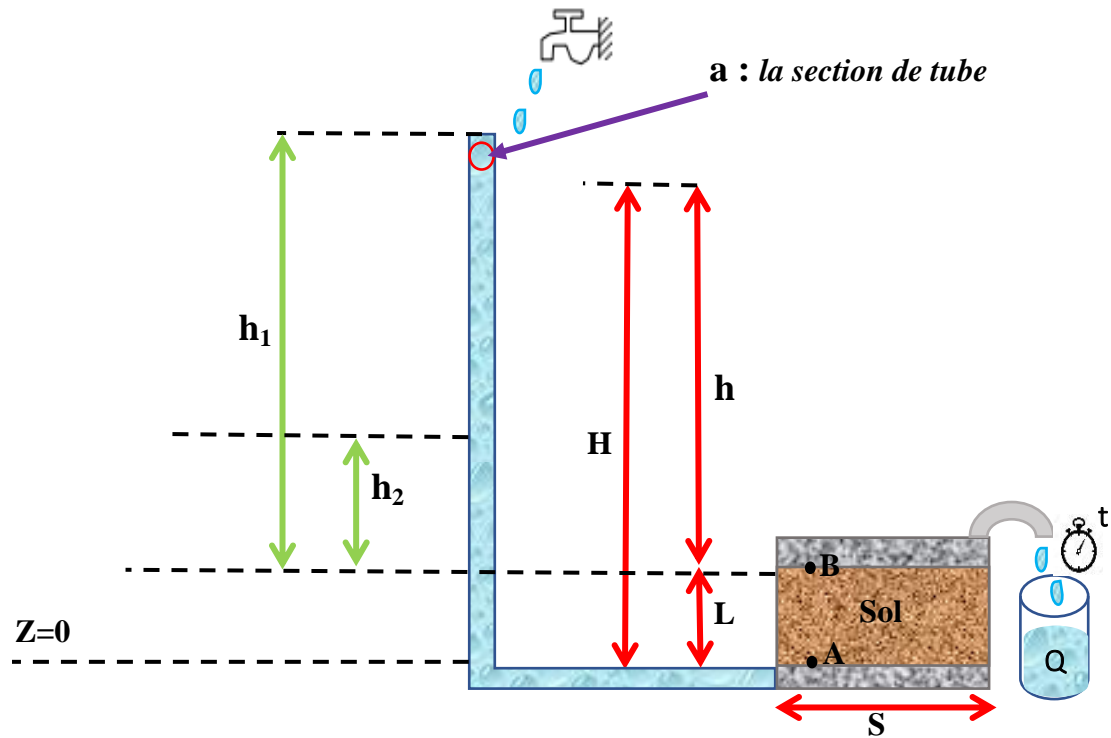
Avec :

V : le volume d'eau qui percole à travers l'échantillon.

Perméamètre à charge constante

Dans le Perméamètre à charge variable, le tube est remplie d'eau et l'on laisse ensuite la lame d'eau s'infiltrer. En mesurant la variation de hauteur de la lame d'eau au cours du temps, on connaît la quantité (volume) d'eau qui s'est écoulée à travers l'échantillon.

Comme la lame d'eau diminue avec le temps, la charge hydraulique n'est pas constante au cours de l'expérience. Par conséquent, le gradient hydraulique ne sera pas non plus constant. Et si le gradient varie dans le temps, le débit variera également dans le temps.



La charge au point A :

$$H_A = \frac{U_A}{\gamma_w} + Z_A = H \Rightarrow Z_A = 0$$

La charge au point B :

$$H_B = \frac{U_B}{\gamma_w} + Z_B = L \Rightarrow \frac{U_B}{\gamma_w} = 0$$

$$\Delta H = H - L = h$$

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

$$Q = v \cdot s = k \cdot \frac{h}{L} \cdot s$$

Par ailleurs toute variation de volume dans le petit tube et au point A est directement liée au débit traverse l'échantillon du sol ainsi on peut écrire que cette variation de volume est égale :

$$dV = Q \cdot dt = -a \cdot dh$$

a : la section de tube(m²).

h : la charge d'eau dans le tube (m).

$$dV = -a \cdot dh$$

(-) Traduit la diminution de la charge d'eau.

