

ORIGINE DE L'EAU SOUTERRAINE

1-Définition :

l'hydrogéologie peut être définie de deux manières:

- *Science qui concerne la recherche, l'exploitation, la gestion et la protection des eaux;
- *Science qui traite des rapports entre l'eau et la roche ou plus précisément qui cherche à connaître l'organisation des écoulements souterrains.

Aujourd'hui, l'hydrogéologie englobe aussi l'hydraulique des eaux souterraines, la chimie des eaux souterraines, la géophysique, la simulation numérique, etc.

2-Cycle de l'eau :

Sur la Terre, l'eau est la seule substance qu'on trouve dans ses trois phases à l'état naturel : solide (glace, neige), liquide (eau liquide) et gazeux (vapeur d'eau). L'eau s'évapore, se condense et se précipite continuellement dans un cycle infini qui entraîne d'énormes échanges d'énergie, appelé :[cycle de l'eau](#).

L'eau [s'évapore](#) de toutes les étendues d'eau :océans,mers,lacs,fleuves...on parle d'[évaporation](#). De l'eau s'évapore aussi de la végétation : on parle alors de la [transpiration](#). Ces deux phénomènes (évaporation et transpiration) sont regroupés sous le terme : [évapotranspiration](#).

Lorsque la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère devient suffisamment grande, la vapeur se [condense](#) sur des particules en suspension dans l'air pour former les nuages. Les nuages [précipitent](#) éventuellement sous forme de pluie, de neige ou de grêle. L'eau qui est libérée retourne au sol où elle est absorbée par la végétation ou [ruisselle](#) vers les rivières et les fleuves si elle n'est pas absorbée par le sol. L'eau peut également [percoler](#) (pénétrer lentement dans le sol) vers les couches les plus profondes pour alimenter la nappe phréatique ([infiltration](#)) .

Le cycle de l'eau peut donc se traduire par une équation qui représente [le bilan hydrologique](#). Ce bilan exprime, pour une superficie connue, la répartition de l'eau météorique entre l'atmosphère, le sol,et le sous-sol.

$$P = E+R+I (+\Delta R)$$

Avec :

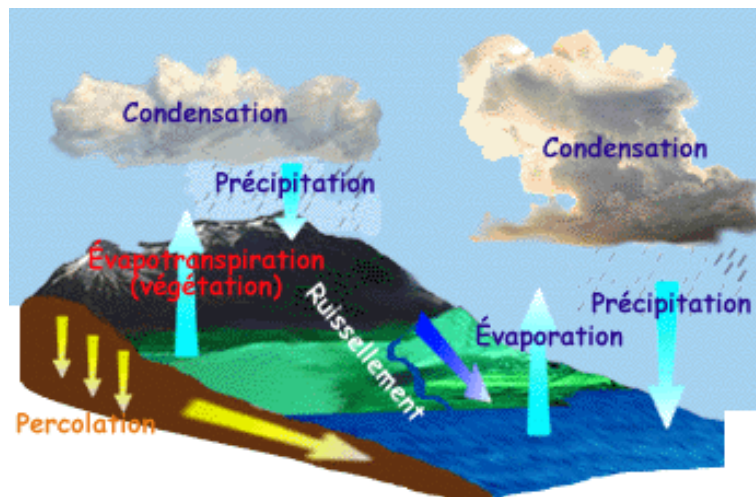
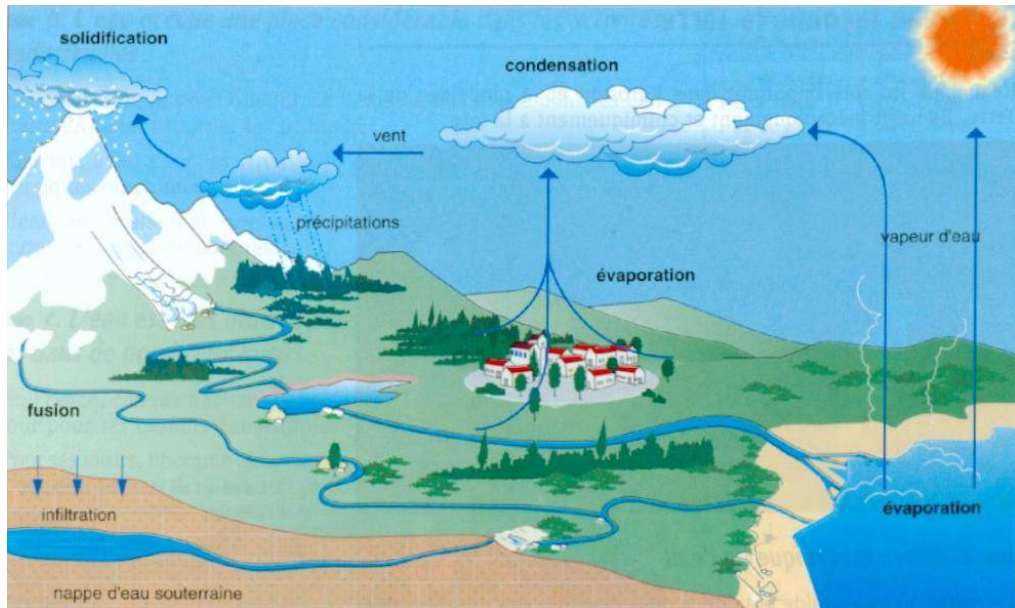
P :Précipitations

E :Evapotranspiration

R :Ruissellement

I :Infiltration

ΔR :Variation de la réserve.



