

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة محمد خيضر - بسكرة

Université Mohamed Khider Biskra

كلية العلوم الدقيقة وعلوم الطبيعة و الحياة

Faculté des Sciences Exactes et des Sciences de la Nature et de la Vie

قسم العلوم الزراعية

Département des Sciences Agronomiques

Polycopie de cours

Spécialité : sol et eau (3<sup>ème</sup> année LMD)

Module

# Hydrogéologie

Réalisée par Dr.: MEBREK Naima

Année Universitaire 2021/ 2022

## SOMMAIRE

<b>Objectif de cours</b> .....	1
<b>I- Définition, avantages et désavantages des eaux souterraines</b> .....	2
I-1 Les eaux souterraines dans l'ensemble des ressources en eau .....	2
I-2 Définition et origines de la pollution .....	3
1-2-1- Pollution urbaine.....	3
1-2-2- Pollution industrielle.....	3
I-2-3 Pollution agricole.....	3
I-3 Différents types de polluants .....	4
I-4 Impact de la pollution .....	4
I-4-1 Sur les eaux de surface .....	4
I-4-2 Sur les eaux souterraines .....	5
I-4-3 Impacts de la pollution sur l'homme .....	5
<b>II- Les systèmes réservoirs</b> .....	6
II-1 Quelques définitions.....	6
II-2 Classification des Aquifères.....	7
II-2-1- Aquifères continues .....	7
II-2-2- Aquifères discontinus.....	10
II-3- Caractéristiques et types d'eau souterraine.....	10
II-4- hydroisohypses et surface piézométrique.....	11
II-4-1- Axes d'écoulement.....	11
II-4-2- Interprétation des axes d'écoulement .....	12
II-4-3- Construction de cartes hydroisohypses.....	12
<b>III- Loi fondamentale de l'écoulement souterrain</b> .....	14
III-1- Généralités.....	14
III-2- Notion de porosité.....	15
III-3- Notion d'homogénéité d'isotrope et d'anisotrope.....	17
III-4- La loi de Darcy .....	18
III-4-1- Conductivité hydraulique ou Coefficient de perméabilité (K).....	19
III-4-2- Autres formules qui nous donnent le K.....	20
III-4-3- Méthodes de mesure de K au laboratoire.....	22
III-4-4- Ecoulement dans les roches stratifiées .....	23
III-5- Limite d'application de la loi de Darcy .....	24
<b>IV- Equation fondamentale de diffusivité en milieux poreux</b> .....	26
IV-1- loi de Darcy généralisée .....	26
VI-1-1- Introduction de la notion de perméabilité intrinsèque.....	26
VI-1-2- Introduction des composantes de la vitesse (V).....	27
VI-2- Equation de la diffusivité en milieu poreux .....	27
Référence bibliographiques .....	28

## Objectif du cours

### OBJECTIF DU COURS :

Permettre aux étudiants de disposer de connaissances sur l'état de l'eau dans le sous sol et les écoulements souterrains (la loi de Darcy).

Connaissances préalables recommandées: Connaissance en hydrologie et géologie de base.

### INTRODUCTION

L'hydrogéologie est la science de l'eau souterraine. C'est une discipline des sciences de la terre qui a pour objectifs l'étude du rôle des matériaux constituant le sous-sol et les structures hydrogéologiques (aquifères) et par acquisition de données numériques par la prospection ou l'expérimentation sur le terrain, de permettre la planification des captages, ainsi que l'exploitation et la gestion de l'eau souterraine.

L'hydrogéologie se spécialise dans la recherche et l'exploitation des eaux souterraines à usage domestique ou industriel et étudie comment les matériaux géologiques influencent la circulation et la qualité des eaux souterraines. Outre des connaissances géologiques, l'hydrogéologue doit posséder de bonnes connaissances en hydraulique. Il intervient en effet dans la recherche et l'exploitation du gisement de la nappe aquifère, dans l'étude de la qualité des eaux ainsi que dans leur protection.

L'hydrogéologue doit être capable d'estimer la quantité et la qualité de l'eau et prédire son comportement dans les aquifères.

## **Chapitre I : Définition, avantages et désavantages des eaux souterraines**

### **I- Définition, avantages et désavantages des eaux souterraines :**

#### **I-1- Eaux souterraines dans l'ensemble des ressources en eau :**

Les ressources en eau sont extrêmement variables et inégalement réparties, alors que les besoins à satisfaire augmentent chaque jour.

Plus généralement on se préoccupe d'utiliser au mieux les ressources et les réserves naturelles: rivières, lacs et les nappes souterraines. Les ressources naturelles en eau douces, souterraines ou superficielles, ont une même origine : la pluie et les autres formes de précipitation, dont au cours du cycle une partie va ruisseler et gagner directement les rivières, une autre s'évaporer, une autre s'infiltrer pour parvenir jusqu'aux nappes souterraines puis rejoindre avec un certain retard les cours d'eau. Leur variabilité dépend de la pluie et de l'évapotranspiration qui est pratiquement constante en moyenne annuelle. Mais cette variabilité est atténuée par des régularisations naturelles dues à la grandeur du bassin, au stockage périodique des précipitations en altitude sous forme de neige, et surtout au stockage souterrain dans les roches aquifères qui peuvent emmagasiner de grandes quantités d'eau (globalement vingt fois plus que les lacs et rivières sur l'ensemble de la terre) et entretenir les étiages des rivières qui leur sont subordonnées. Il existe également des moyens de régularisation artificiels comme les barrages.

Les eaux souterraines présentent généralement une bonne qualité. La filtration des eaux à travers les terrains poreux leur confère une saveur et une fraîcheur appréciables et offre une certaine garantie du point de vue bactériologique.

Le débit des nappes souterraines présente une grande régularité par rapport à celui des rivières. Les réserves d'eau souterraine peuvent être importantes même si l'alimentation actuelle est faible ou nulle comme dans le cas de certaines nappes captives (continental intercalaire).

L'aquifère Albien appelé aussi nappe du continental intercalaire (CI) est le réservoir le plus important dans la région de Biskra puisqu'il couvre la majeure partie du territoire saharien septentrional. Le bassin ayant approximativement une superficie de 600.000 Km<sup>2</sup> avec une capacité en eau de l'ordre de 50.000 Milliards de mètres cube (ANRH, 1996).

## **Chapitre I : Définition, avantages et désavantages des eaux souterraines**

### **I-2- Définition et origines de la pollution :**

Une eau est polluée lorsque, sous l'effet de l'activité humaine, elle devient impropre à satisfaire la demande d'utilisation où elle présente un danger pour l'environnement (**Castany, 1982**). Les pollutions d'origine anthropique sont liées à l'activité agricole, industrielle ou bien aux diverses utilisations domestiques de l'eau.

#### **I-2-1- Pollution urbaine :**

La population active, délaissant les campagnes, s'est rapprochée et développée autour des centres industriels, créant ainsi de grandes villes dont les habitants déversent quotidiennement leurs flux polluants dans un milieu récepteur pouvant être un lac, une rivière ou une mer (**Gaid, 1984**).

La production d'eau domestique, conditionnée par le degré de consommation d'eau est proportionnelle à la densité du tissu urbain. Le volume d'eaux usées rejeté par habitant et par jour, généralement, croît avec la taille de l'agglomération. Il varie aussi suivant les régions et leur niveau de développement (**Grosclaude, 1999**).

#### **I-2-2- Pollution industrielle :**

L'industrie constitue une deuxième source de pollution des eaux de surface. La contribution importante des industries à la pollution des eaux s'effectue de plusieurs manières:

- Par rejet des effluents dans le réseau d'assainissement avec ou sans épuration avant le retour au milieu naturel;
- Par le rejet direct dans le milieu naturel avec ou sans prétraitement des eaux résiduaires.\*

#### **I-2-3- Pollution agricole :**

La pollution par l'activité agricole est due à l'utilisation des engrais, des pesticides, des produits phytosanitaires et à moindres degrés l'élevage.

L'épandage des engrais utilisés en agriculture apporte des nitrates, des nitrites, des phosphores, des sulfates et voir même des chlorures. En effet, les eaux de pluie ou d'irrigation entraînent une partie des engrais non dégradables dans les cours d'eau.

## Chapitre I : Définition, avantages et désavantages des eaux souterraines

### I-3- Différents types de polluants :

Un polluant est un agent physique, une substance minérale ou biologique, issue de l'activité humaine, provoquant sous une intensité ou une concentration anormale, une dégradation de la qualité de l'eau naturelle. Le tableau suivant résume les différents types de polluants, leur nature et leur source.

