

HYDROGEOLOGIE

L'hydrogéologie (du grec hydra : l'eau, géo : la terre et logos : le discours) peut être définie comme la science qui traite de l'eau souterraine. Cependant l'eau est une entité : eau des précipitations, eaux de surface, glaces, eaux souterraines participent à un cycle perpétuel. L'hydrogéologie est donc indissociable de l'hydrologie de surface, de la climatologie, de la géologie, de la géographie.

L'Hydrologie : L'hydrologie peut se définir comme l'étude du cycle de l'eau et l'estimation de ses différents flux. L'hydrologie au sens large regroupe :

- la climatologie, pour la partie aérienne du cycle de l'eau (précipitations, retour à l'atmosphère, transferts, etc.) ;
- l'hydrologie de surface au sens strict, pour les écoulements à la surface des continents ;
- l'hydrodynamique des milieux non saturés pour les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines (infiltration, retour à l'atmosphère à partir des nappes, etc.) ;
- l'hydrodynamique souterraine (sensu stricto) pour les écoulements en milieux saturés

Le cycle de l'eau et bilans

L'eau est la source principale et originelle de toute vie. Elle se présente, dans la nature, sous trois états :

- **Solide** : neige et glace.
- **Liquide** : eau chimiquement pure ou chargée en solutés.
- **Gazeux** : à différents degrés de pression et de saturation.

Le changement de phase de l'eau dépend essentiellement de la température et de la pression mais aussi du degré de pollution de l'atmosphère. La figure suivante donne les différentes conditions de pression et de température pour les trois états de l'eau, ainsi que les transformations de phase.

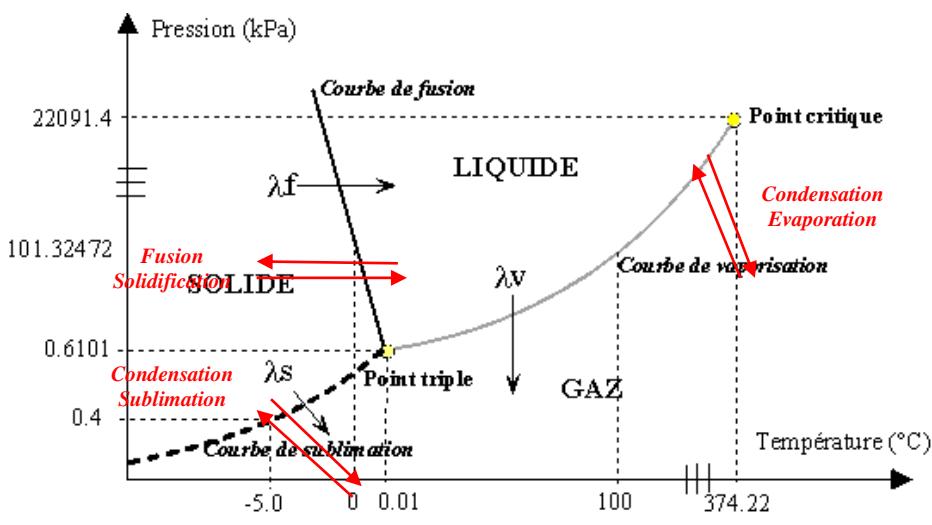


Diagramme de phase de l'eau

- **Le cycle de l'eau :** Les différentes formes d'existence de l'eau dans la nature sont : Océans, Rivières, Lacs, Glaciers, sols, Air, Eaux souterraines.

Le cycle d'eau est un concept qui englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement des eaux sur la terre. Cette définition implique que les mécanismes régissant le cycle de l'eau ne surviennent pas seulement les uns à la suite des autres, mais, sont concomitants. Donc, il s'agit d'un phénomène cyclique, composé de plusieurs facteurs, qui n'a ni commencement, ni fin.

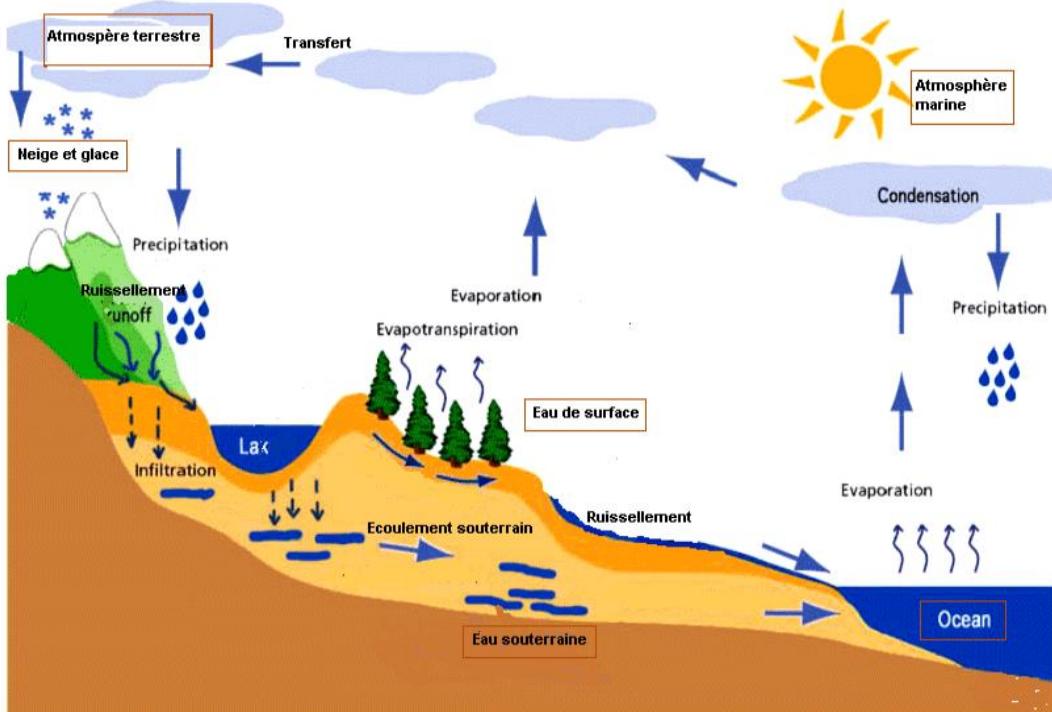
L'alimentation de l'eau souterraine provient de l'infiltration à la surface du sol d'une fraction de l'eau provenant des précipitations, mais seule une partie des précipitations s'infiltrera.