Cycle de l'eau.

3-L'eau souterraines, différentes origines et catégories :

L'eau qui s'infiltré descend verticalement dans la terre, jusqu'à ce qu'elle atteigne un fond imperméable ou la surface d'une nappe : elle s'immobilise ou prend un mouvement latéral selon qu'il s'agit d'une nappe stagnante ou d'une nappe s'écoulant.

Les parties les plus profondes des nappes souterraines, sont presque immobiles et peuvent être seulement soumises à de lents mouvements, en relation avec des gradients de pression ou de température. On distingue plusieurs **origines** d'eau souterraine, auxquelles correspondront diverses **catégories**.

3-1 Origine des eaux souterraines :

Si l'on considère les eaux dans les formations géologiques sous l'effet de la gravité, on peut distinguer :

3-1-1 Eaux météoriques :

Elles proviennent de l'infiltration de l'eau de pluie. On les divise généralement en eaux vadoses et profondes.

A-Les eaux vadoses : sont des eaux qui après s'être infiltrées de la surface de la terre vers la profondeur, ressortent après un temps relativement court. Ce sont des eaux en mouvement que l'on peut subdiviser en :

***Eaux d'infiltration** : Qui circulent dans une zone où l'air et l'eau peuvent coexister dans les vides de la roche. Ces eaux circulent au dessus de la surface de la nappe.

***Eaux d'écoulement** : Qui circulent sous la surface de la nappe dans la zone saturée où elles remplissent les pores de la roche.

B-Les eaux profondes : Ce sont des eaux sous jacentes aux précédentes. Elles ne circulent que très lentement par un mouvement diffus de toute l'eau d'imbibition de la roche et des pores. Ces eaux qui circulent très lentement se mettent en équilibre chimique avec les terrains encaissants, elles contiendront par conséquent des quantités importantes de matières minérales à l'inverse des eaux vadoses chez lesquelles l'équilibre chimique n'a pas le temps de se réaliser.

3-1-2 Eaux souterraines régénérée :

Ce sont des eaux libérées dans les zones profondes de l'écorce terrestre par les réactions du métamorphisme.

3-1-3 Eaux juvéniles :

Ce sont des eaux qui apparaissent pour la première fois à la surface de la terre. Elles comprennent :

a) Les eaux magmatiques : Qui proviennent du magma où elles étaient incluses à l'état non dissocié d'eau et qui sont expulsées par cristallisation.

b) Les eaux juvéniles proprement dites : Qui prennent naissance par synthèse et à très haute température, de l'hydrogène provenant de l'intérieur de la terre et l'oxygène fourni par l'atmosphère.

3-2 Les différentes catégories d'eau :

Suivant l'état où elles se trouvent et suivant l'état du matériau aquifère, on pourra distinguer huit « 8 » catégories d'eau pour des teneurs en eau croissantes dans les terrains :

1-La vapeur d'eau de l'atmosphère des vides (pores, fissures..) :

De manière générale, l'atmosphère des terrains est saturée de vapeur d'eau. Lorsque la circulation de l'air extérieur est facile, il peut en résulter des phénomènes de condensation ou d'adsorption par les minéraux argileux, phénomènes qui prennent de l'importance dans les chenaux et les fissures et plus particulièrement en zone aride ou semi- aride.

2-L'eau de constitution et de cristallisation :

Fait partie de la constitution chimique de la maille cristalline.

3-L'eau d'imbibition :

Qui occupe des positions bien déterminées, soit entre les feuillets comme les minéraux micacés, soit entre les tubes comme dans les zéolites.

4-L'eau des colloïdes :

Retenue par les substances colloïdales des terrains, comme c'est le cas pour certaines argiles.

5-L'eau hygroscopique :

Qui est une eau adhérant par adsorption à la surface des particules du sol et en provenance de l'atmosphère entourant les particules. Elle forme autour des particules une pellicule adhésive ayant une épaisseur de plusieurs dizaines à plusieurs milliers de molécules selon la taille des grains.

6-L'eau pelliculaire :

C'est l'humidité d'attraction moléculaire par les parois (adhésion) et d'attraction moléculaire réciproque entre les molécules d'eau (cohésion).

7-L'eau capillaire :

C'est l'eau qui est maintenue dans les roches sous l'effet des forces capillaires. Elle se trouve essentiellement dans la zone non saturée.

8-L'eau de gravité ou eau gravifique ou gravitaire :

Elle occupe la partie centrale des vides quand ceux-ci sont de taille suffisante. Elle est la seule à s'écouler librement sous l'influence de la gravité : c'est l'eau libre.