**Tableau 1: Différents types de polluants.**

type de polluants	Nature	Source
Thermique	Rejet d'eau chaude	Centres électriques
Radio actif	Radio-isotopes	Installation nucléaire
Microbiologie	Bactéries, virus et champignons	Effluents urbains, élevage et secteur agro-alimentaire
Fertilisant	Nitrates et Phosphates	Agriculture et lessive
Métaux métalloïde	Mercure , Calcium , Plomb et Aluminium	Industrie , agriculture, combustion et pluies acides
Pesticides	Insecticides, fongicides et herbicides	Industrie et agriculture
Hydrocarbures	Pétroles brut et dérivés	Industries pétrolières et transports

(source : Larouse, 1995)

### I-4- Impact de la pollution :

#### I-4-1 Sur les eaux de surface :

La composition chimique des eaux de surface dépend de la nature des terrains traversés par l'eau durant son parcours dans l'ensemble du bassin versant. Elles sont généralement polluées les bactéries, de plus, elles peuvent présenter plusieurs pollutions d'origine: urbaine, industrielle et agricole.

La pollution des eaux de surface est le risque permanent de limitation de la ressource en eau dans un proche avenir.

Dans son évolution, un lac tend naturellement à passer d'un état oligotrophe à un état eutrophe et ce passage, dans les conditions naturelles, demande un temps très long, qu'on peut estimer en milliers d'années.

Les substances (phosphore, azote) présentes dans les eaux usées domestiques, industrielles et produites par l'activité agricole favorisent la croissance d'algues et de plantes aquatiques, ce qui accélère le vieillissement ou bien l'eutrophisation des réservoirs d'eaux de surface ce qui a fait que le passage d'un état à l'autre est devenu, dans certains cas, perceptible à l'échelle d'une vie humaine. Associe à une diminution

## **Chapitre I : Définition, avantages et désavantages des eaux souterraines**

considérable dans les réserves d'eau superficielles les conséquences de ce phénomène peuvent être désastreuses pour le tourisme et la pêche; d'autre part, le coût du traitement de l'eau s'en trouve considérablement augmenté, du fait des équipements et des réactifs nécessaires pour éliminer les organismes eux-mêmes ou les produits de leur métabolisme qui sont dans la plupart des cas toxiques et dangereux pour la santé humaine.

### **I-4-2 Sur les eaux souterraines ;**

La pollution des eaux souterraines se caractérise par l'absence d'effets écologique et esthétique. Son importance est directement liée à l'utilisation de l'eau pour l'AEP et les usages industriels et agricoles. Il s'agit donc d'une pollution très « discrète » mais très persistante et ses conséquences doivent être envisagées sur le très long terme (Gaujons, 1995).

### **I-4-3 Impacts de la pollution sur l'homme :**

La contamination directe de l'eau par les différents polluants, de diverses origines, augmente considérablement les risques pour la santé de l'homme. Le principal risque concerne l'eau potable.

L'organisation mondiale de la santé (OMS) estime en effet que 80% des maladies qui affectent la population mondiale sont directement associées à l'eau (Raymond, 1990).

La présence de germes pathogènes peut engendrer diverses maladies telles que le choléra, les fièvres typhoïdes et paratyphoïdes et l'hépatite A.

Certains métaux, comme le Plomb, s'accumulent dans les tissus et peuvent à long terme causer des maladies en particulier chez l'enfant (retard au développement intellectuel, manifestation neurologiques, anémies).

## Chapitre II : Les systèmes réservoirs

### II- Les systèmes réservoirs :

#### II-1- Quelques définitions :

Le bassin hydrologique est délimité par les lignes de crêtes topographiques isolant le bassin versant d'un cours d'eau et de ses affluents. Il correspond en surface au bassin hydrographique.

Le bassin hydrogéologique correspond à la partie souterraine du bassin hydrologique.

Un aquifère est un complexe de deux constituant en interaction permanente( Le réservoir et l'eau souterraine).

L'eau souterraine constitue un milieu continu dans le réservoir dont seule l'eau gravitaire est mobile dans l'aquifère et forme la nappe.

Le réservoir par sa structure remplit trois fonctions vis-à-vis de l'eau souterraine ; qui sont :

- Fonction collectrice : Les roches poreuses et fissurées constituent le milieu de stockage de l'eau souterraine;
- Fonction conductrice: les réseaux de communication existant entre les vides intergranulaires et les fissures permettent le déplacement de l'eau souterraine;
- La fonction d'échange géochimique: les propriétés dissolvantes de l'eau ainsi que le temps de séjours dans un réservoir, confère à une eau donnée un faciès géochimique propre.

L'aquifère est homogène quand il a une perméabilité d'interstices (sables, graviers); la vitesse de percolation y est lente. Il est hétérogène avec une perméabilité de fissures (granite, calcaire karstique); la vitesse de percolation est plus rapide.

Les formations peu perméables (dites semi-perméables), comme les sables argileux, peuvent stocker de l'eau mais la vitesse de transit est faible. Ces formations peuvent assurer la communication entre aquifères superposés par le phénomène de drainance.

Une nappe est l'ensemble des eaux comprises dans la zone saturée d'un aquifère, dont toutes les parties sont en liaison hydraulique (Margat et Castany).



## Chapitre II : Les systèmes réservoirs

La surface piézométrique d'une nappe libre est la surface supérieure de la zone saturée de l'aquifère. Les mêmes côtes de cette surface forment des courbes de niveau appelées courbes isopiézométriques car elles correspondent à des points de même charge hydraulique.

### II-2 Classification des Aquifères :

#### II-2-1- Aquifères continues :

##### A) Aquifère à nappe libre :

Une nappe libre est une nappe d'eau souterraine dont le niveau supérieur peut s'élever ou s'abaisser librement dans la formation hydrogéologie perméable formant le réservoir.

Elle circule sous un sol perméable, elle est généralement peu profonde (1 à 20 mètres) et sa surface est à la pression atmosphérique : c'est la surface piézométrique.

La base de l'aquifère est appelé le substratum imperméable par contre la limite supérieur est hydrodynamique. Au dessus du niveau piézométrique de la nappe libre, la partie de sol est dite zone non saturée, par contre la partie au dessous du niveau piézométrique est dite zone saturée (Fig. 1)

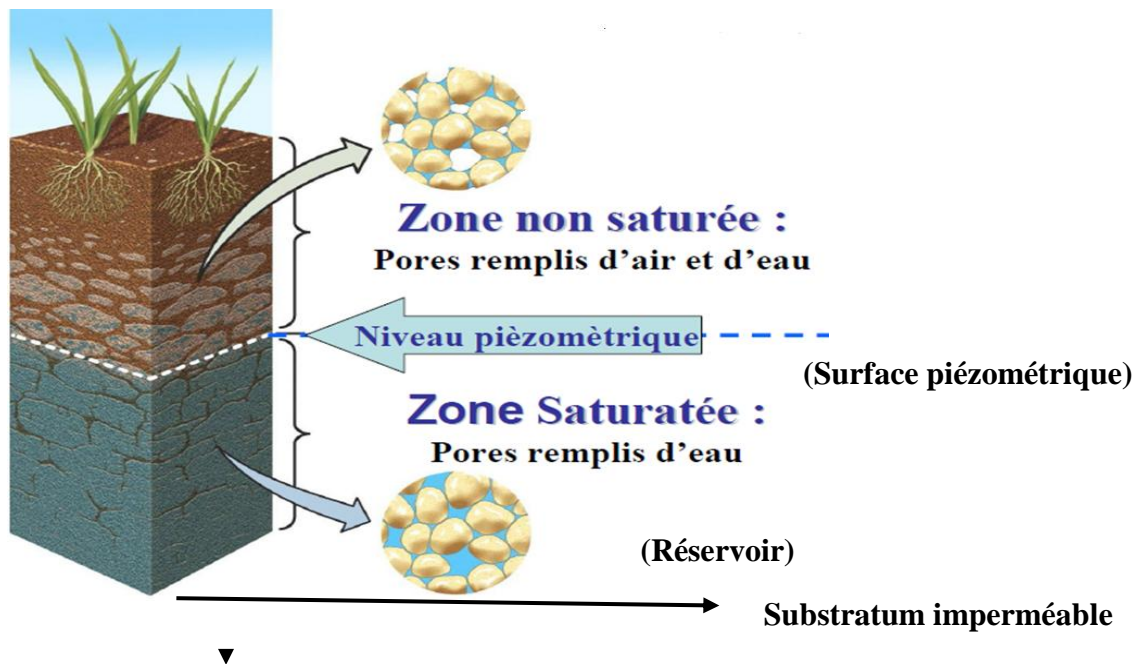


Figure 1 : Aquifère à nappe libre

## Chapitre II : Les systèmes réservoirs

Le niveau de l'eau dans un forage indique la surface piézométrique ou surface à pression atmosphérique (Fig.2).

