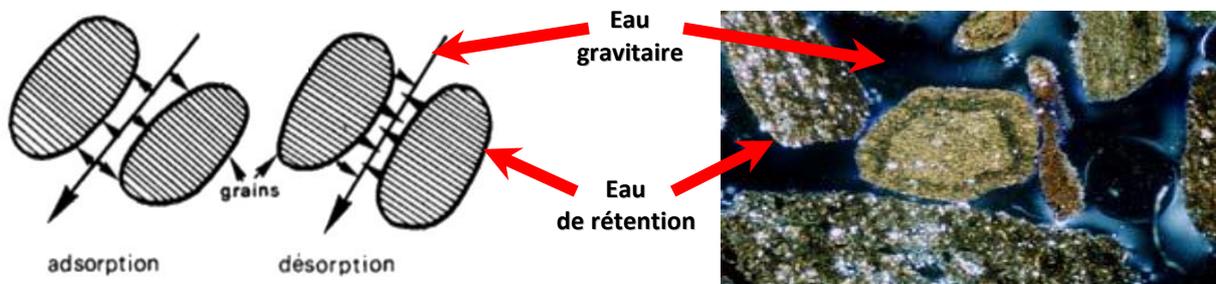


II. Propriétés hydrodynamiques du complexe nappe/aquifère

Pour caractériser les principales **propriétés hydrodynamiques** des nappes/aquifères, on utilise certains paramètres régissant l'écoulement souterrain (**la porosité, la perméabilité, la transmissivité, la conductivité hydraulique, le coefficient d'emmagasinement, le facteur de drainance,...**). Ces paramètres sont des indices qui définissent l'aptitude de l'aquifère à récupérer (emmagasiner) et à délivrer l'eau souterraine ; Ils sont indispensables pour connaître l'aquifère et ses volumes d'eau exploitables par un forage ou un puits. Ils peuvent être mesurés au laboratoire ou in-situ (sur terrain) notamment lors des pompages d'essai.

Il convient de distinguer, pour définir les propriétés hydrodynamiques des réservoirs, deux catégories d'eau souterraine: l'**eau gravitaire** (libre) qui s'écoule dans les vides (pores/fissures) sous l'effet de la pesanteur, et l'**eau de rétention** (liée) qui reste piégée à la surface des particules solides.



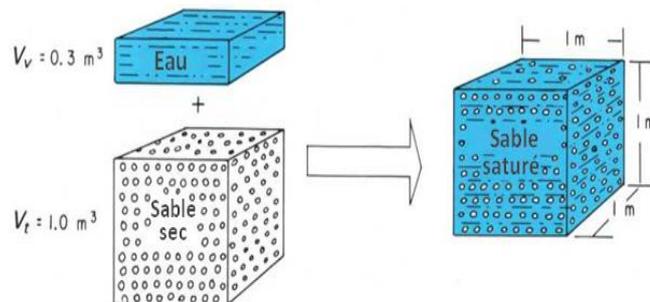
1. La porosité du réservoir (Porosity) :

La porosité (n) caractérise l'aptitude des roches réservoirs ou milieu poreux à contenir un fluide. Elle représente le rapport des ouvertures (V_v) au volume total (V_t) d'un sol ou d'une roche. La porosité est exprimée soit en fraction décimale, soit en pourcentage, par la relation suivante :

$$n = \frac{V_t - V_s}{V_t} = \frac{V_v}{V_t}$$

Avec: V_t : Volume total ; V_s : Volume solide ; V_v : Volume des vides.

Exemple : Un échantillon de sable de volume total de 1 m^3 , renferme $0,3 \text{ m}^3$ de vide mesurés par un porosimètre. Sa porosité est de **0,30 = 30%** (figure II.01).



$$\text{Porosité } (n) = \frac{\text{Volume de vides } (V_v)}{\text{Volume total } (V_t)} = \frac{0,3 \text{ m}^3}{1,0 \text{ m}^3} = 0,30 = 30\%$$

Fig. II.01 – Porosité totale d'un échantillon de sable.

Source : U.S.G.S. 1983.

La porosité est d'une utilisation pratique très limitée en hydrogéologie; un réservoir n'étant jamais complètement dépourvu de son eau >>> c'est pourquoi la **porosité totale** présentée comme la somme de deux composantes à savoir : la **porosité efficace** (n_{eff}) "specific yield" et la **capacité de rétention** (C_r) "specific retention". Plus la particule est de petite dimension, plus la composante (n_{eff}) diminue et donc plus la composante (C_r) augmente.