Donc :

$$Q = -a \cdot \frac{dh}{dt}$$

Comme nous l'avons évoqué précédemment, d'après Darcy :

$$Q = k \cdot \frac{h}{L} \cdot s$$

On obtient alors :

$$Q = k \cdot \frac{h}{L} \cdot s = -a \cdot \frac{dh}{dt}$$

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

$$k \int_0^t dt = -\frac{a}{s} \cdot L \int_{h_1}^{h_2} \frac{dh}{h}$$

Après l'intégration :

$$k = \frac{a}{s} \cdot \frac{L}{t} \cdot \ln \left(\frac{h_1}{h_2} \right)$$

Avec :

a : la section de tube ;

s : la section de l'échantillon ;

L : l'épaisseur de l'échantillon ;

t : le temps de l'essai ;

h_1 : la charge d'eau initiale ;

h_2 : la charge d'eau finale.

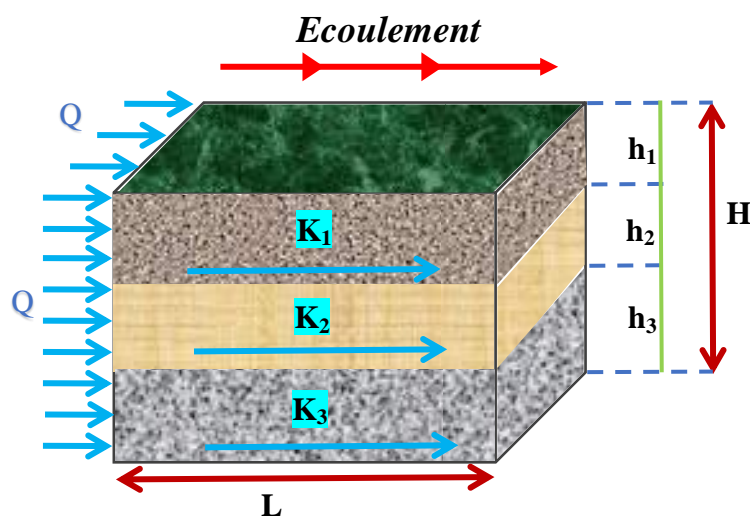
- **Perméabilité moyenne équivalente des terrains stratifiés**

Les terrains sédimentaires sont constitués d'une superposition de couches de **perméabilité différentes**, chaque couche a sa propre perméabilité qui influe sur la perméabilité d'ensemble du massif.

Désignons K_h et K_v les coefficients de perméabilité équivalents, horizontal et vertical, d'un terrain perméable d'épaisseur totale H et composé de (n) couches successives d'épaisseur (h_1, h_2, \dots, h_n) et de coefficient de perméabilité (k_1, k_2, \dots, k_n) respectivement.

- **Cas d'un écoulement parallèle à la stratification (écoulement horizontal)**

Dans ce cas la perte de charge ΔH est identique pour toutes les couches, est donc le gradient hydraulique i est le même à la traversée de chaque couche.



Le débit total est donc :

$$Q_{eq} = \sum Q_i$$

$$\Delta H_{Tot} = cst = i_{eq} \cdot \mathcal{L} = i_i \cdot \mathcal{L} \Rightarrow i_{eq} = i_i$$

A travers chaque strate (couche) s'écoule un débit :

$$Q_i = k_i \cdot i_i \cdot A_i = k_i \cdot i_i \cdot h_i \cdot 1$$

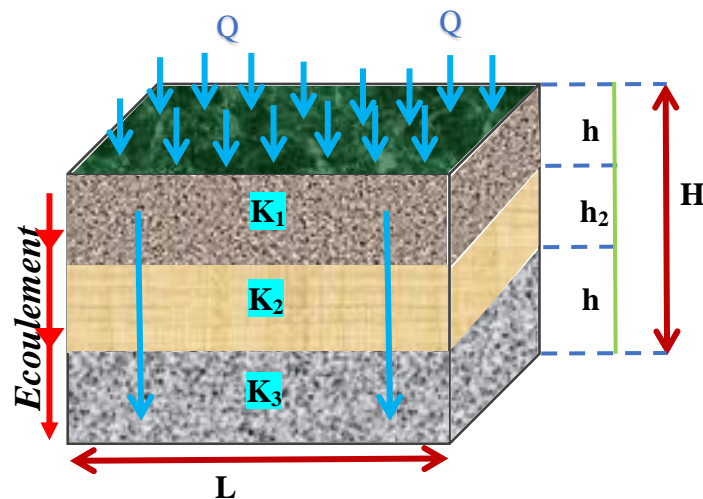
$$Q_{eq} = k_{eq} \cdot i_{eq} \cdot H \cdot 1 = \sum k_i \cdot i_i \cdot h_i \cdot 1$$