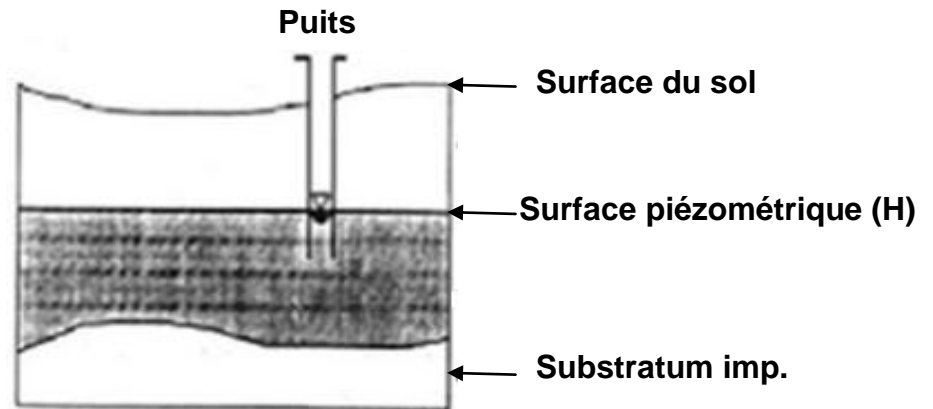


Figure 2: Niveau de la nappe

### B) Aquifère à nappe captive :

Il est entièrement saturé comportant une nappe sans surface libre ni zone non saturée, délimitée au toit par des formations imperméabilité.

Les eaux dans ce type de nappe sont emprisonnées entre 2 formations imperméables fixes : le substratum et le toit. L'aquifère subit une pression, dirigée de haut en bas due au poids de la colonne de terrain. Cette pression est équilibrée par la pression de couche à l'intérieur de l'aquifère (Fig.3).

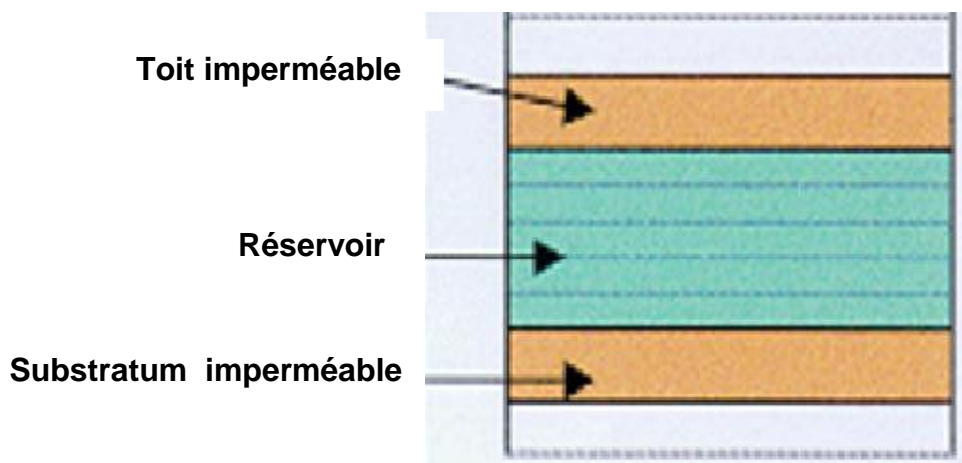


Figure 3: Aquifère à nappe captive.

## Chapitre II : Les systèmes réservoirs

### Il est bien de noter que:

- ✚ La nappe est soumise en tous ses points à une pression supérieure à la pression atmosphérique;
- ✚ La surface piézométrique est supérieure au toit de l'aquifère;
- ✚ L'aquifère subit une pression dirigée de haut en bas, pression géostatique égale au poids de la colonne de terrain de densité voisine de 2.5;
- ✚ En générale ce type d'aquifère est profond;
- ✚ Il ya phénomène d'artésianisme lorsque le niveau piézométrique est au dessous de la surface du sol;
- ✚ Souvent le prix coûteux des forages profonds est compensé par l'exploitation économique qui ne nécessite pas de pompage.

### C) Aquifère à nappe semi-captives

Pour ce type de nappe, le toit et le substratum ou les deux sont constitués par une formation hydrogéologique semi-perméable. Celle-ci permet dans certaines conditions des échanges d'eau avec un aquifère superposé ou sus-jacent : on parle alors d'aquifère multicouche (Fig.4).

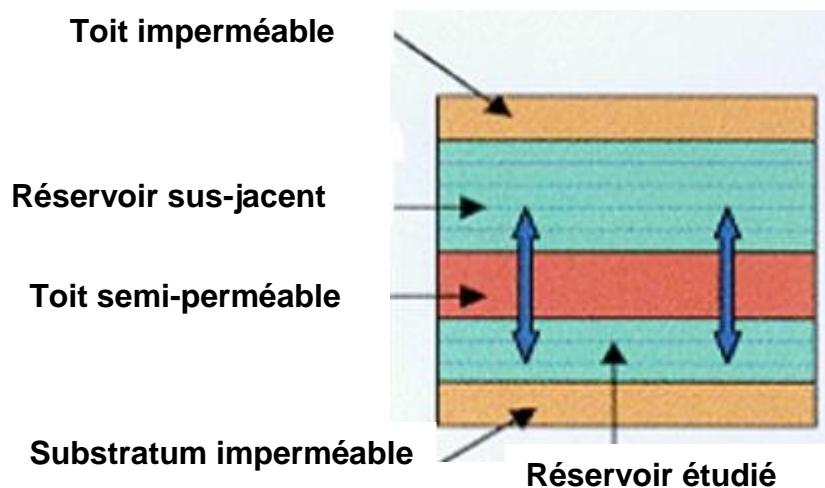


Figure 4 : Aquifère à nappe semi-captive.

## Chapitre II : Les systèmes réservoirs

### II-2-2- Aquifères discontinus :

Ce type d'aquifère est appelé Aquifères karstiques, il est caractérisé par une hétérogénéité et des discontinuités du réservoir important et un écoulement des eaux souterraines par chenaux.

Karst= réservoir fissuré et karstifié . Il est créé par karstification : Le calcaire est soluble dans une eau chargée en  $\text{CO}_2$  atmosphérique. La circulation d'une telle eau dans les roches calcaires contribue à la création des gouffres et chenaux souterrains. Dans les massifs calcaires il ya de véritables rivières souterraines (Fig.5).

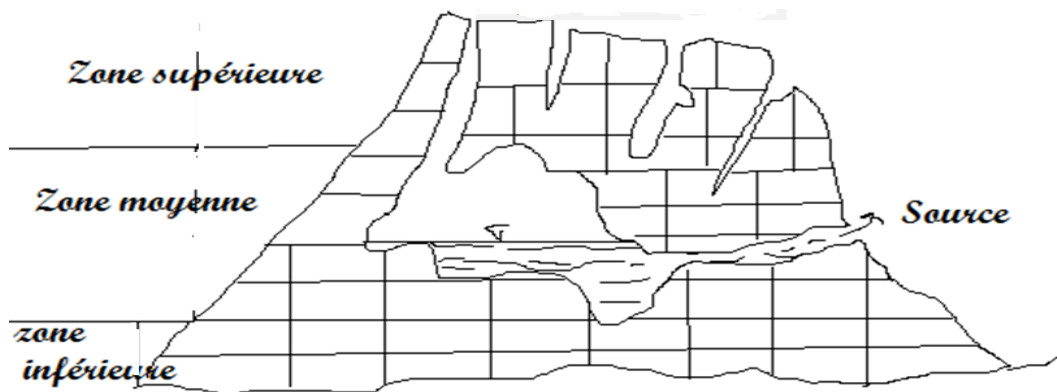


Figure 5: Aquifère karstique.

### II-3- Caractéristiques et types d'eau souterraine :

L'eau souterraine est toute l'eau présente dans les formations hydrogéologiques quel que soit leur type et leur profondeur.

On peut distinguer deux types d'eau souterraine :

- ✚ L'eau gravitaire ou mobilisable : c'est des eaux souterraines libérées par l'action de la force de la gravité.
- ✚ L'eau de rétention ou immobilisable : c'est des eaux adsorbées par les particules de sol.

#### Remarque :

- L'alimentation de base de l'hydrologie est les précipitations (P).
- Bassin hydrologique est alimenté par les précipitations efficaces (PE).
- Bassin hydrogéologique, l'alimentation se fait par les eaux d'infiltration (I).

## Chapitre II : Les systèmes réservoirs

- Aquifère, l'alimentation se fait par l'infiltration efficace (I).
- Le bilan d'eau est déterminé par la formule suivante :  $P = E + Tr + R + I$

### II-4- Hydroisohypses et surface piézométrique :

Les **hydroisohypses** (synonyme **isopièze**) correspondent aux courbes de mêmes pression hydrostatique dans le sous-sol.