La distinction entre ces différentes catégories d'eau est en fait schématique. Il existe un passage continu d'une catégorie à l'autre. Seules les méthodes d'extractions permettent de les différencier :

****Par égouttement :*** Eau gravifique, eau capillaire.

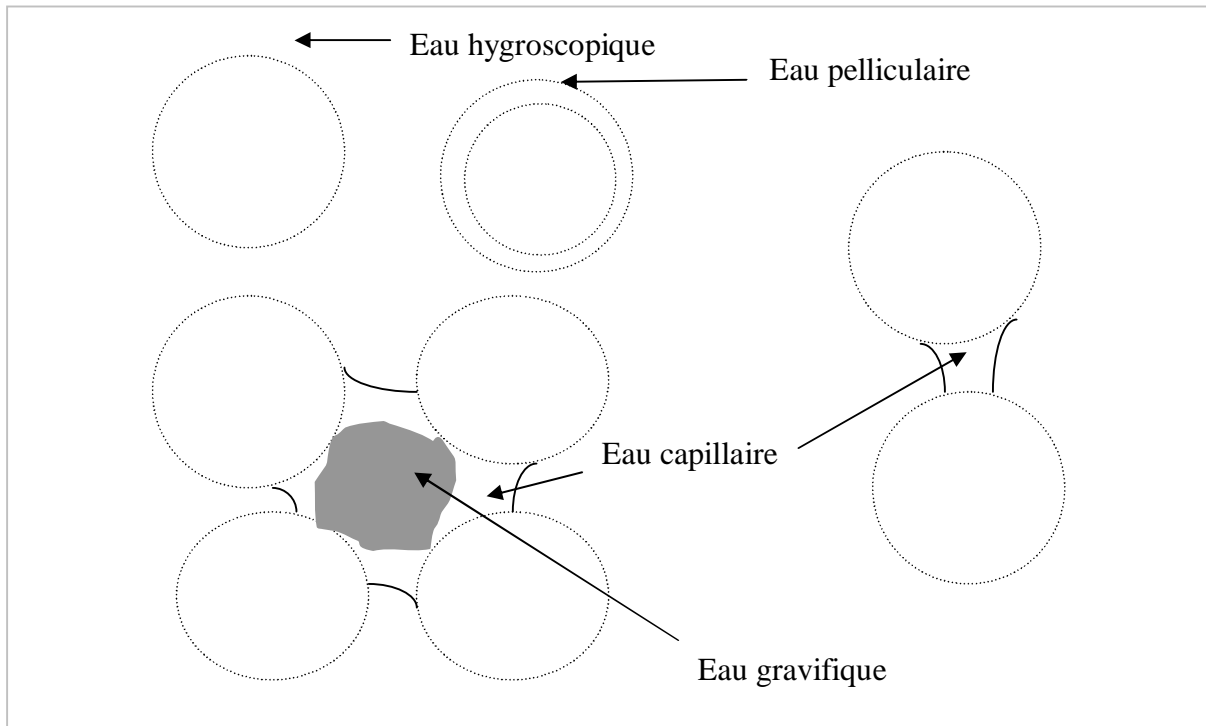
****Par centrifugation :*** Eau capillaire, eau pelliculaire.

****Par calcination :*** Eau hygroscopique, eau des colloïdes, eau d'imbibition, eau de constitution et de cristallisation.

3-3 Tableau récapitulatif des catégories et types d'eau du sol et du sous-sol :

Catégories d'eau	Types d'eau	Catégories d'eau		Extraction
Eau de rétention	Eau hygroscopique Eau pelliculaire	Eaux liées	Eaux de rétention	Calcination
Eau capillaire	Eau capillaire isolée Eau capillaire continue			Centrifugation
Eau gravifique	Eau gravifique (gravitaire)	Eaux libres	Eaux libres	Gravité

Source : G.Castany



Catégories d'eau.

MOUVEMENT DE L'EAU DANS LE SOL COMPLEXE :EAU-SOL-AIR

Le mouvement de l'eau dans le sol est régit par deux systèmes de forces :

1-La pesanteur :

C'est l'ensemble des mouvements descendants dans le sol. L'eau va s'enfoncer en profondeur, jusqu'à modification du sédiment .Tous les interstices finiront par se remplir,le niveau monte dans le réservoir au fur et à mesure que se produisent les infiltrations.

2-La force capillaire :

La hauteur de l'ascension capillaire est fonction de la largeur des fissures ou du diamètre des pores. Dans un sol, toute diminution locale en teneur en eau entraînée par l'évaporation ou l'absorption au niveau des racines des végétaux provoquera une élévation de la force de succion du sol et un apport d'eau des régions voisines, si elles sont plus humides.

Pour mieux comprendre les phénomènes de succions et pour distinguer les différentes catégories d'eau dans le sol, on n'a défini le potentiel capillaire que l'on appelle : « pf ».

2-1 Potentiel capillaire « pf » :

C'est l'énergie avec laquelle l'eau est retenue par les grains et c'est donc celle qu'il faut exercer pour extraire l'eau.

Soit « p » la pression nécessaire, exprimée en atmosphère ou en cm d'eau.

$$pf = \log p \quad (\text{log décimal})$$

2-2 Phénomène de capillarité :

Tout liquide est soumis à une tension interne qui maintient la cohésion du liquide et à une tension superficielle qui tend à l'accrocher aux substances étrangères.

Soit le cas d'une goutte d'eau déposée à la surface d'un solide ; la tension superficielle dépend du solide :

*Si cette tension est faible (solide hydrophobe), la tension interne est plus forte et l'eau reste à l'état de goutte sub-sphérique.

*Si cette tension est forte (solide hydrophile), la goutte d'eau s'étale à la surface du solide ;elle est comme adsorbée (Fig n° 02).