Examinons ce qu'il va advenir de l'eau issue des précipitations :

- une partie de cette eau va ruisseler et alimenter les cours d'eau superficiels (Hydrologie de surface)
- une partie de l'eau va retourner à l'atmosphère, sous forme vapeur : c'est l'évapotranspiration qui est la somme de deux phénomènes : (i) *l'évaporation* (phénomène physique) qui intervient à la surface des lacs, des cours d'eau, mais aussi sur le sol. (ii) *la transpiration* (phénomène biologique) qui est le fait de la couverture végétale.

- enfin une partie de l'eau issue des précipitations va s'infiltrer.

Pour pouvoir effectuer un bilan sur le cycle de l'eau, il va falloir se définir une surface de bilan et une unité de temps de bilan. (i) *Espace* : notion de bassin versant. (ii) *Temps* : année hydrologique, mais on peut également faire des bilans à un pas de temps plus faible.



Bilan hydrique : Le but du bilan hydrique est d'établir une équation d'équilibre entre les apports et les pertes qui influent directement sur la variation des réserves, il est indispensable d'évaluer ses composantes (infiltration, écoulement et évapotranspiration). Le bilan hydrique est calculé par la formule suivante : $P = ETR + R + I$

Avec ; P : Précipitations moyennes annuelles (mm). ETR : Evapotranspiration réelle moyenne annuelle (mm). R : Ruisseau moyen annuel (mm). I : Infiltration moyenne annuelle (mm).

Evapotranspiration : l'évapotranspiration constitue l'élément le plus important du bilan hydrologique après les précipitations. Elle résulte de la combinaison de deux phénomènes ; l'évaporation (processus physique) et la transpiration (phénomène biologique), on distingue ; Evapotranspiration potentielle (ETP) et Evapotranspiration réelle (ETR).

- **Evapotranspiration potentielle (ETP) :** C'est la quantité maximale d'eau pouvant s'évaporer et respirer sur une surface limitée et pendant une période bien définie.

* Formule de C.W. Thornthwaite

$$ETP_c = 16 (10T / I)^a * K$$

ETP : Evapotranspiration mensuelle (mm). T : Température moyenne mensuelle ($^{\circ}$ C).

I: Indice thermique annuel; $I = \sum I_i$

K : coefficient de correction.

i : Indice thermique mensuel, déterminé par l'expression; $i = (T/5)^{1.514}$.

a : coefficient calculé par la formule ; $a = 1.6 (I/100) + 0.5$.

- **Evapotranspiration réelle (ETR) :** Par définition, on appelle évapotranspiration réelle effective actuelle ou encore déficit d'écoulement, la somme de l'évapotranspiration et de transpiration réelle pour une surface donnée

* **Formule de Turc :** Cette formule tient compte de la durée de l'insolation et applicable à tous les types de climat, la formule est la suivante : $ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{L}\right)^2}}$

Où ; P : Précipitations moyennes annuelles (mm). $L = 300 + 25T + 0.05T^3$; pouvoir évaporant de l'atmosphère. T : Température moyenne annuelle ($^{\circ}$ C). ETR : évapotranspiration réelle (mm).

- **Ruisseau :** L'évaluation du ruisseau est impérative pour estimer l'importance de l'érosion mécanique et chimique qui affecte la surface du sol, il est calculé selon deux formules :

- Formule de Tixeron-Berkaloff ; $R = P^3 / 3 * ETP^2$, si : $P < 600$ mm

- Formule de Tixeron-Berkaloff modifiée par Romantchouk ; $R = P^3 / 3$, si : $P > 600$ mm

Avec : P : Précipitations moyennes annuelles (mm), ETP : Evapotranspiration potentielle annuelle (mm), R : Ruisseau (mm).

- Infiltration : L'infiltration est calculée à partir de la formule générale du bilan ;

$$P = ETR + I + R \quad \Rightarrow \quad I = P - ETR - R$$

Avec : ETR : Evapotranspiration réelle (mm) (selon Thornthwaite).

Bilan hydrique selon C. W .Thornthwaite

C'est la méthode la plus utilisée pour les climats sub-humides et semi-arides, elle permet de quantifier ou d'évaluer la répartition des précipitations entre les différentes composantes du bilan hydrique (l'écoulement, l'infiltration et l'évapotranspiration). Et permet également de cerner plus précisément la notion de sécheresse.

Le bilan hydrique (**BH**) est, selon Thornthwaite, l'expression de la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle (**BH = P - ETP**) d'un bassin ou d'un sol donné pendant une période déterminée, généralement un mois.

Le déficit agricole (**DA**) représente sensiblement la quantité d'eau qu'il faudrait apporter aux cultures (par l'irrigation) pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse. Il est donné par l'expression : **DA = ETP - ETR**

L'excédent (**EXC**) est la quantité d'eau pouvant s'écouler lorsque l' **ETP** et la **RFU** sont satisfaites. Il correspond au surplus d'eau destinée à l'alimentation de l'infiltration et du ruissellement de surface. Pour déterminer l'ETR par la méthode du bilan évaporométrique de Thornthwaite, les données suivantes doivent impérativement être disponibles : la RFU max du sol ou du bassin étudié, les pluies et les ETP mensuelles, et l'état (ou valeur) de la RFU à la fin du mois précédent à celui où l'établissement du bilan commence.

L'estimation de l'évapotranspiration réelle établie par la méthode de Thornthwaite est liée au volume de précipitations, trois cas peuvent se présenter :

- **1^{er} Cas :** $P \geq ETP \Rightarrow ETR = ETP$: Il y a reconstitution des réserves du sol jusqu'à saturation (un sol saturé, quand il aura absorbé une lame d'eau équivalente à une précipitation de 100 mm), le surplus représentera l'écoulement superficiel.
- **2^{eme} Cas :** $P < ETP \Rightarrow ETR = P + RFU$: Dans ce cas, on puisera dans les réserves du sol jusqu'à satisfaction de l'ETP.
- **3^{eme} Cas :** $P < ETP$ et $RFU = 0 \Rightarrow ETR = P$: Dans ce cas on aura un déficit qui représentera la quantité d'eau apportée pour l'irrigation (déficit agricole).