- Dans le cas des **nappes libres**, il s'agit de courbes de même niveau d'eau dans le sous-sol. Elles sont indiquées sous forme de ***courbes continues bleues*** sur les cartes hydrogéologiques, les courbes maîtresses sont tracées en gras. Les niveaux d'eau sont donnés en mètres au-dessus du niveau de la mer, l'espacement des courbes (habituellement en m) dépend du pendage général.
- Dans le cas de **nappes captives** les hydroisohypses se situent en dessus du niveau d'eau dans le sous-sol, qui lui est contraint par une couche imperméable. Les hydroisohypses sont alors indiqués en ***courbes bleues discontinues*** sur les cartes hydrogéologiques. La pression peut être telle que les hydroisohypses sont situés au-dessus du sol. L'eau sortira alors d'elle-même d'une source naturelle ou d'un puits artificiel, les deux devant traverser la couche imperméable. Il s'agit alors d'une source ou d'un puits artésien. Les rabattements d'une nappe suite à collecte de volume d'eau importants dans une zone de captivité peuvent amener la fin de phénomène d'artésianisme suite à l'abaissement de la pression hydrostatique au-dessous du niveau du sol - aux alentours du puits uniquement ou de la zone de captivité en général.

La surface **piézométrique** correspond à une coupe à travers une surface d'hydroisohypses. Pour obtenir la surface piézométrique il suffit de relier les hydroisohypses correspondant à une série de points dans la coupe.

#### II-4-1- Axes d'écoulement :

Les axes d'écoulement se présentent sous forme de flèches pointant vers le bas. Elles correspondent au gradient de la surface donné par les courbes isopièzes, et donc au gradient d'écoulement de l'eau dans le sous-sol. Elles se construisent sur une carte en traçant des courbent en coupant *en l'angle droit* les hydroisohypses qu'elles traversent.

## Chapitre II : Les systèmes réservoirs

On obtient ainsi les cheminements de l'eau dans le sous-sol, ou autrement dit le parcours moyen des molécules d'eau dans l'aquifères. Dans le cas d'un puits ou l'eau est pompée, les axes d'écoulement pointent naturellement vers le point de pompage.

Les axes d'écoulement permettent alors de prévoir la trajectoire moyenne d'une molécule polluante dans un aquifère, notamment son introduction possible dans un puits capté. Cette vision simplifiée doit être relativisée par rapport au fait que les molécules d'eau ne suivent pas forcément le gradient «idéal», différents phénomènes en sont responsables.

### II-4-2- Interprétation des axes d'écoulement :

Un **écoulement uniforme** est caractérisé par un espacement constant des hydroisohypses et des axes d'écoulement.

Un **écoulement non uniforme** est caractérisé par un resserrement des hydroisohypses. Ce resserrement indique une pente croissante de la surface piézométrique dans le sous-sol. La vitesse de circulation de l'eau est maximale au niveau de la pente maximale (à l'endroit de resserrement maximum des hydroisohypses).

Des **écoulements divergents** sont caractérisés par des courbes hydroisohypses concave vers l'amont. Ils indiquent donc un «étalement des masses d'eau» dans la projection donnée. En hydrogéologie cette situation peut correspondre à une rivière qui alimente une nappe phréatique en s'infiltrant dans celle-ci.

La situation inverse est celle de **l'écoulement convergent** avec les axes qui se resserrent vers l'aval. Ce cas se rapproche d'un axe de drainage, le cours d'eau draine la nappe phréatique. La surface piézométrique de la nappe se situe alors en toute logique en dessus de celui du cours d'eau.

### II-4-3- Construction de cartes hydroisohypses :

L'ensemble des observations est donc basé sur le tracé des axes d'écoulement qui eux sont construits à partir des courbes hydroisohypses. Ces hydroisohypses ne sont pas perceptible à partir du sol mais sont obtenus à partir de points de hauteurs d'eau discrets, les piézomètres (tubes creux implantés à cette fin verticalement dans le sol et atteignent l'aquifère), puits d'eau, sources de débordement ou plans d'eau indiquant les intersections

## Chapitre II : Les systèmes réservoirs

entre la surface piézométrique et surface topographique. Les hydroisohypses indiquées sur les cartes sont alors obtenues par interpolation des points discrets.

A partir de 3 données piézométriques provenant de différents endroits on peut procéder à la construction d'hydroisohypses par la méthode d'interpolation des triangles. Les points sont reliés entre eux. Les valeurs piézométriques sont associées aux 3 extrémités, on obtient par interpolation entre 2 points les valeurs intermédiaires qu'on reporte sur les bases du triangle. On obtient finalement une carte isopièze en reliant des points de plusieurs triangles avoisinant. Il y a nécessité de lissage des courbes qui peut être pris en compte par des outils informatique ou par procédé manuel. Cette dernière méthode aura comme avantage la prise de conscience obligatoire des incertitudes liées au procédé de lissage et aux effets de bordure. Il n'y a en effet pas ou peu de données piézométriques aux limites du bassin versant, les courbures des hydroisohypses à proximité d'une barrière imperméable sont souvent déduites non pas de données piézométriques non existantes mais d'observations sur le terrain et d'expériences professionnelles.

Les prédictions d'écoulements (pompage, risque de pollution...) basées sur des courbes isopièze doivent donc être accompagnées d'une discussion critique des hydroisohypses reportés sur la carte (fiabilité de ces courbes en fonction de la densité de "nœuds" disponibles lors de la réalisation de la carte etc. Egalement doit être questionnée la validité de ces données en cours du temps (variations annuelles, mensuelles, non périodique du niveau de la nappe, construction affectant les directions d'écoulements (barrage, réseau de palplanches, crues exceptionnelles ayant changé les cours d'eau superficielles, canaux d'irrigation, pompage, etc.). Le niveau de la nappe du Drac par exemple varie dans l'année en fonction des précipitations et de la fonte de la neige au printemps, le niveau est affecté à certains endroits par les pompages. L'age d'une carte et le suivi piézométrique sont donc des données d'importance primaire.

## Chapitre III : Loi fondamentale de l'écoulement souterrain

### III- Loi fondamentale de l'écoulement souterrain :

#### III-1- Généralités :

Il existe plusieurs types d'eau dans le sol suivant l'origine de l'eau, on peut distinguer (Fig.6).

- L'eau de la nappe : elle est de type gravitaire (eau mobilisable).
- L'eau capillaire : on a deux types :
  - L'eau capillaire continue : elle se situe directement au-dessus de la nappe, l'eau occupe la totalité des pores (eau mobilisable).
  - L'eau capillaire isolée : qui se trouve dans la zone située au-dessus de la partie précédente, l'eau occupe une partie des pores et l'autre partie est occupée par l'air (eau mobilisable et immobilisable).
- Eau hygroscopique : l'eau est fixée par adsorption à la surface des particules solides (eau immobilisable).
- Eau d'infiltration : c'est l'eau qui descend sous l'influence de la pesanteur (eau mobilisable).

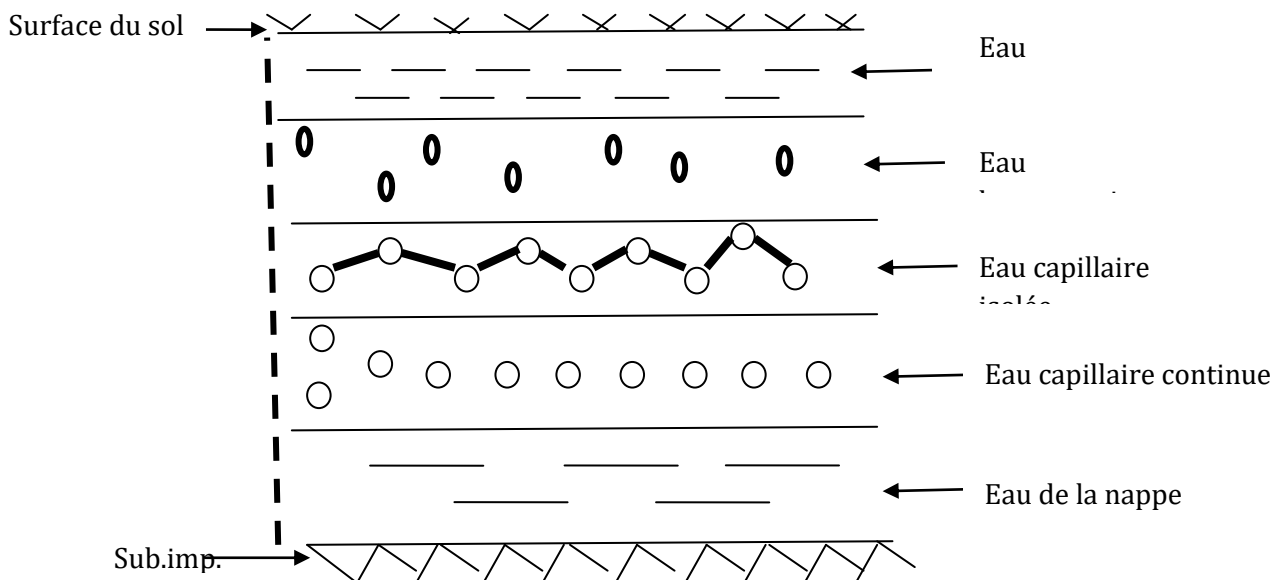


Figure 6 : les différents types d'eau dans le sous sol.