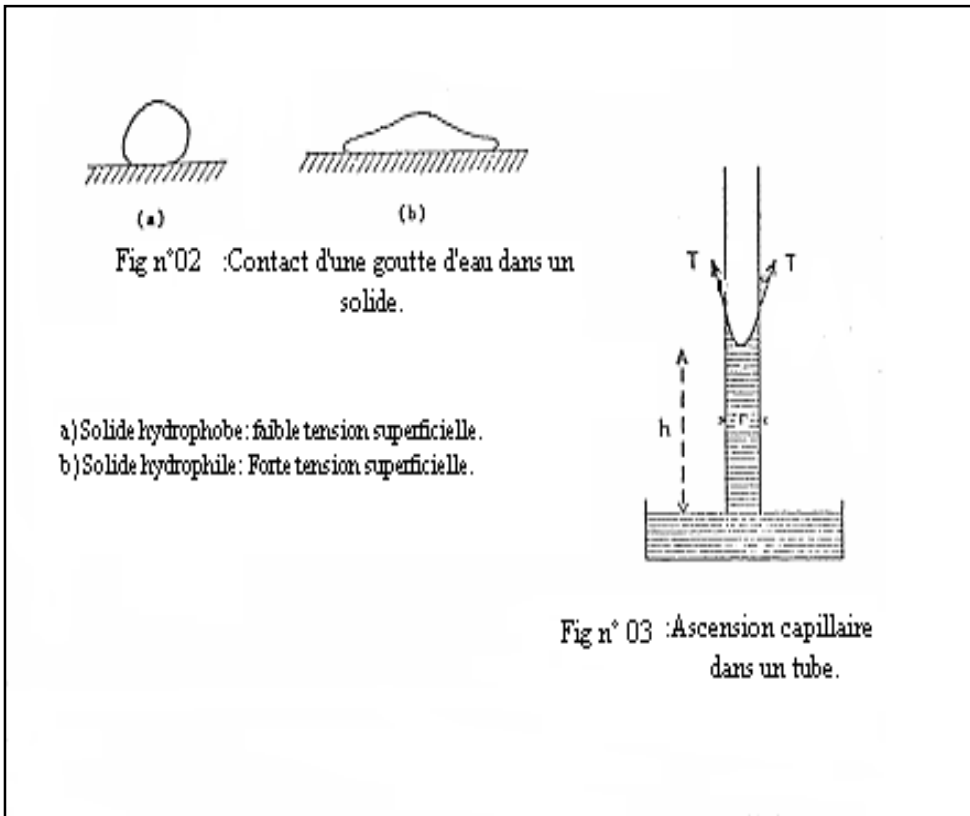
A cause de la tension superficielle, les mécanismes d'eau dans les tubes capillaires prennent une forme concave et l'eau tirée par les parois a tendance à migrer en avant,ceci explique l'existence de l'ascension capillaire de l'eau (capillarité) dans les milieux poreux (Fig n° 03).

Soit la force T de la tension superficielle, c'est-à-dire, la pression qui lie l'eau à la paroi.

- r : rayon du tube capillaire.
- α : angle du liquide avec la paroi.
- h: Hauteur de l'eau dans le tube.
- ρ : Poids spécifique de l'eau.
- g: Constante d'accélération.

La limite d'ascension capillaire est atteinte pour :

$$h = 2.T.\cos \alpha / r.\rho.g \text{ (Loi de Jurin)}$$



PROPRIETES DES TERRAINS EN RAPPORT AVEC L'EAU

I-Porosité :

-Constituée par l'ensemble des vides contenus dans une roche et s'exprime en % du volume totale.

-Si les vides communiquent les uns avec les autres et avec l'extérieur on aura une porosité **ouverte**.

-Si les vides communiquent les uns avec les autres, mais sont isolés de l'extérieur, la porosité sera **close** et la roche correspondante sera **imperméable**. (Les argiles sont très poreux mais imperméables).

-La porosité peut être I^{aire} , si elle correspond aux pores formés lors de la genèse des roches.

-Elle sera II^{aire} , si elle correspond à des vides de dissolution d'un ciment, ou de la roche elle-même .

-Suivant la nature des vides de la roche, on peut distinguer des porosités d'interstices, vacuolaires, des fissures ou de chenaux.

Les roches peuvent présenter simultanément plusieurs de ces porosités, et le totale constituera la porosité **réelle**.

Exp : la craie : roche fissurée , soluble (peut donner des interstices) à porosité d'interstices et de fissures.

Selon les dimensions des vides on distingue plusieurs types de porosité :

1-Porosité réticulaire :

C'est à ce niveau que s'emmagine de l'eau, soit dans des tubes comme les zéolites, soit entre les feuillets des minéraux micacés.

2-Porosité colloïdale :

Qui pourra être très importante dans certaines argiles, les pores dont les dimensions sont **inf à 0.2μ** renferment l'eau capillaire non absorbable.

Cette eau susceptible d'être mise en mouvement par suite de variation de pression osmotique ou de tension superficielle . Cette eau n'est pas utilisable par les végétaux.

3-La micro-porosité :

Les pores ont des dimensions comprises entre " **0.2 et 8μ** ". Ils renferment l'eau capillaire absorbable et commandent la porosité capillaire du sol.

3-La macro-porosité :

Les pores ont des dimensions entre **8μ , $2.5mm$** .