Vérification des résultats : à l'échelle annuelle, il faut que : **ETP-ETR =Da et P-ETR =EXC**

Enfin, ayant établi ce bilan mois par mois, on évalue l'ETR annuelle par la somme des évapotranspirations mensuelles.

LE BASSIN VERSANT

- Définition du bassin versant : Le bassin versant en un point ou plus précisément dans une section droite d'un cours d'eau est défini comme la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents à l'amont de ladite section, tous les écoulements prenant naissance à l'intérieur de cette surface doivent traverser la section droite considérée pour suivre leur trajet vers l'aval. En d'autres termes, il s'agit d'un domaine dans lequel tous les écoulements des eaux convergent vers un même point, exutoire de ce bassin. Ainsi toute goutte d'eau qui tombe dans ce territoire délimité par des frontières naturelles se dirige vers le cours d'eau ou ses affluents, puis vers l'aval et son exutoire.

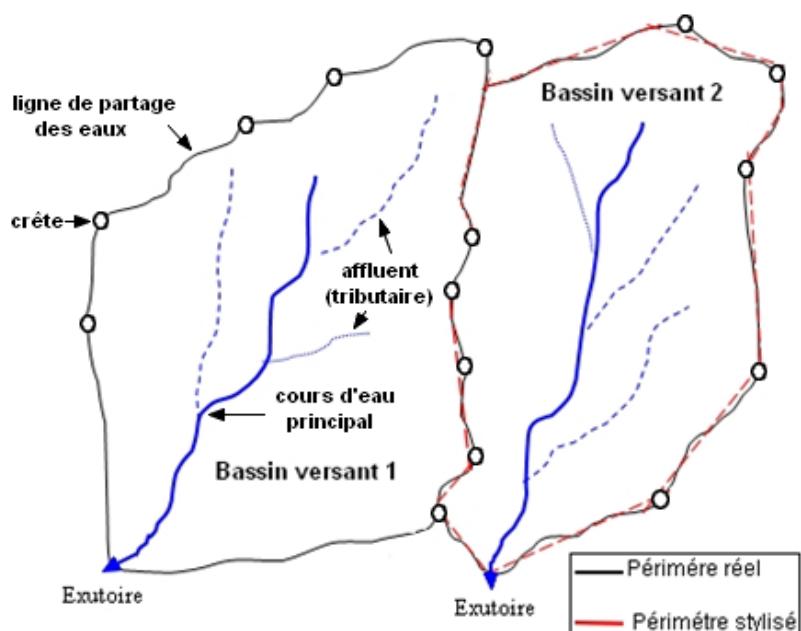


Fig. 1 Délimitation d'un bassin versant

Les caractéristiques géométriques du bassin versant : Les caractéristiques physiques d'un bassin versant influencent fortement sa réponse hydrologique, et notamment le régime d'écoulements en période de crue ou d'étiage. Parmi les caractéristiques morphométriques ; la taille du bassin (surface), sa forme, sa pente, et son orientation. A ces facteurs s'ajoutent encore les caractéristiques du réseau hydrographiques.

- La surface : Elle s'obtient par planimétrage sur une carte topographique après que l'on y ait tracé les limites topographiques et éventuellement hydrogéologiques. La surface S d'un bassin s'exprime généralement en Km^2 .

- Le Périmètre : Ce paramètre, de faible importance en hydrologie, se mesure directement à partir de la carte topographique à l'aide d'un curvimètre. L'exactitude des limites du périmètre du bassin porte toujours des erreurs à cause de la grande sinuosité de la ligne de partage des eaux. Pour cette raison on doit d'abord schématiser les limites du bassin considéré par un tracé géométrique permettant d'évaluer non pas le périmètre réel mais le périmètre stylisé.

- La forme du bassin : La forme du bassin versant influence les caractéristiques du l'écoulement résultant d'une pluie donnée. Les hydrologues ont été tentés de caractériser cette morphologie par des indices simples calculables avec le seul concours des cartes topographiques. L'idée la plus simple est de comparer le bassin étudié à un bassin de forme standard.

- L'indice de Gravelius (K_c) : Cet indice, comme son nom l'indique, est censé représenter la plus ou moins grande capacité du bassin. Autrement dit, ce paramètre doit rendre compte de la plus ou moins grande vitesse de concentration, à l'exutoire, des eaux de ruissellement en provenance des diverses parties du dit bassin. Le coefficient de compacité défini par la formule suivante :

$$K_c = 0,28 P / S^{1/2}$$

Avec, P : périmètre du bassin en (km). S : surface du bassin versant en (km^2).

$K_c < 1$ \longrightarrow Bassin versant de forme circulaire

$K_c = 1,12$ \longrightarrow Bassin versant de forme carrée

$K_c > 1,12$ \longrightarrow Bassin versant de forme rectangulaire

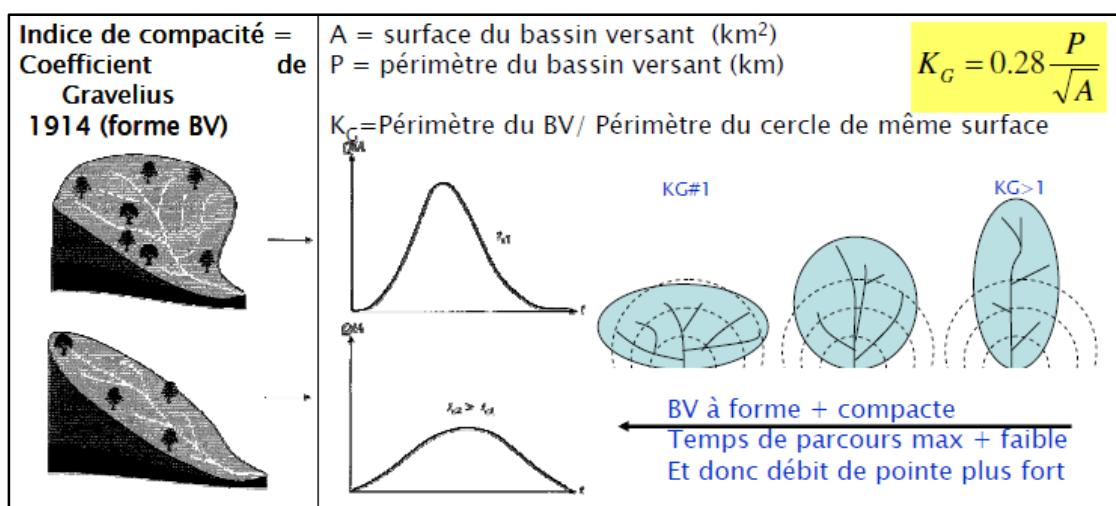


Fig. 2 Influence de la forme du bassin sur la nature de l'hydrogramme de crue

- L'indice de Horton (R_f) : C'est un facteur, sans dimensions, peut-être calculé par la formule suivante :