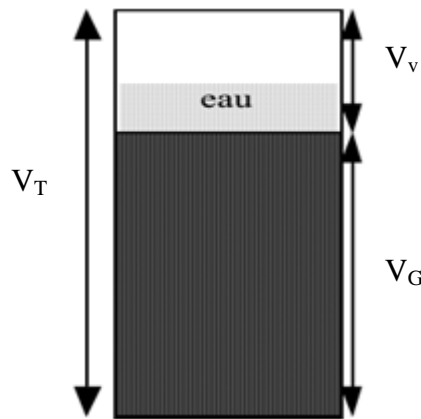
## Chapitre III : Loi fondamentale de l'écoulement souterrain

### III-2- Notion de porosité :

Tous les sols sont formés des grains cimentés ou non entre eux. Ils sont constitués par des réseaux très denses de canaux. Ces derniers sont appelés **porosité**.

La porosité caractérise l'aptitude d'un sol à contenir un fluide. Si un volume  $V_T$  de terrain à l'échelle macroscopique (Fig.7) contient un volume  $V_v$  de vides et un volume  $V_G$  de solide ( $V_T = V_v + V_G$ ).

La porosité ( $\eta$ ) est le rapport :  $\eta = \frac{V_v}{V_T} \cdot 100$  (il est exprimé en %). Ce rapport est aussi noté  $\omega$  par les hydrogéologues



**Figure 7 : Comment on calcule la porosité.**

Un autre paramètre est également utilisé, c'est l'indice des vides  $e$  :  $e = \frac{V_v}{V_G} \cdot 100$  (il est exprimé en %).

En premier lieu un sol est caractérisé par la courbe granulométrique. L'établissement de cette courbe se fait par tamisage à sec de l'échantillon (on va voir le détail de cette courbe en TP). On va utiliser une série à mailles différentes, le graphique obtenu est la courbe granulométrique cumulative elle exprime le poids cumulé des fractions ayant passées à travers les tamis en pourcentage du poids total de l'échantillon.

La pente de la courbe donne une indication sur le type de granulométrie :

- Uniforme ou homogène : si la pente est voisine de la verticale.

### Chapitre III : Loi fondamentale de l'écoulement souterrain

- Varie ou hétérogène : si la courbe s'étale dans le diagramme avec une large gamme de diamètre.

La courbe granulométrique permet de calculer deux paramètres principaux :

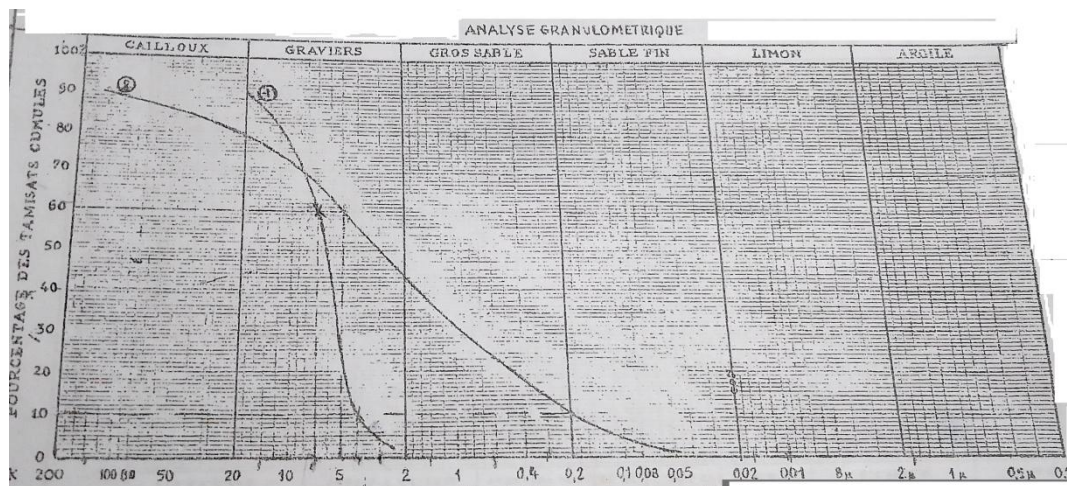
- Diamètre caractéristique ( $d_{10}$ ) en mm il est mesuré par la valeur lue en abscisses correspondante à la valeur de 10% de l'échantillon (on appelle aussi diamètre efficace).
- Coefficient d'uniformité : il est sans dimension (sans unité), il est calculé par la

formule suivante : 
$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

\*Si  $U < 2$  → la granulométrie est uniforme et le sol est homogène ;

\*Si  $U > 2$  → la granulométrie est variée et le sol est hétérogène.

(un exemple est illustrer dans la Fig. 8)



**Figure 8 : courbe granulométrique de deux types de sols différents.**

(Sol 1 : la granulométrie uniforme ou homogène  $U = 1,75 \rightarrow U < 2$  ;

Sol 2 ; la granulométrie variée ou hétérogène  $U = 25 \rightarrow U > 2$ ).

#### Remarque :

- On calcule la porosité totale par la formule suivante :  $\eta = \frac{V_V}{V_T} \cdot 100$  (%)  
( $V_V$  est le volume des vides et  $V_T$  est le volume total).
- $V_T = V_V + V_G$  ( $V_T$  est le volume total,  $V_V$  est le volume des vides et  $V_G$  est le volume gravitaire).

### Chapitre III : Loi fondamentale de l'écoulement souterrain

- Indice des vides :  $e = \frac{V_V}{V_G}$
- La relation entre la porosité et l'indice des vides ( $\eta = f(e)$ ) est donnée par la formule suivante :  $\eta = \frac{e}{1+e}$
- La relation entre l'indice des vides et la porosité ( $e = f(\eta)$ ) est donnée par la formule suivante :  $e = \frac{\eta}{1-\eta}$

#### III-3- notion d'homogénéité d'isotrope et d'anisotrope :

On dira qu'un sol est homogène si apparemment on considère qu'il est constitué de grain moyennement de même diamètre.

Un terrain perméable est homogène est homogène lorsqu'il présente en tout point dans une direction donnée la même résistance à un écoulement de filtration, si de plus cette résistance à l'écoulement est la même quelque soit la direction le terrain est dit isotrope. Dans le cas contraire le terrain est dit anisotrope (comme le montre la Fig. 9).

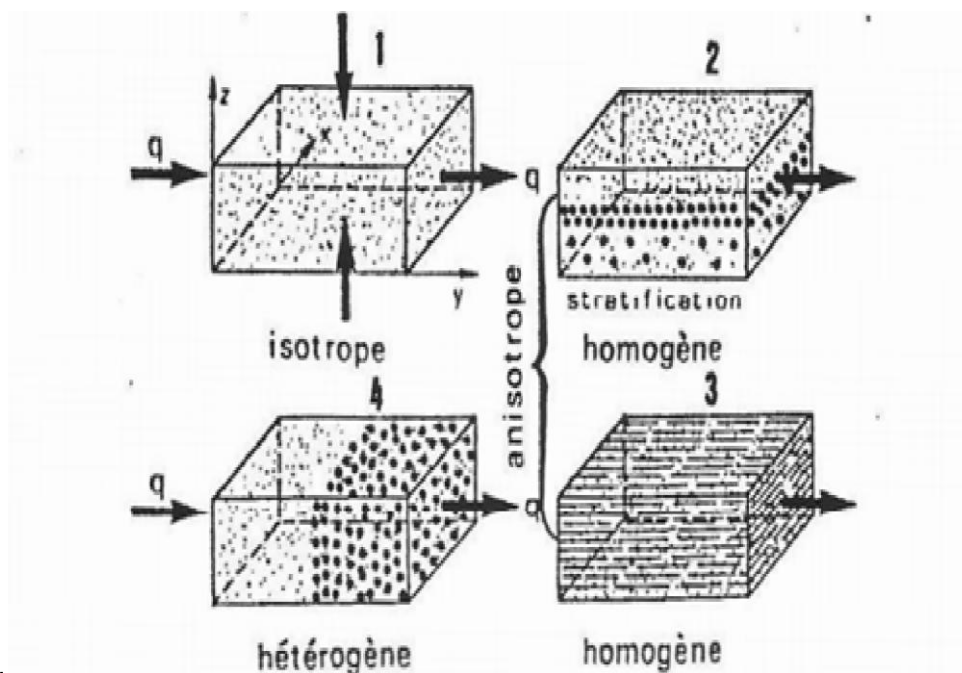


Figure 9 : illustration des différents types de terrain [ isotropie (1) et anisotropie (2,3,4), homogénéité (2 et 3) et hétérogénéité (4)].