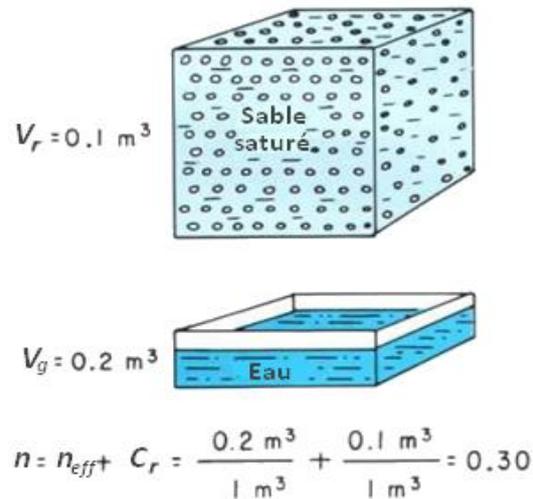
$$n = n_{eff} + C_r$$

$$n_{eff} = \frac{V_g}{V_t} \quad C_r = \frac{V_r}{V_t}$$

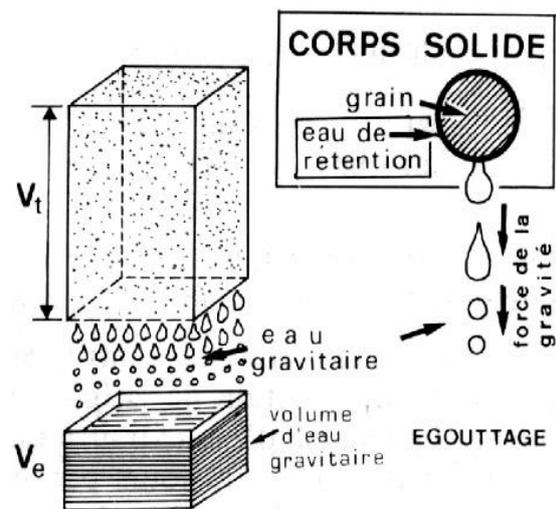
Où:

V_g : Volume d'eau gravitaire;

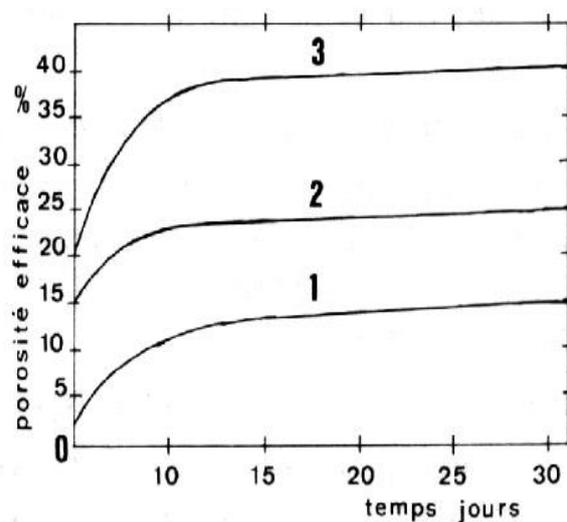
V_r : Volume d'eau de rétention.



>>> Le volume d'eau gravitaire libéré par égouttage sous l'action de la force de la gravité, est fonction de la granulométrie (texture) et du temps d'égouttage.



- ✓ **Courbe 1** >>> sable fin avec un diamètre efficace des grains $d_{10} = 0,08$ mm;
- ✓ **Courbe 2** >>> sable moyen avec un diamètre efficace des grains $d_{10} = 0,47$ mm;
- ✓ **Courbe 3** >>> gravier avec un diamètre efficace des grains $d_{10} = 2,5$ mm.



Tab. II.01 – Valeurs sélectionnées de la porosité totale, de la porosité efficace et de la capacité de rétention pour quelques matériaux. (d'après U.S.G.S. 1983).