II- Capacité d'absorption ou porosité libre :

Représente le volume d'eau qu'une roche peut absorber ou l'exprimer généralement en % des volumes de la roche, on peut généralement distinguer :

-Capacité absolue d'absorption : qui est la quantité d'eau qu'une roche peut absorber lorsqu'elle est complètement sèche.

-Capacité relative d'absorption : représente la quantité d'eau que peut absorber une roche déjà humide.

-Capacité effective d'absorption : représente le volume occupé par l'eau de gravité.

I. Porosité d'interstices :

L'élément le plus important est constitué par les espaces libres laissés entre les particules directement liées à la forme, aux dimensions et à l'arrangement des éléments constitutifs, elle varie avec la cimentation et la compaction.

La porosité d'interstices comporte un certain nombre de formes :

- a) Des structures lâches : Où les particules laissent entre elles de grands vides et ne se touchent que par un petit nombre de points.

Terzaghi distingue 3 types :

Porosité de structure simple lâche : *Les côtes séparant les pores ne sont formées que par un seul grain.*

Porosité de structure en nids d'abeilles : *Les pores sont délimités par des chaînes simples de grains placées bout à bout.*

Porosité de structure en flocons : *De grands pores sont limités par des flocons ressemblants à la structure en nids d'abeilles.*

Remarque :

Ces structures lâches correspondent à des roches meubles : exp : sable.

- b) Les structures compactes : on pourra y distinguer :

***Porosité d'interstice simple ou nette** : *Les grains de taille sensiblement uniforme laissent entre eux des vides qui ne sont pas remplis par les grains de plus petite taille. Suivant le degré de compaction, la structure sera plus ou moins dense. Les grains peuvent être disposés en désordre, mais le plus souvent ils présentent une certaine organisation.*

C.S. Slichter, Gratton et Fraser ont montré que dans un plan, deux dispositions étaient possibles, si on avait affaire à de véritables sphères, on aura un carré avec 4 angles de 90° ou un losange avec 2 angles de 70° et deux autres avec 120°.

***Porosité d'interstices restreinte** : Résulte de l'intercalation des particules fines entre les éléments les plus grossiers. La porosité va être diminuée d'une façon très importante.

***Porosité d'interstices réduites** : *est diminuée par des dépôts de carbonates de chaux de l'hydroxyde ferrique ou de silice à la surface des grains qui sont ainsi cimentés entre eux.*

***Porosité d'interstice double** : *Lorsque les éléments majeurs sont eux même poreux.*

II. Porosité vacuolaire :

Correspond aux cavités que l'on peut rencontrer aussi bien dans les roches sédimentaires par dissolution de fossiles (exp : calcaire coquillé) que dans les roches éruptives et le plus souvent il s'agit d'une porosité "close".

III-Porosité de fissures:

Correspond aux joints, diaclases, failles, fissures de dissolution .Cette porosité dépendra de la densité des fissures et de leur degré d'ouverture.

Les fissures pouvant être subdivisées d'après **Lehman** en :

Fissures capillaires fines : inf à 0.5mm de large.

Fissures capillaires larges : de 0.5 à 3mm de large.

Fissures supra capillaires : sup à 3mm de large.

Fissures géantes : allant jusqu'à 10cm de large.

IV-Porosité de chenaux:

Présente dans les roches solubles : calcaires, gypse, dolomie, l'halite , l'anhydrite, le sel gemme, grés et conglomérat à ciment calcaire.

Les valeurs de cette porosité sont très variables dans un même massif. Elles dépendent de la densité des chenaux et des dimensions des galeries.

III-La mesure de la porosité :

a) Sur échantillon :

La méthode la plus utilisée est basée sur l'application de la loi de **Mariotte** « en considérant les gaz comme fluides, à T^{const} , la pression d'un gaz est à peu près inversement proportionnelle à son volume ».

Plusieurs types d'appareils ont été mises au point pour effectuer ces mesures :

Dans un premier temps on mesure le volume totale de l'échantillon à l'aide de la poussée archimédienne du mercure sur l'échantillon complètement immergé en introduisant ensuite l'échantillon dans une capacité de volume connue .On mesure un volume solide V_s . La porosité sera donnée comme suit :

$$p_t = \frac{V_T - V_s}{V_T}$$

*Cette grandeur définit la teneur volumique d'eau maximum que le matériau peut contenir quand il est saturé, en admettant que les pores sont ouverts sur l'extérieur.

- Pour la mesure de la porosité, on utilise aussi un **pycnomètre** .L'échantillon sera placé dans un cylindre **Gerhard** de volume et de capacité connus. La valeur de la porosité est donnée directement par une échelle graduée sur l'échantillon(Fig n°).

On peut également utiliser des appareils spéciaux, appelés **porosimètres** , les volumes sont déterminés par la variation de pression d'un gaz dans lequel le solide est placé.

Remarque :

La mesure de la porosité est relativement simple pour les roches à porosité d'interstices. Cette mesure se complique lorsqu'on a affaire à des fissures ou à des chenaux.

b) In situ :

A l'exception des argiles, les minéraux usuels du sol sont isolants et l'électricité circule dans le sol dans la phase liquide. La résistivité sera donc, fonction de la porosité.

Les géophysiciens proposent une relation empirique faisant intervenir le facteur formation « F », défini comme le rapport des résistivités de la roche et de l'eau qu'elle contient :

$$F = \text{résistivité de la roche} / \text{résistivité de l'eau contenue.}$$

La formule d'Archie donne : $F = C / p_t \cdot m \rightarrow p_t = C / F \cdot m$

$$C \approx 1$$

p_t : Porosité totale.

m : est le facteur de cimentation qui varie de 1,3 pour les roches non consolidées, à 2 pour les calcaires.