Donc :

$$k_{eq} = \frac{1}{H} \cdot \sum k_i \cdot h_i$$

✚ Cas d'un écoulement perpendiculaire à la stratification (écoulement vertical)

Dans ce cas le débit est identique pour toutes les couches, et la perte de charge totales est égal la somme des pertes de charge de chaque couche.



$$Q_{eq} = Q_i$$

$$\Delta H = \sum \Delta h_i$$

$$k_{eq} \cdot i_{eq} \cdot \mathcal{L} \cdot 1 = k_i \cdot i_i \cdot \mathcal{L} \cdot 1 \Rightarrow i_i = \frac{k_{eq} \cdot i_{eq}}{k_i}$$

$$i = \frac{\Delta H}{H} \Rightarrow \Delta H = i \cdot H$$

$$\Rightarrow \lambda_{eq} \cdot H = \sum i_i \cdot h_i = \sum \frac{k_{eq} \cdot \lambda_{eq}}{k_i} \cdot h_i$$

$$\Rightarrow H = k_{eq} \cdot \sum \frac{h_i}{k_i} \Rightarrow k_{eq} = \frac{H}{\sum \frac{h_i}{k_i}}$$

❖ Vitesse d'écoulement

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 théoriques rectilignes, indépendantes de la structure microscopique du réservoir. Le trajet de la droite moyenne (ligne de courant) passe, indifféremment ; à travers les grains ou les pores. C'est pourquoi la loi de Darcy n'est valable que pour certaine grandeur de milieu, comprenant un nombre suffisant de pores, donc d'échelle macroscopique.

Il faut bien noter que la vitesse donnée par l'équation de **Darcy** n'est pas la vitesse réelle des filets liquides à travers les pores du sol.

▪ Vitesse apparente moyenne (V_a) :

La vitesse apparente V_a , encore appelée vitesse de Darcy ou vitesse de filtration, est égale au rapport de la quantité d'eau passant sur la surface A.

D'après la loi de Darcy :

$$Q = k \cdot i \cdot A$$

$$v = k \cdot i = \frac{Q}{A}$$

A est la section totale. Or l'eau ne circule pas à travers cette section (n'est pas la section réelle d'écoulement).

Si:

$$i = 1/100$$

$$k = 10^{-2} \text{ m/s}$$

$$v_a = 10^{-4} \text{ m/s.}$$

- **Vitesse réelle moyenne (V_m)**

La vitesse réelle moyenne est la vitesse de circulation de l'eau dans les pores du sol. Cette vitesse moyenne réelle est obtenue en divisant la vitesse apparente par la porosité.

Peut être définie comme

$$v_m = \frac{Q}{S_p}$$

Dans un milieu isotrope on peut admettre que :

$$\frac{S_p}{S_t} \approx \frac{V_v}{V_t} = \eta (\text{porosité})$$

S_p : section des pores, S_t : section totale.

V_v : volume des vides, V_t : volume total.

Donc la surface des pores est égal :

$$S_p = \eta \cdot S_t$$

$$v_m = \frac{Q}{\eta \cdot S_t} = \frac{v_a}{\eta}$$

- **Vitesse réelle effective (V_e)**

La section efficace (réelle) d'écoulement, ainsi réduite aux vides ménagés par le corps solide (grain + eau de rétention), dépend de la porosité efficace, η_e . Elle est égale à $A \cdot \eta_e$. L'expression de la loi de Darcy, corrigée, rapportée à la section efficace, pour le calcul de la vitesse réelle effective, V_e , est donc :

$$v_e = \frac{v_a}{\eta_e}$$

Où :

$$\eta_e = \frac{\text{Volume d'eau gravitaire}}{\text{Volume total}} = \frac{V_e}{V_t}$$

La vitesse réelle effective est reliée à la vitesse apparente (vitesse de filtration).