Types de matériaux	Porosité [%]	Porosité efficace [%]	Capacité de rétention [%]
Argile	50	2	48
Sable	25	22	3
Gravier	20	19	1
Calcaire	20	18	2
Grès (semi-consolidé)	11	6	5
Granite	0,1	0,09	0,01
Basalte	11	8	3

2. La perméabilité (Permeability) :

La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'action d'un gradient hydraulique. Elle exprime la résistance du milieu à l'écoulement de l'eau qui le traverse. Plus la perméabilité est élevée, plus l'eau s'écoulera rapide. Cette perméabilité est due à l'existence d'une porosité efficace, c'est-à-dire à l'existence de vides interconnectés. Plus la perméabilité est élevée, plus l'eau s'écoulera vite ; il existe une perméabilité «en petit» qui traduit la circulation entre les pores, et une perméabilité «en grand» qui représente la circulation dans les fissures (ou fractures) et les karsts.

La valeur de la perméabilité intrinsèque (k) dépend que de la formation géologique de l'aquifère et pas du caractéristiques fluide. Alors que, la conductivité hydraulique "hydraulic conductivity" ou le coefficient de perméabilité (K) dépend également des propriétés du matériau de l'aquifère et aussi de la viscosité et de la densité du fluide ; la relation entre la conductivité hydraulique et la perméabilité intrinsèque d'après *Bear et al. 1993*, est présenté comme suit :

$$K = k * \frac{\rho g}{\mu}$$

Avec : K : Coefficient de perméabilité (conductivité hydraulique) exprimé en [m/s] dans SI ;

k : Perméabilité intrinsèque [m²] ;

μ : Viscosité dynamique pour l'eau à 20 °C = 10⁻³ [Pa.s] ou [N.s/m²] ;

ρ : Masse volumique de l'eau (1000 kg/m³) ;

g : Accélération de la pesanteur (≈ 10 m/s²).

L'unité pratique de la perméabilité intrinsèque est [le Darcy], qui vaut 0,987*10¹² [m²]; et comme $K = k * \rho g / \mu$; pour de l'eau à 20°C, 1 Darcy = 0,96*10⁻⁵ [m/s].

La caractéristique essentielle d'une formation hydrogéologique est son degré de perméabilité ; généralement on distingue trois grandes catégories : **perméable**, **semi-perméable** et **imperméable** (figure II.02).