D'autres méthodes de mesures existent : diagraphie neutron, méthode gamma-gamma.

*On définit également, l'indice des vides « e », qui correspond au rapport du volume des vides au volume des grains solides :

$$e = V_v / V_s$$

Il y a un rapport entre la porosité totale et l'indice des vides :

$$p_t = e / (1 + e)$$

**Mesure de la porosité de rétention :*

On appelle **porosité de rétention p_r** ou **microporosité**, le volume des pores fins dans lesquels l'eau est retenue par rapport au volume total.

La mesure de cette porosité, ne constitue pas une grandeur couramment utilisée en hydrogéologie ; on s'en sert plutôt en agronomie où l'on détermine la capacité au champ ou l'humidité équivalente.

**Mesure de la porosité utile ou efficace :*

On appelle **porosité utile ou efficace p_u** ou **macroporosité**, la différence :

$$p_u = p_t - p_r$$

C'est la teneur d'eau volumique exploitable dans une nappe souterraine à surface libre.

La porosité utile ou efficace, est un paramètre fondamental en hydrogéologie, mais sa détermination est compliquée. En effet, cette porosité est fonction des conditions d'exploitation et de la durée de la mesure. En effet, après l'écoulement rapide, l'écoulement lent dû au ressuyage des terrains peut se poursuivre pendant plusieurs semaines et la porosité efficace trouvée est d'autant plus grande que la durée considérée est plus grande. En hydrogéologie, les mesures au laboratoire de la porosité efficace ne permettent guère la détermination de valeurs moyenne intégrant les hétérogénéités du terrain. Des mesures « in situ » sont préférables.

Plus la particule est de petite dimension, plus la porosité de rétention diminue et plus la porosité efficace augmente.

- Mesurer la porosité d'une roche : $P_t (\%) = \text{Volume des vides} / \text{volume total de la roche} \times 100$.
- Toutes ces porosités sont des grandeurs sans dimensions, on les exprime en pourcentage. On dit par exp : un sable présente une porosité de 40% ou 0,4.

Tableau n°01 : Ordres de grandeurs de la porosité totale pour différents matériaux géologiques :

Type de roche	Porosité totale
Vase	60 à 80 %
Argiles	40 à 60 %
Sables bien triés	35 à 45 %
Sables mal triés	20 à 40 %
Graviers	20 à 30 %
Arènes granitiques	30 à 40 %
Shistes, Grès, Marnes : très variable selon le degré de cimentation.	0 à 30% ou 40 %
Calcaires crayeux	10 à 40 %
Calcaires massifs	0 à 20 %
Marbre	0 à 10 %
Tuffs	10 à 60 %

V-Facteurs de variation de la porosité :

La porosité totale ne dépend pas en principe de la taille des grains. Elle diminue en fait légèrement quand la dimension du grain moyen augmente. Par exp : elle est de 40 à 50 % pour les argiles et de 35 à 40 % pour les sables. Elle dépend beaucoup de la **compacité** et du **mode d'arrangement** des billes sphériques. Elle dépend aussi de la **forme des grains**, elle augmente avec la sphéricité. Enfin, elle dépend de la **répartition granulométrique** des grains qui peut être déduite de la courbe granulométrique ; plus cette répartition est étalée (mauvais classement), plus la porosité tend à diminuer.

PROPRIETES DES TERRAINS EN RAPPORT AVEC L'EAU

II-LA PERMEABILITE :

1-Définition :

La perméabilité est la capacité d'une roche à transmettre un fluide. Les facteurs intervenant sont la taille des grains, la porosité, la nature du fluide transmis et son gradient de pression. Tandis que la porosité décrit les espaces dans lesquels le fluide peut se déplacer, la perméabilité (k) décrit la facilité qu'a un fluide de se déplacer dans une formation. La porosité et la perméabilité ne sont pas reliées directement. Les argiles peuvent avoir une porosité élevée mais des perméabilités très faibles, tandis qu'un sable a une porosité plus faible mais une perméabilité forte. L'unité de perméabilité est le m/s.

La perméabilité du sol est un facteur important en ce qui concerne les infiltrations. Si l'eau ne peut s'infiltrer, son accumulation à la surface peut provoquer des inondations. C'est ce qui arrive dans les régions froides à la fonte des neiges. Le sol est encore gelé et possède une perméabilité faible. Toute l'eau de fonte des neiges et les pluies ruissellent donc uniquement à la surface et augmentent la probabilité des crues et inondations.

2-Différents types de perméabilités :

On distingue :

***La perméabilité d'interstice** : C'est la perméabilité de la matrice ;c'est le cas, par exemple, d'un sable, où l'on observe une circulation du fluide entre les grains.

***La perméabilité de fissure** : Il s'agit d'ouvertures généralement étendues, cas d'un calcaire ou d'un granite fracturé, par exemple.

***La perméabilité de chenaux** :Il s'agit d'ouvertures de grandes tailles, c'est le cas par exemple des cavités de dissolution ou réseau de karst dans les terrains calcaires.