## Chapitre III : Loi fondamentale de l'écoulement souterrain

### III-4- La loi de Darcy :

En 1856, Henri Darcy a publié une expérience de transfert d'eau à travers un milieu poreux, dans son expérience il a mesuré le flux (le débit  $Q$ ) d'eau à travers un filtre composé de sable (voir la Fig.10).

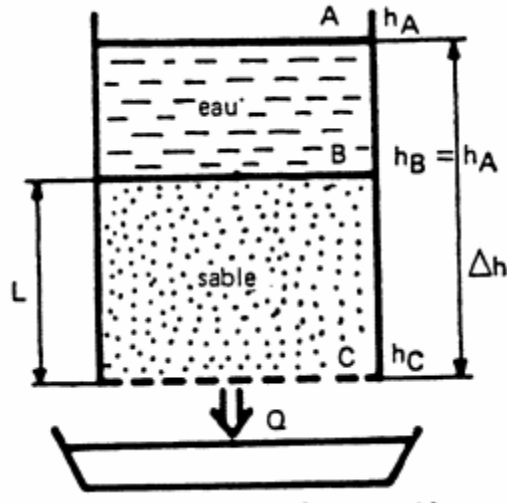


Figure 10 : Expérience de Darcy.

Les résultats de l'expérience de Darcy sont :

- Le débit ( $Q$ ) est proportionnel à la surface ( $A$ ) de l'échantillon ;
- Le  $Q$  est proportionnel aux charges hydrauliques ( $h_A$  et  $h_B$ ) ;
- Le  $Q$  est inversement proportionnel à  $L$  (longueur de l'échantillon) ;
- La conductivité hydraulique ( $K$ ) dépend de la taille des grains et la connectivité des pores.

On peut exprimer la loi de Darcy par la formule suivante :  $Q=K.A.I$

Dont :

$Q$  : est le débit de flux en  $m^3/s$  (ou  $L^3/T$ ).

$K$  : est la conductivité hydraulique ou le coefficient de perméabilité en  $m/s$  (ou  $L/T$ ).

$A$  : est la surface traversée par le fluide en  $m^2$  (ou  $L^2$ ).

$I$  : est le gradient hydraulique ou coefficient de charge, on peut le calculer par la formule

suivante :  $I = \frac{\Delta h}{L} = \frac{h_A - h_B}{L}$  (sans unité).

avec :

$h_A$  est la charge hydraulique en point A en m (ou L).

$h_B$  est la charge hydraulique en point B en m (ou L).

$L$  est la longueur de l'échantillon de sable en m (ou L).

### Chapitre III : Loi fondamentale de l'écoulement souterrain

#### Remarque :

- L est la longueur, elle prend l'unité de longueur (mètre, centimètre et millimètre);
- M est la masse en Kilogramme ou gramme ;
- T est le temps en heure, minute ou seconde.

#### III-4-1- Conductivité hydraulique ou Coefficient de perméabilité (K) :

Le K est relié de manière étroite à la perméabilité, contrairement à la perméabilité qui n'est fonction que de la roche. K dépend à la fois de la roche et de fluide.

La relation donne K est la suivante :  $K = k \cdot \frac{\rho \cdot g}{\mu} = k \cdot \frac{g}{\gamma}$

dont :

k : est la perméabilité en m<sup>2</sup> ou Darcy (1Darcy = 10<sup>-12</sup> m<sup>2</sup> ou L<sup>2</sup>) ;

ρ : est la densité de fluide (masse volumique) en kg/m<sup>3</sup> (ou M/ L<sup>3</sup>) ;

g : est la constante de la gravité en m/s<sup>2</sup> (ou L/T<sup>2</sup>) ;

μ : est la viscosité dynamique de fluide en kg/m.s (ou M/L.T) ;

γ : est la viscosité cinématique ( $\gamma = \frac{\mu}{\rho}$ ) en m<sup>2</sup>/s (ou L<sup>2</sup>/T).

#### Remarque :

- Pour un fluide plus visqueux, le K diminue.
- Pour un fluide dense (plus lourd), le K augmente.
- Une roche plus perméable possède un K plus élevé.
- Des fluides avec des compositions différentes (l'eau, l'eau salé et hydrocarbure) peuvent induire des K différents dans la même roche.
- Selon le type de la roche (peu perméable ou très perméable), le K peut varier entre 10<sup>-14</sup> m/s et 10 m/s.

**Tableau 2** : les valeurs de coefficient de perméabilité (K) et les types de formation.

K(m/s)		10	1	0.1	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-8</sup>	10 <sup>-9</sup>	10 <sup>-10</sup>	10 <sup>-14</sup>	
Granulométrie	homogène	Gravier			Sable		Sable fin	Sable très fin			Argile				
	variée	Gravier gros et moyen			Gravier et sable		Sable et argile-limon								
Degré de perméabilité		Très bonne						Mauvaise				Nulle			
Type de formation		Perméabilité						Semi-perméable				impermeable			

### Chapitre III : Loi fondamentale de l'écoulement souterrain

Voici quelques exemples de valeurs de la porosité associées à celles du coefficient de conductivité hydraulique :

Sol	Porosité	Conductivité hydraulique (m/s)
Sable grossier	27%	$3 \times 10^{-3}$
Sable moyen	32%	$5 \times 10^{-4}$
Sable fin	34%	$10^{-4}$
Silt (sable très fin)	40%	$2 \times 10^{-6}$
argile	50%	$\leq 10^{-8}$

#### III-4-2- Autres formules qui nous donnent le K :

**A-** Formule de KOZENY – CARMAN : on a un milieu poreux de porosité ( $\eta$ ) et de diamètre ( $d$ ) : à travers ce milieu poreux s'écoule un liquide de viscosité cinématique ( $\gamma$ ) et de poids spécifique. Donc on peut calculer le K par l'équation suivante :

$$K = \alpha \cdot \frac{g}{\gamma} d^2 \cdot f(\eta)$$

avec :

$\alpha$  : est une constante sans dimension ( $8,3 \cdot 10^{-3}$ ) ;

$f(\eta)$  : est une fonction de la porosité ( $f(\eta) = \frac{\eta^3}{(1-\eta)^2}$ ) ;

$\gamma$  : viscosité cinématique est une fonction de la température ( $\gamma = \frac{0,4}{t^\circ C + 20}$  ou  $\gamma = \frac{\mu}{\rho}$ ).

**B- Formule de HAZEN (1895) :** Pour les sables HAZEN, a proposé une relation entre la K et le diamètre efficace  $d_{10}$  obtenu par l'analyse granulométrique par la formule suivante :  $K = C \cdot d_{10}^2$  (en m/s)

**Avec :**

$d_{10}$  : diamètre en deçà duquel il y a 10 % des grains ou diamètre efficace en cm ;

$C$  : est un coefficient variant entre 100 et 150 (s.cm)<sup>-1</sup>.

**C- Formule de CASAGRANDE :** Pour des sols à gros éléments (> 1 mm) dont les grains sont supposés cubiques, on peut exprimer la perméabilité en fonction de l'indice des vides  $e$  :  $K = 1,4 K_{0,85} \cdot e^2$

D'où :  $K_{0,85}$  est la perméabilité pour  $e = 0.85$ . Il suffit donc de déterminer la perméabilité correspondant à une valeur arbitraire de  $e$  et on obtient les valeurs de K correspondant à d'autres valeurs de  $e$  au moyen de l'équation.

## Chapitre III : Loi fondamentale de l'écoulement souterrain

### III-4-3- Méthodes de mesure de K au laboratoire :

#### A- Paramètre à charge constante :

Il est utilisé pour les échantillons au milieu poreux (sols sableux). L'échantillon prélevé est ramené aux dimensions requises pour l'appareil de mesure. Il est ensuite mis à saturer, puis l'éprouvette est traversée par un fluide de telle façon que la charge au sommet de l'échantillon soit constante. La détermination de la perméabilité se fait à partir de la mesure du débit d'écoulement  $Q$  et du gradient hydraulique ( $I$ ) (voir la Fig. 11).