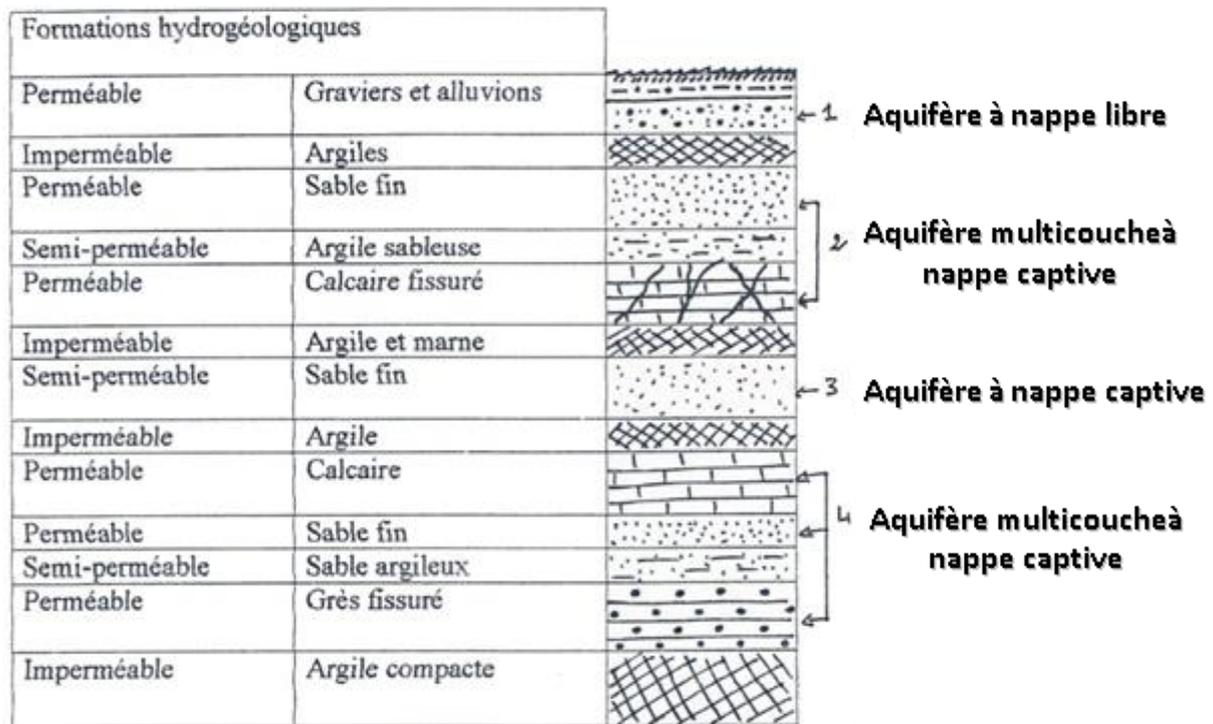


Fig. II.02 – Degré de perméabilité dans différentes formations hydrogéologiques.

On définit donc, une formation **semi-perméable** avec $10^{-9} \text{ m/s} < K < 10^{-4} \text{ m/s}$ (limites conventionnelles), et une formation **imperméable** avec $K < 10^{-9} \text{ m/s}$ (figure II.03).

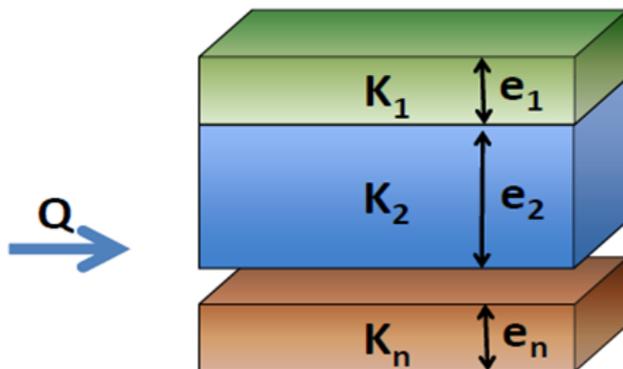
PERMÉABILITÉ (K)	en m/s ▶											
		10 ¹	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹
	en darcy cm/s ▶											
	10 ³	10 ²	10 ¹	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸
GRANULOMÉTRIE	homogène ▶		graviers		sable pur		sable très fin		silt		argiles	
	diamètre des grains en mm ▶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

Fig. II.03 – Quelques ordres de grandeurs de coefficients de perméabilité.

2.1. Perméabilité des systèmes aquifères multicouches :

L'estimation du coefficient de perméabilité K dépend essentiellement des caractéristiques de l'aquifère; supposons une formation anisotrope formée par la superposition de plusieurs couches d'épaisseur e_i et de perméabilité K_i .

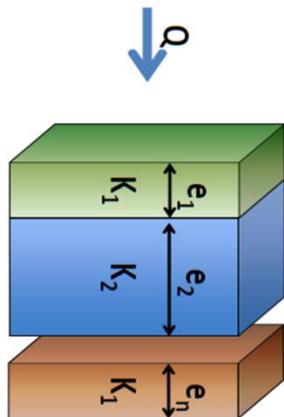
- Si l'écoulement souterrain se fait horizontalement, les vitesses d'écoulement seront différentes dans chaque couche et proportionnelles à la perméabilité de chaque couche; la **perméabilité horizontale équivalente** dans le sens horizontal est calculée par la formule suivante :



Perméabilité horizontale
Couches parallèles à l'écoulement

$$K_{//} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} K_i e_i}{\sum_{i=1}^{i=n} e_i}$$

- Si l'écoulement souterrain se fait verticalement, les vitesses d'écoulement seront identiques dans chaque couche, mais la perte de charges ou énergies sera supérieure dans les couches de perméabilité plus faible; la **perméabilité verticale équivalente** dans le sens vertical est donnée par l'expression suivante :



Perméabilité verticale
Couches perpendiculaires à l'écoulement

$$K_{\perp} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} e_i}{\sum_{i=1}^{i=n} \frac{e_i}{K_i}}$$

2.2. Mesure et estimation de la perméabilité :

La perméabilité des réservoirs est mesurable soit au laboratoire sur des échantillons de sols à l'aide d'un Perméamètre ou sur terrain (in-situ) par les essais de pompages.

2.2.1. Méthode au laboratoire :

- ✓ Mesure de la perméabilité sous charge constante pour les sols très perméables (les graviers et les sables); **Perméamètre à charge constante** (figure II.04).