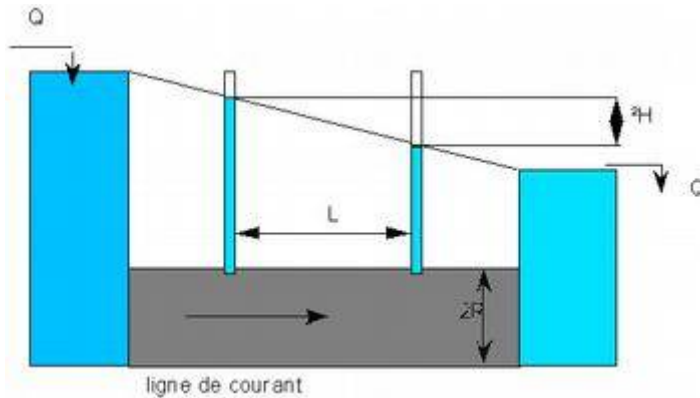
*Il existe des terrains possédant une double ou une triple perméabilité; par exemple, un calcaire crayeux, finement poreux, éventuellement diaclasé et karstifié.

3-Comment est mesurée la perméabilité ?

3-1 Au laboratoire :

*Dans le cas de matériaux peu cohérents :

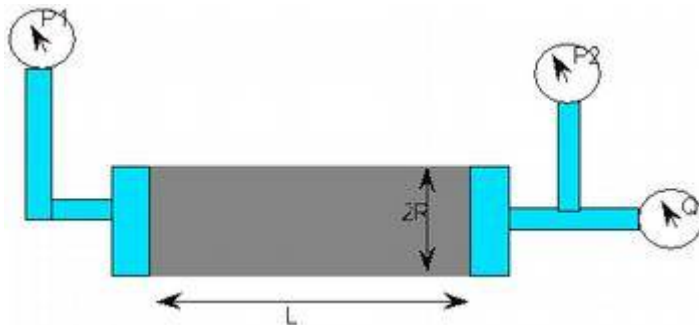
Figure 1.



L'échantillon est placé dans un tube de rayon R , et soumis à un gradient de charge du à la différence de hauteur d'eau dans les deux réservoirs amont et aval, dont les niveaux sont maintenus constants. Le gradient de charge peut également être déterminé grâce à la mesure de la différence de hauteur d'eau dans deux tubes piézométriques distants de L .

*Dans le cas des matériaux consolidés et moins perméables :

Figure 2.



L'essai consiste à injecter un fluide sous pression (P_1) et à mesurer la pression (P_2) et le débit (Q) en sortie de l'éprouvette. Le gradient de pression est $(P_1 - P_2)/L$. Connaissant le rayon de l'éprouvette, il est facile de calculer la perméabilité.

Pour la mesure de la perméabilité, au laboratoire, on utilise des perméamètres à charge constante ou variables, dont lesquels on réalise un écoulement uniforme.

***Perméamètre à charge constante** : On introduit un échantillon de longueur L dans un tube cylindrique, de section définie S , qui reçoit une alimentation en eau, de débit suffisant Q .

On applique plusieurs différences de charges Δh entre l'entrée et la sortie et on mesure la vitesse d'eau recueilli, après un temps t fournissant différents débits. En reportant sur un

graphique arithmétique les débits en fonction de Δh , on aura la pente. La perméabilité sera déduite comme suit :

$$k = QL / \Delta h.S$$

*** Perméamètre à charge variable :**

Utilisé surtout, pour les échantillons à faible perméabilité (k inf à 10^{-5} m/s), pour lesquels les débits sont faibles.

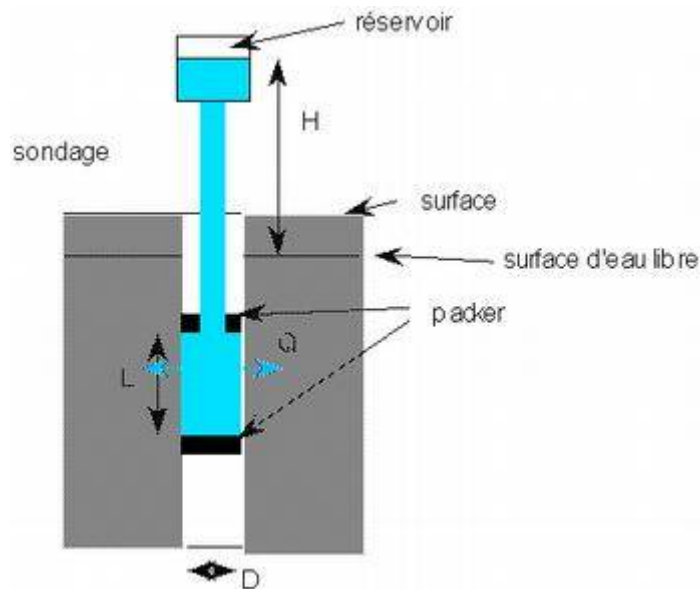
$$k = s.l / S.(t-t_0) \ln h/h_0$$

- s : Section du tube de mise en charge (m²)
- S :Section de la colonne (m²)
- l:Hauteur de l'éprouvette(m)
- h : Charge hydrostatique finale (m)
- h₀ : Charge hydrostatique initiale (m)
- t :temps (s).

3-2 Sur le terrain, à l'échelle de l'aquifère :

***à partir d'essai d'injection en puits :**

Figure 3.