$$R_f = S / L_b^2$$

Dans laquelle S et L_b sont respectivement, la superficie et la longueur du bassin mesuré à partir de l'exutoire jusqu'à la ligne de partage des eaux la plus proche de la source du plus longe thalweg le longe d'une ligne droite. Ce facteur est égal à 0,79 pour un cercle, 1 pour un carré dont l'exutoire se situe au milieu d'un côté, ou 0,5 si l'exutoire se situe au niveau de l'angle défini par deux côtés.

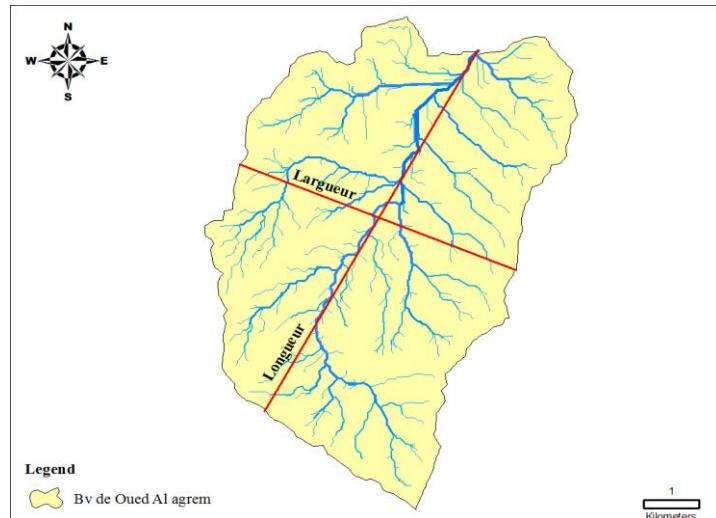


Fig. 3 Longueur de bassin versant selon Horton

- **L'indice de Miller (R_c)** : Cet indice définit par le rapport de la superficie de bassin versant (S) à la superficie du cercle (S_c) ayant le même périmètre (P) que le bassin versant est donnée par :

$$R_c = (4 * \pi * S) / P^2$$

P : périmètre du bassin en (km). S : surface du bassin versant en (km^2).

Le rapport de circularité de Miller est égal à 1 pour un cercle et décroît au fur et à mesure que l'élongation du bassin est importante.

- **Rectangle équivalent** : Le rectangle équivalent au bassin à même surface, même périmètre (donc même indice de compacité) et même hypsométrie. Ses cotées, longueur (L) et largeur (l), sont tels que :

$$L * l = S \text{ et } 2 * (L + l) = P$$

- **Longueur du rectangle équivalent** : On peut calculer à l'aide de la formule ci-dessous :

$$L_e = [K_c * \sqrt{A} / (1,128)] [1 + \sqrt{1 - (1,128/K_c)^2}].$$

K_c : l'indice de compacité de Gravelius. S : surface du bassin versant en (km^2).

- **Largeur moyenne du bassin**

$$B = S / L_p = S / L_e$$

S : surface du bassin versant en (km^2). L_p : la longueur du thalweg principal en (Km).

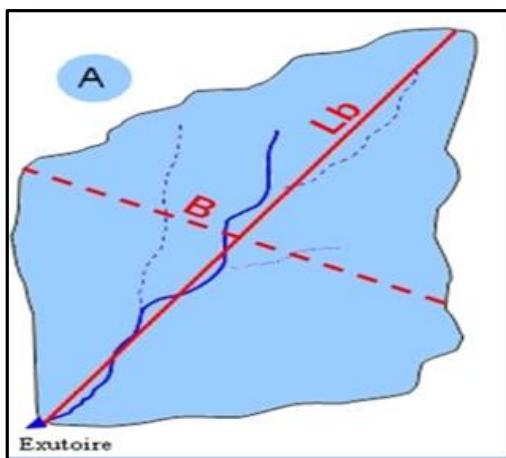


Fig. 4 Définition de la longueur du bassin selon Horton.

LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Définition : Le réseau hydrographique c'est l'ensemble des cours d'eau naturels permanents ou temporaire, par lesquels s'écoulent toutes les eaux de ruissellement et déplace vers un point de vidange du bassin versant (exutoire).

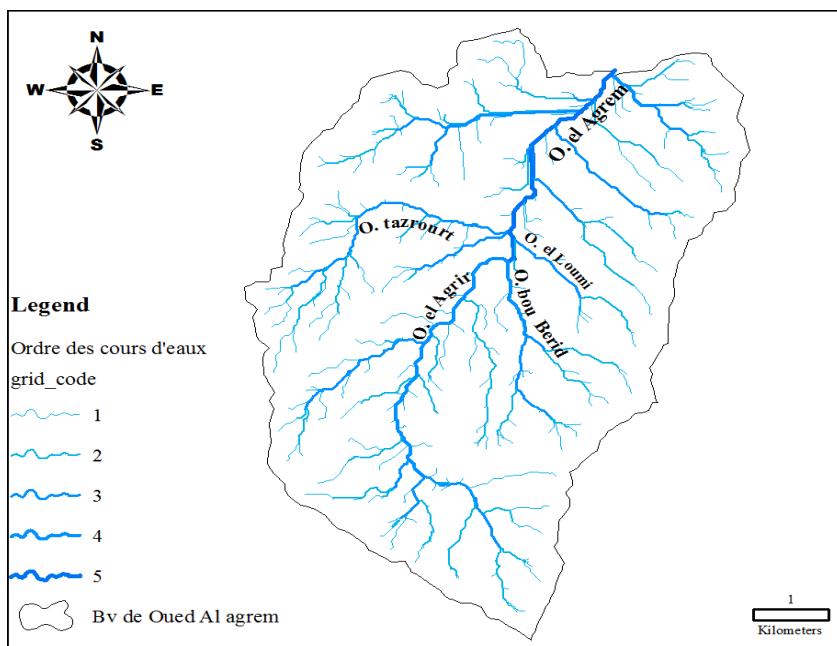


Fig. 5 Carte de réseau hydrographique du bassin versant d'Oued el Agrem

La topologie : structure du réseau et ordre des cours d'eau : La topologie étudie les notions de voisinage et de limite. Appliquée à l'hydrologie, la topologie s'avère utile dans la description du réseau hydrographique notamment en proposant une classification de ceux-ci. On trouve le type dendritique, en treillis, en parallèle, à méandre...etc.