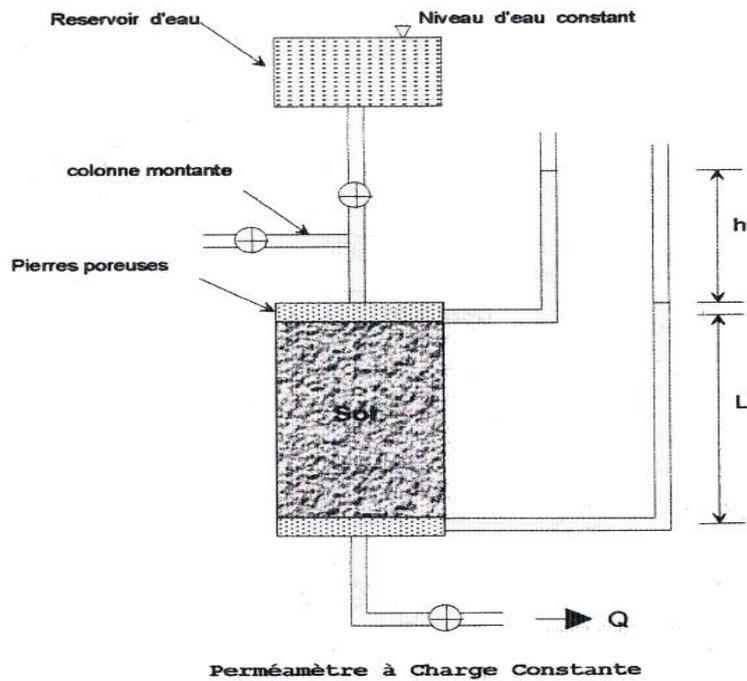


Fig. II.04 – Mesure de la perméabilité sous charge constante. Source : Chelghoum 2007.

Le coefficient de perméabilité pour ce type d'appareil est donné par la relation suivante :

$$K = \frac{Q * L}{A * h}$$

- ✓ Mesure de la perméabilité sous charge variable pour les sols peu perméables (les limons et les argiles); **Perméamètre à charge variable** (figure II.05).

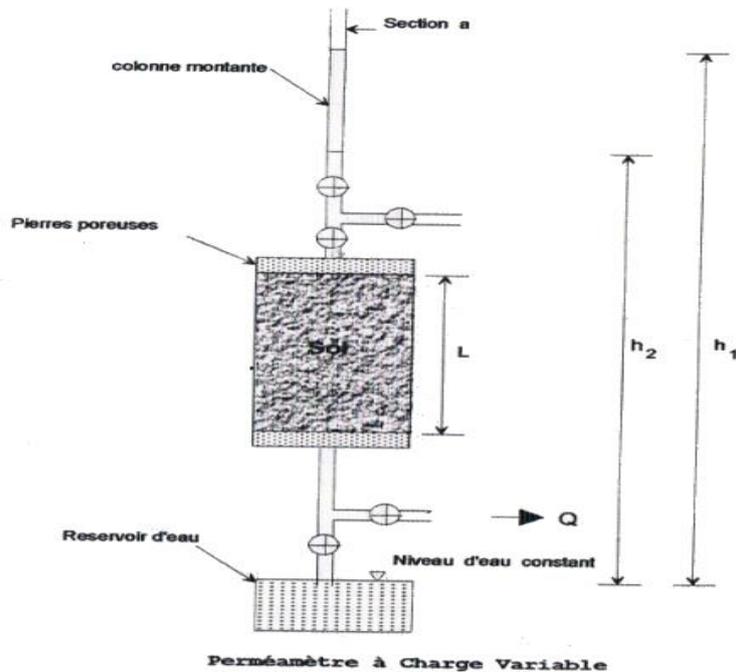


Fig. II.05 – Mesure de la perméabilité sous charge variable. Source : Chelghoum 2007.

Le coefficient de perméabilité est donné par la relation suivante : $K = \frac{2,3 * a * L}{A * (t_2 - t_1)} * \log\left(\frac{h_1}{h_2}\right)$

Application 1 : (Perméamètre à charge constant)

- Calculer le coefficient de perméabilité K pour un essai de perméabilité au laboratoire à l'aide d'un Perméamètre à charge constante pour un échantillon de sable dont les résultats d'essais sont : le diamètre du Perméamètre 75 mm ; la perte de charge sur une longueur de 200 mm, est 83,2 mm ; la quantité d'eau recueillie en une minute est 66,8 ml.