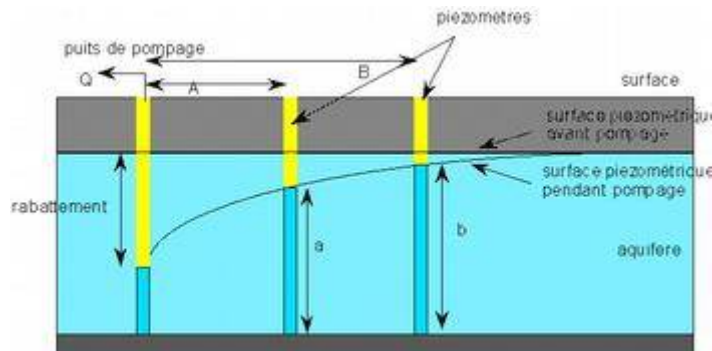
Une section du puits est rendue étanche grâce à la mise en place de « bouchons » gonflables, les packers, qui obturent le puits à deux profondeurs différentes définissant la zone d'injection de longueur L et de rayon R . Un fluide est injecté sous pression entre les deux packers. Le centre du dispositif se situe à une distance H de la surface du réservoir d'injection.

Le débit mesuré correspond au fluide (Q) qui s'écoule dans le massif entre les deux packers. Au cours de ces essais la perméabilité est calculée :

$$K = \frac{Q \cdot \ln(2L/D)}{2\pi L H}$$

*à partir d'essais de pompage :

Figure 4.



Le dispositif utilise des piézomètres qui permettent de mesurer la profondeur de la surface libre de la nappe (dans le cas d'une nappe libre).

Au cours d'un essai de pompage, une déformation de la surface libre de la nappe est observée autour du puits de pompage : c'est le rabattement. L'importance du rabattement dépend, entre autres paramètres, de la perméabilité de l'aquifère. La perméabilité s'exprime par :

$$K = \frac{Q \cdot \ln(B/A)}{\pi \cdot (b^2 - a^2)}$$

3-3 Résultats d'enregistrement de la perméabilité :

A partir de *données de laboratoire sur échantillons*, le domaine de variation de la perméabilité pour un même matériau est large, cette variabilité illustre le fait que la perméabilité dépend d'un certain nombre de caractéristiques de la porosité (volume, dimensions, forme, connectivité) qui sont eux-mêmes variables pour un seul matériau.

Par contre, les mesures effectuées en sondage montrent des valeurs généralement plus élevées que les mesures effectuées au laboratoire. A cette échelle, les discontinuités mises en jeu sont des fractures ou des failles alors qu'au laboratoire les discontinuités sont des tubes.

4-Exploitation dans divers domaines de la recherche et de la géologie appliquée :

- gestion des réservoirs pétroliers.
- gestion des aquifères et des risques de pollution.
- gestion des sites de stockage de déchets (ménagers, chimiques, nucléaires...), dans ce cas c'est la perméabilité la plus faible qui est recherchée.
- hydrothermalisme.

5-Les formations perméables/imperméables :

Les aquifères sont contenus dans un domaine d'espace souterrain fini et continu que l'on appelle réservoir. Ce domaine est constitué de formations lithostratigraphiques que l'on identifie par les études géologiques (lithologiques et structurales). Les formations ayant la propriété de se laisser traverser par l'eau à des vitesses appréciables, sous l'effet de gradient sont dites perméables. Il s'agit de gravier - sable - grès - calcaire fissuré ou karstifié - roche cristalline fissurée. Les formations aquifères qui constituent les réservoirs sont limitées par des formations différentes, caractérisées par leur perméabilité relativement plus faible. Parmi celles-ci, on distingue les formations imperméables, des formations semi-perméables. Les formations imperméables, ou à très faible perméabilité, appelées aussi **Aquicludes** (matériel improductif), sont constituées par les argiles, les marnes, les silts et les roches massives ou cristallines non fissurées, ainsi que, selon les cas, par les évaporites. Les formations semi-perméables, ou **Aquitards**, sont constituées par des sables argileux ou des argiles sableuses principalement. Elles jouent un rôle important en hydrogéologie, car elles permettent sous certaines conditions (importants gradients, grandes surfaces de contact) des échanges généralement verticaux entre aquifères superposés; on appelle ce phénomène la drainance. La différenciation entre formations perméables et imperméables est imprécise. Selon l'échelle de temps ou l'importance des gradients, selon l'importance de la formation considérée, on verra que des formations peuvent "changer" de caractères.

III- LE COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT :

Le coefficient d'emmagasinement, noté « S », est défini comme le volume d'eau pouvant être libéré ou emmagasiné par un matériau aquifère, de section égale à l'unité, suite à une modification Δh du niveau piézométrique ou de charge.

C'est un coefficient sans dimensions.

***Dans une nappe captive**, l'eau libérée dépend entièrement de la compressibilité du matériau aquifère et de l'eau. Le coefficient correspond alors au volume d'eau expulsé par décompression de l'aquifère.

***Pour une nappe libre**, l'effet de compressibilité du matériau aquifère et de l'eau est généralement négligeable. Le coefficient d'emmagasinement correspond au volume d'eau gravitaire, donc pratiquement à la porosité efficace de l'aquifère.

Le coefficient d'emmagasinement est calculé d'après les pompages d'essai de longue durée, uniquement sur les piézomètres.