La classification est facilitée par un système de numérotation des tronçons de cours d'eau (rivière principale et affluents). L'ordre des cours d'eau est donc une classification qui reflète la ramification du cours d'eau. Il existe plusieurs types de classifications des tronçons des cours d'eau, dont la classification de Strahler (1957) qui est la plus utilisée.

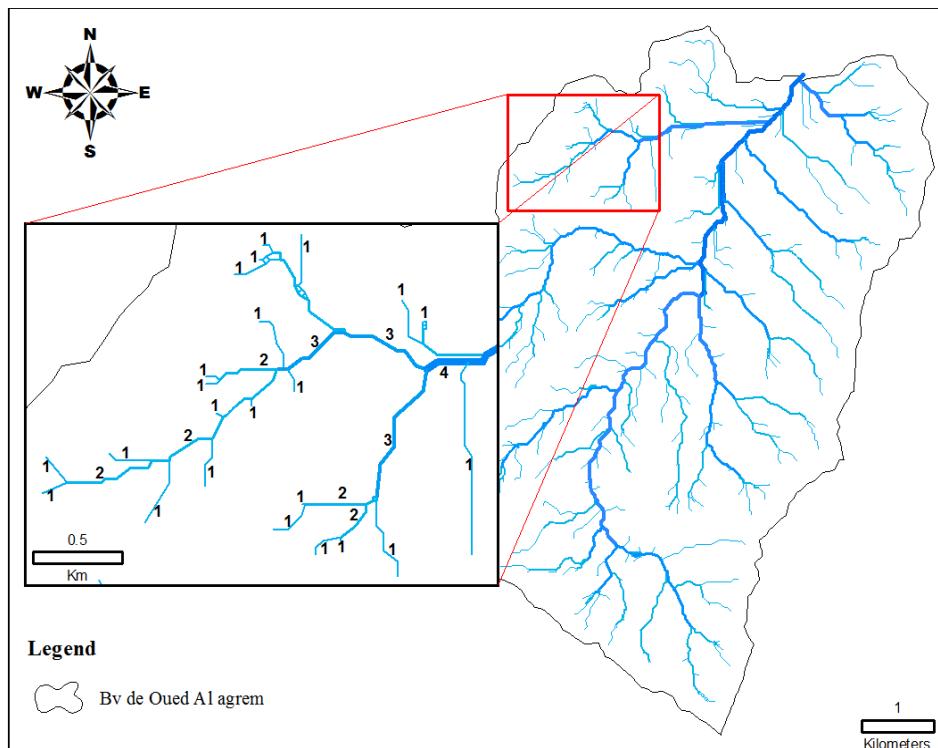


Fig. 6 : classification de réseau hydrographie du bassin versant d'Oued El-Agram selon Strahler

L'indice de Strahler est un indice utilisé pour classifier les cours d'eaux dans un bassin versant, c'est une méthode communément retenue car simple à mettre en œuvre. Dans cette méthode, les cours d'eaux issus d'une source sont notés de rang 1, puis chaque fois que deux tronçons de même ordre se rencontrent, ils font un cours d'eau d'ordre supérieur, tandis qu'un cours qui reçoit un affluent d'ordre inférieur conserve le même ordre (Fig. 6).

Longueur et nombre de Thalwegs : La mesure des longueurs des thalwegs concoure aux différents calculs des paramètres morphométriques tels que les rapports de longueur et de confluence, la densité de drainage et le temps de concentration.

Tableau : Les paramètres du chevelu hydrographique de BV d'Oued El-Agram

Bassin versant d'Oued el Agrem		
Ordre	Nombre (X)	Longueur (Km)
1	232	62.295
2	60	36.377
3	17	20.835
4	4	8.699
5	1	4.338
Total	314	132544

La détermination des rapports de confluence et de longueur par la méthode de Strahler nécessite un ordre du chevelu hydrographique du bassin versant. Les caractéristiques du chevelu hydrographique du bassin versant d'Oued El-Agram sont récapitulées dans le tableau suivant (*tab.05*).

La longueur totale du réseau hydrographique de BV d'Oued El-Agram est 132544 km.

Les paramètres de réseau hydrographique de bassin versant d'Oued El-Agram

- La densité de drainage : La densité de drainage est une quantité utilisée pour décrire les paramètres physiques d'un bassin versant. Décrit pour la première fois par Robert E. Horton, la densité de drainage est définie comme la longueur totale du canal dans un bassin hydrographique divisée par la superficie totale, représentée par l'équation suivant :

$$Dd = \frac{\sum li}{S}$$

Avec : **Dd** : Densité du drainage en km , $\sum li$: Longueur totale du réseau hydrographique km

S : Surface du bassin versant en km^2

Application : $Dd = \frac{132.544 \text{ km}}{39.45 \text{ km}^2} = 3.35 \text{ km/km}^2$

La densité de drainage dans le BV d'Oued El-Agram est environ 3.35 km^{-1} et cela confirme le caractère dense de réseau hydrographique.

- Coefficient de torrentialité : Ce coefficient reflète le caractère torrentiel des averses dans le bassin. Il est étroitement lié à la densité de drainage et à la fréquence des drains par la relation:

$$C_T = F_1 \times D_d$$

dans laquelle F_1 dénote la fréquence des drains d'ordre 1 définie par le rapport du nombre des drains d'ordre 1 à la superficie du bassin versant. Ce coefficient est d'autant plus élevé que la lithologie du terrain est peu ou pas perméable et/ou le couvert végétal n'est pas important.