>>> **Solution :** $K = 0,606 \text{ mm/s}$

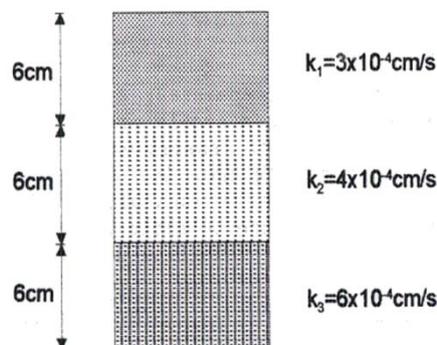
Application 2 : (Perméamètre à charge variable)

- Donner la valeur du coefficient de perméabilité K en mm/s, pour un Perméamètre à charge variable avec un diamètre de 75 mm et une longueur d'échantillon de sol 150 mm. Le diamètre de la colonne montante est 15 mm. Durant l'essai, la charge hydraulique a diminué de 1300 mm à 800 mm en 135 secondes.

>>> **Solution :** $K = 0,0215 \text{ mm/s}$

Application 3 : (Perméamètre à charge variable avec un échantillon hétérogène)

- Dans un Perméamètre à charge variable, l'échantillon a une hauteur de 18 cm et une section de 22 cm^2 . Calculer le temps nécessaire à un abaissement du niveau d'eau dans le tube de 25 à 10 cm, si la colonne montante a une section transversale de 2 cm^2 . On suppose que l'écoulement se produit verticalement.



>>> **Solution :** $\Delta t = 3744 \text{ s}$

Il faut garder à l'esprit que ces techniques ne permettent pas de mesurer correctement de la perméabilité réelle d'un terrain; car ces appareils ne permettent pas de mesurer la perméabilité horizontale.

2.2.2. Méthode sur terrain (in-situ) :

Plusieurs techniques pour mesurer la perméabilité des aquifères sur place sont disponibles actuellement; ces techniques ne sont pas développées dans cette partie de cours, elles sont présentées dans la partie des pompes d'essai.

3. La transmissivité (Transmissivity) :

La productivité d'un captage dans un aquifère (forage ou puits) dépend essentiellement du coefficient de perméabilité (ou conductivité hydraulique) et de la zone saturée d'un aquifère. C'est pourquoi un paramètre récent a été créé, ce paramètre est appelé transmissivité, notée T , étant définie comme le produit du coefficient de perméabilité moyen par l'épaisseur de la zone saturée (mouillée) de l'aquifère.

$$T \left(\frac{m^2}{s} \right) = K \left(\frac{m}{s} \right) * e_{(m)}$$

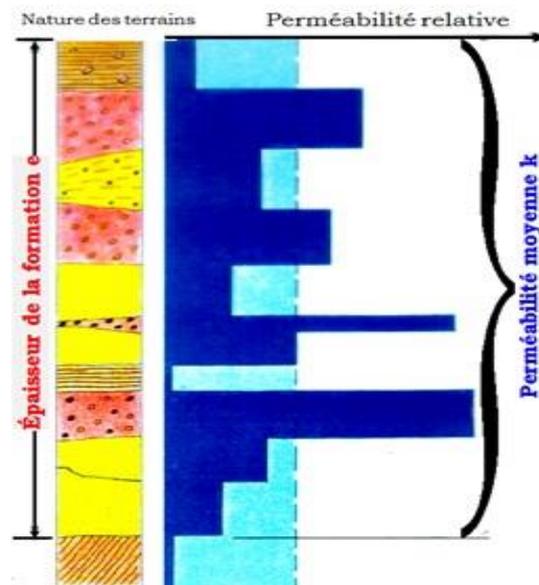
Avec : T : Transmissivité exprimé en m^2/s ;

K : Conductivité hydraulique en m/s ;

e : Epaisseur de la zone saturée en m.

>>> Pour mieux apprécier la distribution de la transmissivité (T), une classification de celle-ci a été établie (Lasm 2000):

- ✓ classe faible : $T < 10^{-5} m^2/s$;
- ✓ classe moyenne : $10^{-5} < T < 10^{-4} m^2/s$;
- ✓ classe forte : $T > 10^{-4} m^2/s$.