Si  $A$  est la section de l'échantillon de milieu poreux, la loi de Darcy :

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{\Delta H}{L} \quad \text{donc : } K = \frac{Q}{A} \cdot \frac{L}{\Delta H} \quad (\Delta H = h_1 + L - h_2)$$

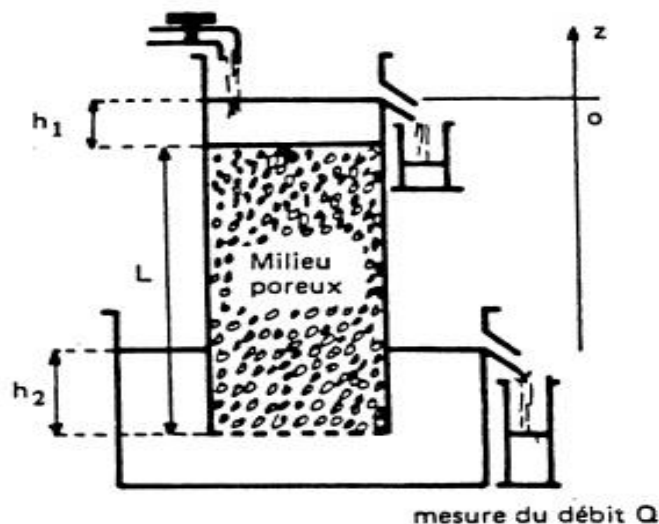


Figure 11: le perméamètre à charge constante.

#### B- Perméamètre à charge variable :

Si le coefficient de perméabilité est inférieur à  $10^{-5}$  m/s, le perméamètre à charge constante doit être remplacé par le perméamètre à charge variable où une charge plus importante est donnée au moyen d'un long tube de faible section  $a$  (voir Fig. 12).

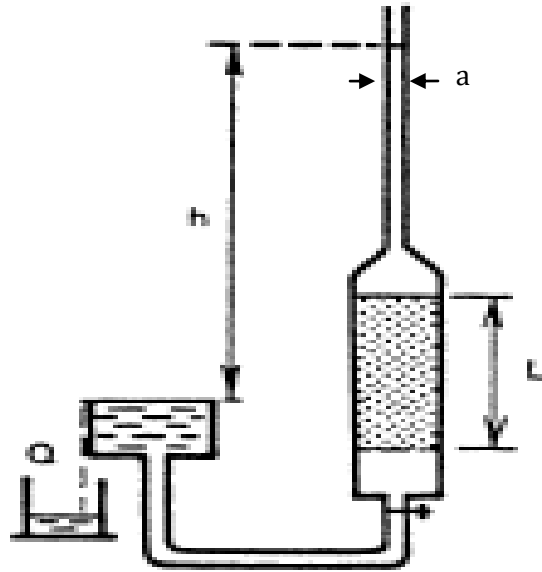


Figure 12: le perméamètre à charge variable.

Ce type d'appareil la charge hydraulique appliquée au sommet de l'échantillon est variable et il est utilisé pour les échantillons au milieu poreux (sols argileux) Pour une variation élémentaire de la charge  $dh$  et pendant un intervalle  $dt$ , le volume qui entre dans le milieu poreux est égale en volume qui sort, on peut écrire la formule suivante :  $Q dt = -a dh$  (le signe moins caractérisent la direction de la charge «  $h$  »). Mais d'après le loi de Darcy le débit qui passe le milieu poreux est égale à :  $Q = K. A. \frac{h}{L}$

Donc on peut écrire que :  $K. A. \frac{h}{L}. dt = -a. dh \rightarrow K. A. dt = -a. L. \frac{dh}{h}$

En intégrons entre le temps  $t_1$  et  $t_2$  on aura :

$$K. A. \int_{t_1}^{t_2} dt = -a. L. \int_{h_1}^{h_2} \frac{dh}{h} \rightarrow K. A. (t_2 - t_1) = -a. L. (\ln h_2 - \ln h_1)$$

$$\rightarrow K = \frac{-a. L. \ln \left( \frac{h_2}{h_1} \right)}{A. (t_2 - t_1)} = \frac{a}{A} \cdot \frac{L}{(t_2 - t_1)} \cdot \ln \left( \frac{h_1}{h_2} \right)$$



## Chapitre III : Loi fondamentale de l'écoulement souterrain

### III-4-4- Ecoulement dans les roches stratifiées :

La perméabilité  $K$  dépend du matériau. Supposons un matériau anisotrope formé par la superposition de couches horizontales d'épaisseur  $e_i$  et de perméabilité  $K_i$  ; l'écoulement se fait à la vitesse  $V$  qui peut être décomposée en  $V_H + V_V$ .

#### A- Perméabilité horizontale :

On considère un écoulement horizontal (Fig. 13).

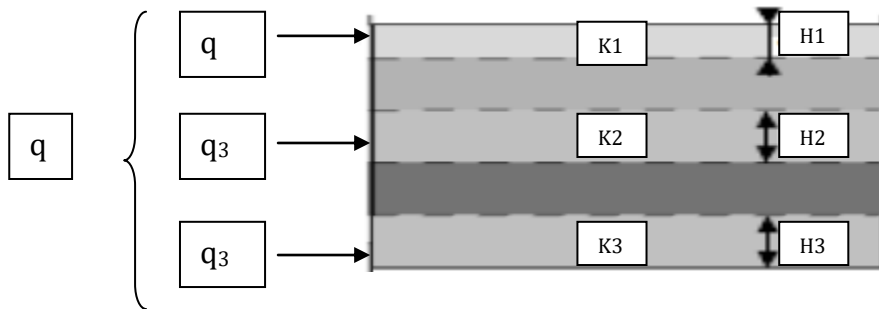


Figure 13 : perméabilité horizontale équivalente.

On a la vitesse :  $V_1 = K_1 I_1$  ,  $V_2 = K_2 I_2$  et  $V_3 = K_3 I_3$

Le débit unitaire  $m^3/s/m^2$  :  $q_1 = \frac{Q}{L}$  dont  $Q$  est le débit ( $m^3/s$ ) et  $L$  est la longueur de la nappe (m)

On peut écrire :  $q_1 = \frac{Q_1}{L}$  ,  $q_2 = \frac{Q_2}{L}$  ,  $q_3 = \frac{Q_3}{L}$

$$\begin{aligned} \text{Le débit total est donc : } q &= q_1 + q_2 + q_3 \rightarrow q = \frac{Q_1}{L} + \frac{Q_2}{L} + \frac{Q_3}{L} \\ &\rightarrow q = \frac{V_1 \cdot A}{L} + \frac{V_2 \cdot A}{L} + \frac{V_3 \cdot A}{L} \\ &\rightarrow q = \frac{V_1 \cdot H_1 \cdot L}{L} + \frac{V_2 \cdot H_2 \cdot L}{L} + \frac{V_3 \cdot H_3 \cdot L}{L} \\ &\rightarrow q = V_1 \cdot H_1 + V_2 \cdot H_2 + V_3 \cdot H_3 \\ &\rightarrow q = K_1 \cdot I \cdot H_1 + K_2 \cdot I \cdot H_2 + K_3 \cdot I \cdot H_3 \end{aligned}$$

D'après la loi de Darcy  $V_H = K_H \cdot I \cdot H$

$$\text{Donc on aura : } K_H \cdot I \cdot H = I \cdot [K_1 \cdot H_1 + K_2 \cdot H_2 + K_3 \cdot H_3] \rightarrow K_H = \frac{[K_1 \cdot H_1 + K_2 \cdot H_2 + K_3 \cdot H_3]}{H}$$

$$\rightarrow K_H = \frac{[K_1 \cdot H_1 + K_2 \cdot H_2 + K_3 \cdot H_3]}{H_1 + H_2 + H_3}$$

En cas général :  $K_H = \frac{\sum_{i=1}^n (K_i \cdot H_i)}{\sum_{i=1}^n (H_i)}$  (n est le nombre des couches).

## Chapitre III : Loi fondamentale de l'écoulement souterrain

### B- Perméabilité verticale :

La figure (14) montre un écoulement horizontal (perpendiculaire à la stratification).