Application :

$$F_1 = \frac{N1}{S} = \frac{232}{39.45} = 5.88 \text{ km}^{-2}$$

$$C_T = 5.88 \times 3.35 = 19.7$$

Ce coefficient est égal à 19.7 ce qui veut dire que la BV d'Oued El-Agram a un caractère d'écoulement torrentiel.

- Le temps de concentration: C'est précisément le temps que met une goutte d'eau à parcourir la longueur du bassin versant. Dans la théorie hydrologique, il faut qu'un épisode pluvieux dure au moins le temps de concentration pour que l'ensemble de la surface du bassin versant soit sollicité,

ce qui produit alors le débit maximum possible à l'exutoire. Ce paramètre s'exprime en heure et il est estimé par la formule de **Giandotti** qui s'écrite :

$$T_c = \frac{4\sqrt{S} + 1,5 L_p}{0,8\sqrt{Z_{moy} - Z_{min}}}$$

T_c : le temps de concentration. L_p : longueur de talweg principal (Km).

L_p : longueur de talweg principal (Km). S : surface de bassin versant (km^2).

Z_{moy} , Z_{min} : altitude moyenne et minimal du bassin versant (m).

Le temps de concentration du bassin versant de l'oued Kébir est : $T_c = 12 \text{ h}$.

On remarque que le bassin versant d'oued Kébir possède le temps de concentration est plus élevé d'où la fréquence des crues sont les moins forts.

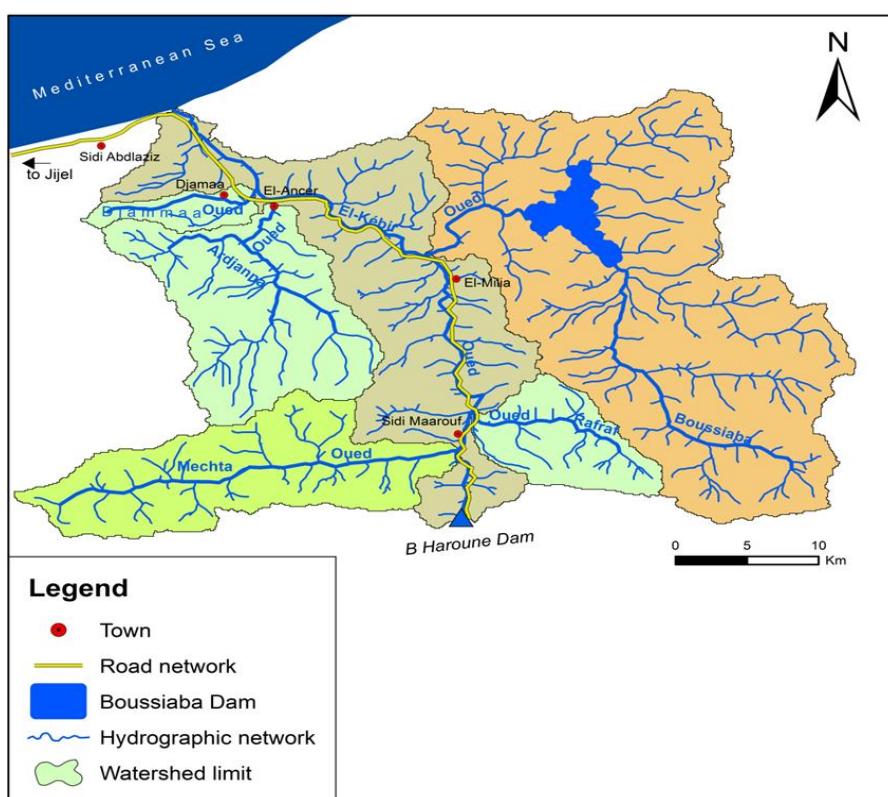


Fig. 8 Réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Kébir.

- **La vitesse d'écoulement de l'eau (V)** : Elle est donnée par l'expression suivante :

$$V = L_p / T_c$$

V : Vitesse d'écoulement de l'eau en m/s. T_c : Temps de concentration en (sec). L : Longueur du talweg principal en (m).

La vitesse d'écoulement de l'eau dans le bassin versant d'oued Kébir est : $V = 3.95 \text{ m/s}$.

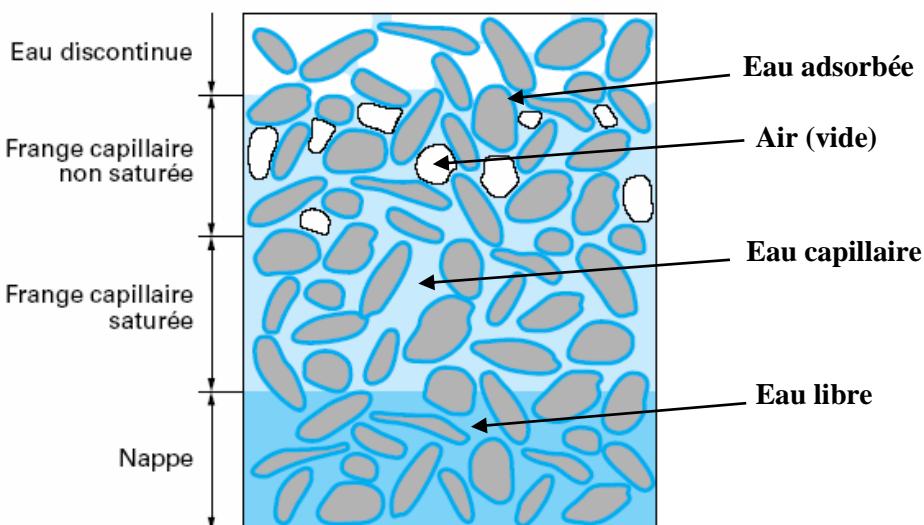
HYDROGEOLOGIE ET HYDRODYNAMIQUE

- **Profil hydrique des sols**

1 - la zone non saturée ou d'aération peut-être subdivisée en fonction des teneurs en eau qui croissent vers le bas en trois sous-zones :

- la *zone d'évapotranspiration* à la surface. Cette partie du sol est soumise à des variations importantes de teneur en eau provoquées par l'infiltration et l'évapotranspiration. Sa profondeur est variable suivant le type de sol et le climat;
- La *zone de transition* où la teneur en eau est voisine de la capacité de rétention;
- Au-dessus du niveau de la nappe se trouve une zone pratiquement saturée à 100% où la pression de l'eau est inférieure à la pression atmosphérique. La saturation du terrain se fait par ascension capillaire. Cette zone est appelé *frange capillaire*. Il peut y avoir une certaine quantité d'air piégée dans cette zone; la saturation est alors légèrement inférieure à 100% (85 à 90%).