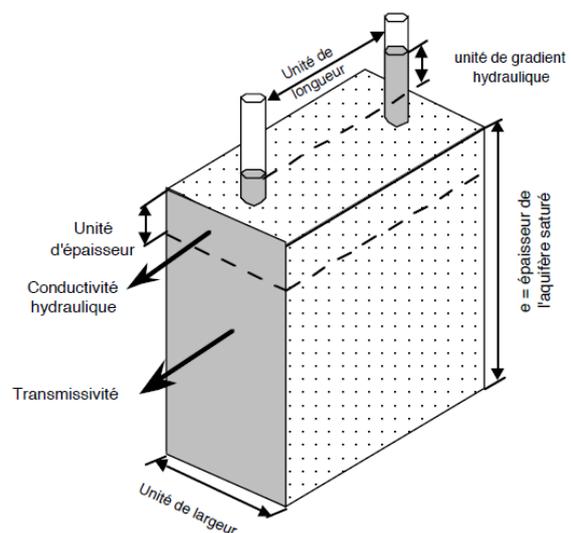
Donc l'expression de la loi de Darcy,

$$Q = k * A * i$$

devient avec $A = e * l$:

$$Q \left(\frac{m^3}{s} \right) = T \left(\frac{m^2}{s} \right) * l_{(m)} * i$$

Où: l est La largeur de l'aquifère.



La transmissivité d'un aquifère correspond donc au débit d'eau traversant une section normale à l'écoulement, de largeur unitaire prise sur toute l'épaisseur de l'aquifère et sous un gradient hydraulique égal à l'unité.

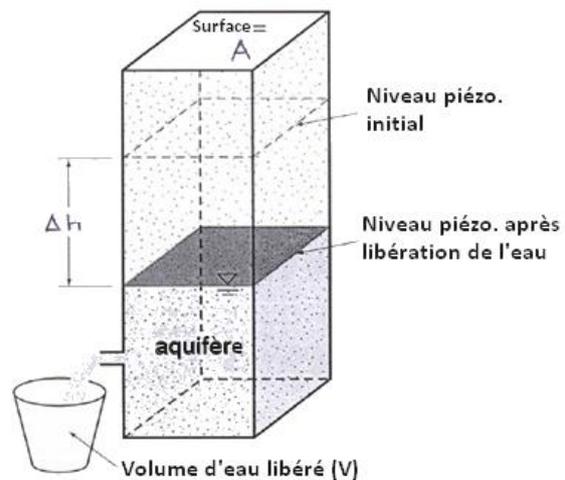
La transmissivité des aquifères se détermine sur le terrain par les essais de pompages. Le concept de la transmissivité suppose que l'écoulement de l'eau souterraine se fait horizontalement.

4. Coefficient d'emmagasinement (Storage coefficient) :

Les capacités des réservoirs-aquifères à stocker et à transmettre l'eau sont leurs propriétés hydrauliques les plus importantes ; des études et expérimentations sur le terrain, permettent de mesurer in-situ ces paramètres dans les aquifères. En effet, lorsque le niveau piézométrique d'une nappe baisse, il y a une quantité d'eau libérée des réserves. Donc, pour caractériser ce phénomène on utilise la notion de coefficient d'emmagasinement.

Le coefficient d'emmagasinement d'une nappe aquifère, noté S , est défini comme le rapport du volume d'eau libéré ou emmagasiné (V) par unité de surface d'un aquifère (A), à la variation de charge hydraulique correspondante (Δh). D'après cette définition, on constate que S est sans dimension $\left[\frac{\text{m}^3}{\text{m}^2 \cdot \text{m}} \right]$.

$$S = \frac{V}{A * \Delta h}$$



➤ La valeur du coefficient d'emmagasinement varie selon le type d'aquifère (figure II.06) :

- ✓ Dans le cas d'un aquifère à nappe libre, il s'agit du volume d'eau libéré par gravité, S peut donc, pratiquement, être considéré comme la porosité efficace du milieu poreux. Il est alors de l'ordre de quelques %.

N.B.: Dans ce type d'aquifère (à nappe libre) les effets de la compressibilité de l'aquifère et de l'eau sont généralement négligeables.

- ✓ Par contre, en nappe captive, le coefficient d'emmagasinement dépend entièrement de la compressibilité de l'aquifère et de l'eau. Il s'agit donc, du volume d'eau expulsé par décompression de l'aquifère. Sa grandeur est de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-6} .