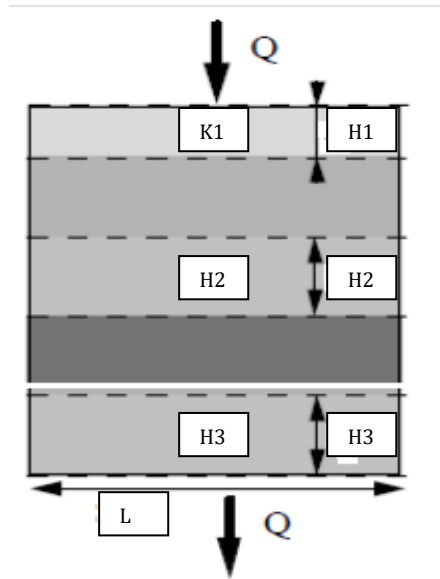


Figure 14 : perméabilité verticale équivalente

On a la vitesse :  $V_1 = K_1 I_1$  ,  $V_2 = K_2 I_2$  et  $V_3 = K_3 I_3$

D'après la loi de Darcy  $V_v = K_v \cdot I$

Donc on aura :  $\rightarrow K_v = \frac{[H_1 + H_2 + H_3]}{\frac{H_1}{K_1} + \frac{H_2}{K_2} + \frac{H_3}{K_3}}$

En cas général :  $K_v = \frac{\sum_{i=1}^n (H_i)}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{H_i}{K_i}\right)}$  (n est le nombre des couches)

### III-5- Limite d'application de la loi de Darcy :

L'écoulement d'un fluide peut se produire de deux manières différentes selon les conditions locales de vitesse. A faible vitesse les lignes de courants sont stables et ne se "mélangent" pas. Dans cet écoulement appelé **laminaire**, les couches fluides glissent les unes sur les autres et il n'y a pas de transfert de particules d'un filet fluide à un autre. Lorsque la vitesse croît, les filets fluides paraissent osciller et vibrer, puis ils perdent leur identité propre. Dans ce régime appelé **turbulent**, les particules oscillent autour d'une trajectoire moyenne. Le passage d'un régime à l'autre dépend de la valeur d'un paramètre adimensionnel qui est le nombre de Reynolds:

$$Re = \frac{V_{cr} \cdot D}{\gamma}$$

### Chapitre III : Loi fondamentale de l'écoulement souterrain

Dont :

**D** est le diamètre de la conduite.

**$\gamma$**  est la viscosité cinématique du fluide ( $\gamma = \frac{\mu}{\rho}$  la viscosité cinématique de l'eau à 20°C est de  $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ).

**$V_{cr}$**  est la vitesse critique ( $V_{cr} = (0,23 + 0,75 \cdot \eta) \frac{R_{cr}}{d}$  on a  $R_{cr}$  est le nombre de Reynolds critique (il varie entre de 1,5 à 9) et  $d$  est le diamètre des grains de sol).

La loi de Darcy est appliquée quand  $R_e$  (nombre de Reynolds) ne dépasse pas l'unité donc  $R_e < 1$ .

L'application est basée sur deux conditions :

- l'écoulement est permanent (laminaire).
- Uniformité (homogène et isotope).

## Chapitre IV: Equation fondamentale de diffusivité en milieux poreux

### IV-Equation fondamentale de diffusivité en milieux poreux :

#### IV-1- loi de Darcy généralisée :

La loi de Darcy a été établie d'abord pour un écoulement unidimensionnel. Sa généralisation à un espace tridimensionnel donne lieu à l'expression suivante :

$$\vec{V} = -K \overrightarrow{\text{grad}} h \text{ (avec } h(x, y, z) \text{ et } \vec{V} = \vec{u} + \vec{v} + \vec{w})$$

Cette formule admet que le coefficient de perméabilité  $K$  est une propriété **isotrope** du milieu poreux, indépendant de la direction de l'espace.

Or, la pratique a montré que cette hypothèse d'isotropie n'est pas toujours vérifiée (Exemple des couches sédimentaires présentant une stratification et par conséquent, une perméabilité horizontale différente de cette verticale.....). on est donc en présence d'une anisotropie de terrain et l'on amené à considérer la perméabilité comme propriété tensorielle.

On définit alors en tenseur de perméabilité (il est noté  $\bar{K}$  symétrique), le  $K$  est donc une matrice de 9 coefficients symétriques par rapport à la diagonale, elle est donné comme

$$\text{suite : } \bar{K} = \begin{pmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{pmatrix} \text{ avec } K_{xy}=K_{yx}, K_{xz}=K_{zx}, K_{yz}=K_{zy}$$

Ainsi l'équation de Darcy généralisée s'écrit :

$$\vec{V} = -\bar{K} \overrightarrow{\text{grad}} h \text{ (équation de Darcy généralisée)}$$

#### VI-1-1- Introduction de la notion de perméabilité intrinsèque :

La perméabilité intrinsèque est définie comme suit :  $\mathbf{k} = \frac{\mu \cdot K}{\rho \cdot g} = \frac{\gamma \cdot K}{g}$  (où  $\mu$  et  $\gamma$  représentent respectivement les viscosités cinématiques et dynamiques).

Cette formule s'écrit sous forme tensorielle comme suite :  $\bar{k} = \frac{\mu \cdot \bar{K}}{\rho \cdot g}$

$$\text{Et l'équation de Darcy devient : } \vec{V} = -\frac{\rho \cdot g}{\mu} \bar{k} \overrightarrow{\text{grad}} h$$

Comme on sait que :  $\mathbf{h} = \mathbf{P} + \rho \cdot \mathbf{g} \cdot \mathbf{z}$ , on aura :

$$\vec{V} = -\frac{\bar{k}}{\mu} (\overrightarrow{\text{grad}} P + \rho \cdot g \cdot \overrightarrow{\text{grad}} z)$$

## Chapitre IV: Equation fondamentale de diffusivité en milieux poreux

### VI-1-2- Introduction des composantes de la vitesse (V) :

La loi de Darcy généralisé devient comme suite :

$$u = -\frac{k_{xx}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{k_{xy}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{k_{xz}}{\mu} \left[ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \left( \frac{\partial z}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial y} + \frac{\partial z}{\partial z} \right) \right]$$

On a :  $\frac{\partial z}{\partial x} = 0$ ;  $\frac{\partial z}{\partial y} = 0$  et  $\frac{\partial z}{\partial z} = 1$

Ce qui donne :  $u = -\frac{k_{xx}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{k_{xy}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{k_{xz}}{\mu} \left[ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \right]$

De la même manière, on obtient :  $v = -\frac{k_{yy}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{k_{yx}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{k_{yz}}{\mu} \left[ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \right]$

$$w = -\frac{k_{zx}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{k_{zy}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{k_{zz}}{\mu} \left[ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \right]$$

Cette écriture est généralement simplifiée et on considérant que les composantes diagonales du tenseur de perméabilité (dans ce cas  $k_{xy} = k_{xz} = k_{zx} = k_{yx} = k_{yz} = k_{zy} = 0$ ) ce qui donne

$$u = -\frac{k_{xx}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x}$$

$$v = -\frac{k_{yy}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y}$$

$$w = -\frac{k_{zz}}{\mu} \left[ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \right]$$

De plus, dans la pratique , on considère toujours deux perméabilités ;

- Une perméabilité horizontale  $K_H = K_{xx} = K_{yy}$
- Une perméabilité verticale  $K_V = K_{zz}$

### VI-2- Equation de la diffusivité en milieu poreux :

On a deux type de formule la première c'est l'équation de diffusivité en nappe libre et la deuxième est l'équation de diffusivité en nappe captive.

Le détail de cette partie du cours on va la voir en Master 2 (spécialité hydrogéologie).

## Références bibliographiques

### Références bibliographiques

**ASTIER. J. L. 1971.** Géophysique appliquée à l'hydrogéologie.

**BANTON O. et BANGOY L.M. 1997.** Hydrogéologie. Multiscience environnementale des eaux souterraines.

**CASTANY G.** Hydrogéologie principes et méthodes.

**DOMENICO P.A, SCHWARTZ F.W. 1990.** Physical and chemical hydrogeology.

**HISCOCK, K. 2005.** Hydrogeology : Principles and practice.Blackwell Science.

**MARSILY, G. 1981.** Hydrogéologie quantitative, Masson.

**RAMADE F.1998.** Dictionnaire encyclopédique des sciences de l'eau.

**ROCHE M.F.1986.** Dictionnaire français d'hydrologie de surface.

**HILLEL D. 1988,** L'eau et le Sol. Principes et processus physiques, collection Pedasup 5, 2<sup>ème</sup> édition.

**VAUBOURG P. et MARGAT J. 1997.** Lexique d'hydrogéologie

### Quelques revues

- La Houille Blanche
- Les cahiers de l'ORSTOM
- Water Ressource Research
- Journal of Hydrology
- Hydrology
- Hydrogéologie

### Quelques sites web HYDRO & Environnement

<http://waternet.com/> (welcome to waterNet)

[http://membre.Usine.ch/philipperenard\(hydrogen/hydroger.htm](http://membre.Usine.ch/philipperenard(hydrogen/hydroger.htm) (cours d'hydrogéologie)

<http://www.cig.ensmp.fr/rthiry/cours-dydro/hydro00.htm> (expliquer l'hydrogéologie par Medard Thiry)

<http://pagerperso-orange.fr/stephane.guibert/hydrogeo/plan.htm>. (notion d'hydrogéologie et d'exploitation des nappes)