2 - La zone saturée ou nappe, dont le niveau peut-être mesuré par un tube piézométrique.



- L'eau de constitution, qui entre dans la composition chimique des minéraux dont les particules de sol sont formées ;

- L'eau liée ou absorbée, à la surface des grains très fins, qui est orientée par les forces d'attraction moléculaire et les forces électrostatiques ; elle a une viscosité élevée et ne transmet pas les pressions

- L'eau libre, qui circule librement dans les pores du sol sous l'effet des forces de pesanteur ;

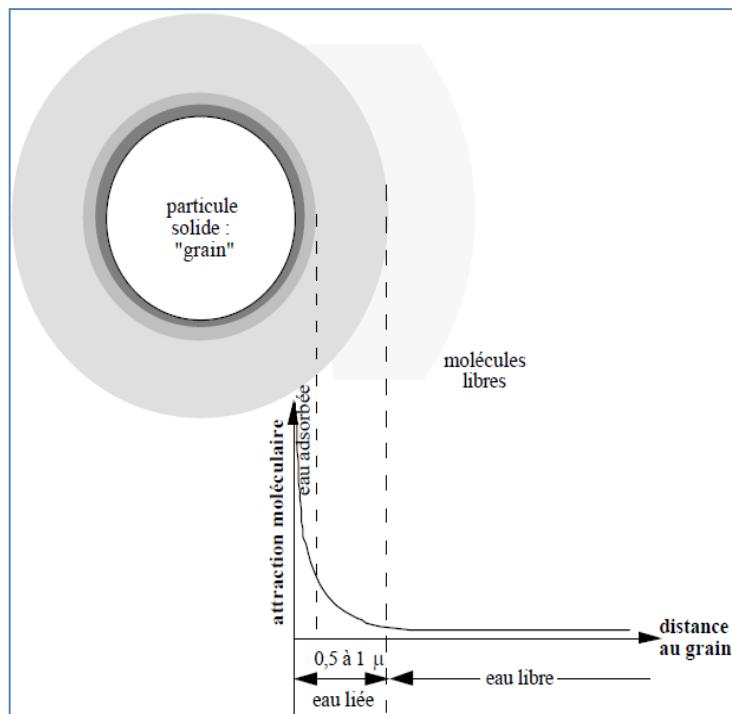
- L'eau capillaire, qui, dans les sols non saturés, en présence d'air ou d'autres gaz, est retenue dans les canaux les plus fins du sol par les forces capillaires.

- **Mobilité de l'eau dans le sol** : Si on ne s'intéresse dans un premier temps qu'au milieu saturé, on peut distinguer l'eau libre et l'eau liée.

1. L'eau liée : est rattachée à la surface des grains par le jeu de forces d'attraction moléculaire.

Ces forces décroissent avec la distance au grain :

- l'eau adsorbée constitue un film continu, une pellicule de 1/10 de microns (quelques dizaines de molécules). Son volume relatif augmente en proportion inverse de la taille des particules : c'est 2 à 5% du volume d'eau dans les sables grossiers et jusqu'à 50% dans les argiles;
- entre 0,1 et 0,5 μ les molécules d'eau supportent une attraction non négligeable et sont immobiles;
- au delà de 0,5 à 1 μ (donner une limite est un peu arbitraire), les forces d'attraction sont négligeables et l'eau est dite libre.



2. L'eau libre : est donc celle qui est en dehors du champ d'attraction des particules solides et qui est susceptible de se déplacer sous l'effet de la gravité ou des gradients de pressions.

Le volume où l'eau peut circuler est inférieur à la porosité totale puisque l'eau liée peut être considérée du point de vue du déplacement des fluides comme faisant partie du solide. La porosité efficace (ou cinématique) ne (ou w_c) exprime le pourcentage d'eau qui peut circuler par rapport au volume total du terrain; elle est donc inférieure à la porosité totale. Des phénomènes autres que l'adsorption peuvent limiter la porosité cinématique : les pores non connectés, les pores culs de sac.

3. L'égouttage des roches : Si on extrait l'eau d'un échantillon de petite dimension par égouttage, puis centrifugation, on va mobiliser des volumes croissants d'eau :

➤ Un échantillon (de volume V) initialement saturé, que l'on laisse égoutter sur une grille, libère un volume V_e d'eau. Ce volume libéré par la gravité est appelé eau gravitaire. Au bout d'un certain temps (environ une journée), l'échantillon ne libère pratiquement plus d'eau. On peut observer que le rapport V_e/V augmente avec la taille de l'échantillon et la granulométrie du terrain.

Eau gravitaire : l'eau gravitaire est la fraction de l'eau souterraine soumise à la seule force de gravité. C'est elle qui circule dans un aquifère et alimente les exutoires. On peut l'extraire d'un échantillon de roche par égouttage. Son volume dépend de la granulométrie de l'échantillon: il est le

plus grand pour des grains grossiers (il y a 3 fois plus d'eau gravitaire dans un gravier que dans un sable fin).

➤ Si le même échantillon égoutté est placé dans une centrifugeuse, il libère encore un certain volume d'eau dite eau pelliculaire. L'eau pelliculaire représente un film de l'ordre du micron qui peut se déplacer à la surface des grains sous l'action des molécules d'eau voisines. Elle est moins fortement liée.

➤ L'échantillon renferme encore un certain volume d'eau : l'eau adsorbée. L'eau pelliculaire et adsorbée constituent ce que l'on appelle l'eau de rétention.