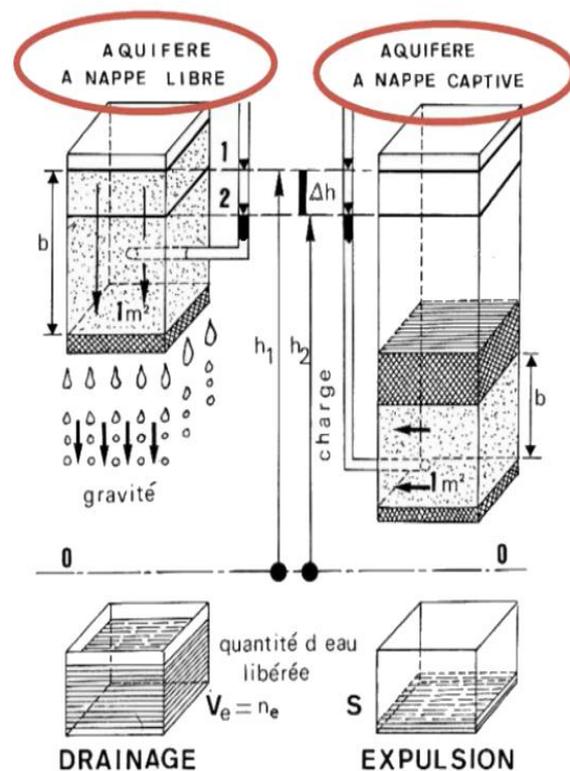


Fig. II.06 – Signification de la libération de l'eau souterraine dans les aquifères. Source : Castany 1998.

❖ Coefficient d'emménagement spécifique :

Le coefficient d'emménagement spécifique représente le rapport du volume d'eau libéré ou emmagasiné [m^3] par un volume unitaire d'un matériau [m^3] pour une variation de charge hydraulique [m^{-1}]; donc, sa dimension dans le SI est [m^{-1}].

Si e est l'épaisseur de la nappe \rightsquigarrow le coefficient d'emménagement spécifique S_s s'énonce comme suit :

$$S_s = \frac{S}{e} = \rho \cdot g \cdot (n \cdot \beta + \alpha)$$

Avec : S_s : Coefficient d'emménagement spécifique [m^{-1}];

S : Coefficient d'emménagement [adimensionnel];

e : Épaisseur de l'aquifère, ou également appelé puissance de l'aquifère [m];

β : Compressibilité du fluide ($4,8 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ ou Pa^{-1} pour l'eau);

α : Compressibilité du milieu poreux.

N.B : La compressibilité du milieu est assimilée à l'inverse du module de déformation volumique (Bulk modulus).

$$K = \frac{E}{3 * (1 - 2\nu)}$$

Le module de déformation volumique (K) est fonction des caractéristiques du matériau (E : Module d'élasticité ou "Module de Young" et ν : Coefficient de Poisson; pour les sables et graviers $\nu \approx 0,25$ à $0,45$).

$$\alpha = \frac{1}{K} \rightsquigarrow \alpha = \frac{3 * (1 - 2\nu)}{E}$$

Application :

Déterminer le coefficient d'emménagement pour une roche très peu poreuse comme un granite tel que $e = 100 \text{ m}$, $n = 1,5\%$, $E = 50 \text{ GPa}$ et $\nu = 0,3$. $\rightsquigarrow S = 3,12 \cdot 10^{-5}$.

5. Diffusivité hydraulique (Hydraulic diffusivity) :

La diffusivité hydraulique, notée D , paramètre régissant la propagation des influences dans le milieu aquifère saturé; elle représente le quotient de la transmissivité (T) par le coefficient d'emménagement (S), ou quotient de la conductivité hydraulique (K) par le coefficient d'emménagement spécifique (S_s). La diffusivité hydraulique est exprimée dans SI en [m^2/s], elle est donnée par la relation suivante :

$$D = \frac{T}{S} = \frac{K}{S_s}$$

Dans la pratique, et grâce à l'observation de la baisse du niveau de la nappe lors d'un pompage à débit constant; il est possible de déterminer non seulement la conductivité hydraulique mais aussi la transmissivité et l'emménagement de l'aquifère, donc la valeur de la diffusivité hydraulique.