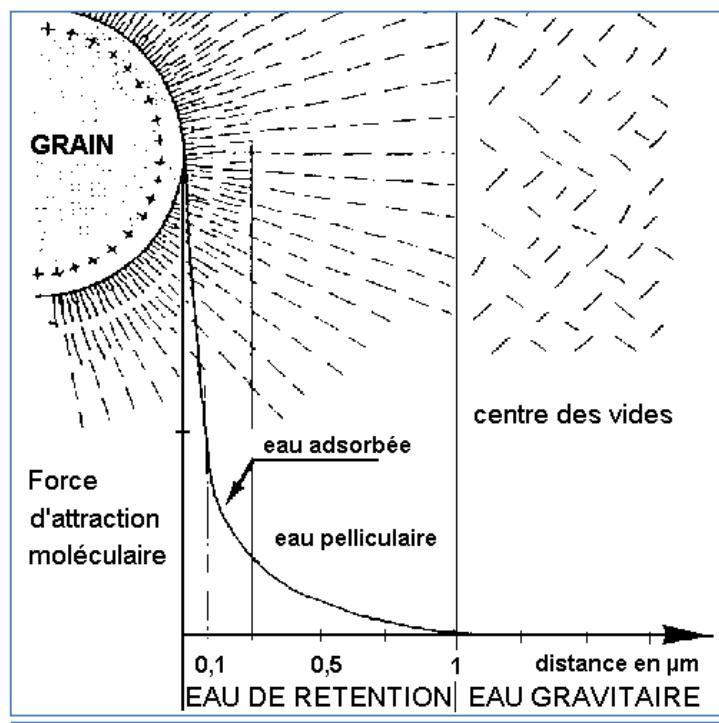


Schéma de la structure de l'eau souterraine au voisinage d'un grain

Eau de rétention : l'eau de rétention est la fraction de l'eau maintenue dans les vides et la surface des grains par des forces supérieures à celle de la gravité. Elle n'est pas mobilisable.

Les forces d'attraction moléculaires, consécutives de la polarité de la molécule d'eau, peuvent atteindre 200 000 fois celle de la gravité. On distingue l'eau adsorbée et l'eau pelliculaire.

- **L'eau adsorbée** forme un mince film autour des grains, d'une épaisseur de l'ordre du dixième de micron. Sa quantité augmente en fonction inverse de la granulométrie: sables grossiers (2 - 5%), sables fins (10 - 15%) et les argiles (40 - 50%).

- **L'eau pelliculaire** est une couche d'environ 1 micron d'épaisseur qui tapisse les cavités délimitées par les grains. Elle est moins fortement liée.

Le milieu naturel, description et fonctionnement.

Nappe, types et circulations

Introduction

Tous les terrains contiennent un pourcentage plus ou moins important de vides. L'eau peut généralement pénétrer dans ces vides, y circuler et parfois s'y accumuler. La présence d'eau dans les terrains est importante, d'une part parce qu'elle constitue des réserves en eau potable et industrielle (qu'il est parfois possible d'exploiter), d'autre part parce qu'elle influe sur les propriétés mécaniques des terrains.

1. L'eau dans le réservoir : la porosité

1.1. Caractérisation : la porosité : La porosité caractérise l'aptitude d'un sol à contenir un fluide.

Si un volume V_t de terrain contient un volume V_v de vides et un volume V_s de solide ($V_t = V_v + V_s$) la porosité est le rapport n

$$: n = \frac{V_v}{V_t} = \frac{\text{Volume de vide}}{\text{Volume total}} , \text{ Ce rapport est souvent exprimé en \%}$$

Un autre paramètre est également utilisé ; c'est l'indice des vides e

$$\text{L'indice de vide ; } e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{\text{Volume des vides}}{\text{Volume du solide}} , \text{ avec la relation ;}$$

$$n = \frac{e}{1+e} \text{ ou } e = \frac{n}{1-n}$$

Les vides peuvent contenir plus ou moins d'eau et le **degré de saturation** (S) caractérise le pourcentage d'eau contenu dans les vides :

$$Sr = \frac{V_w}{V_v} = \frac{\text{Volume d'eau contenu dans les vides du matériau}}{\text{Volume total des vides}}$$

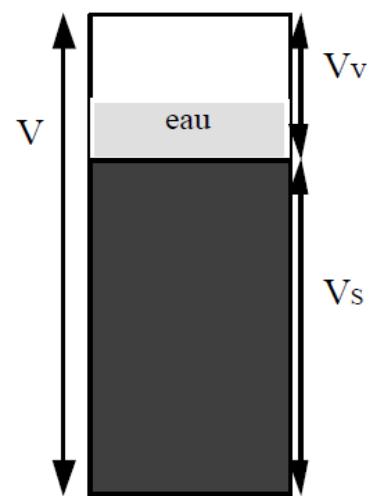
On utilise parfois la teneur en eau volumique : $\mathbb{C} = \frac{\text{Volume d'eau contenu dans les vides du matériau}}{\text{Volume total du matériau}}$

• **La porosité efficace (cinétique)** qui correspond au rapport du volume d'eau "mobile" à saturation, libérée sous l'effet de la gravité, au volume total du milieu qui la contient. Elle varie généralement entre 0,1 et 30 %. La porosité efficace est un paramètre déterminé en laboratoire ou sur le terrain.

$$ne = \frac{\text{Volume d'eau qui peut circuler}}{\text{Volume total du matériau}}$$

1.2. Différents types de classification de la porosité : Plusieurs critères peuvent être utilisés pour différencier la porosité :

- la taille des pores ;
- la description des pores (i.e. le type de porosité) ;
- l'origine de la porosité.



1.2.1 Classification de la porosité par rapport à la taille des pores

La taille des pores est très variable. On parlera de :

- porosité réticulaire quand la taille des vides est de l'ordre de l'angstrom ($1 \text{ \AA} = 10^{-10} \text{ m}$). L'eau contenue dans ces vides est mobilisable par vaporisation par suite des variations du degré hygrométrique de l'air;
- porosité colloïdale pour des vides d'environ 100 \AA . Elle correspond aux vides des agrégats colloïdaux. C'est une porosité qui peut être importante et que l'on rencontrera principalement dans les argiles. L'eau contenue dans ces vides est mobilisable par compaction naturelle ou provoquée (centrifugation, filtration sous presse ou sous vide);
- microporosité jusqu'à $2 \text{ } 10^{-7} \text{ m}$;
- porosité capillaire entre $2 \text{ } 10^{-7} \text{ m}$ et $2 \text{ } 10^{-3} \text{ m}$;
- macroporosité au-delà de 2 mm .

Les vides dont on pourra extraire l'eau et qui vont donc intéresser l'hydrogéologue correspondent à la macroporosité, la porosité capillaire et dans une moindre mesure la microporosité.

1.2.2. Classification par rapport à l'origine : l'origine de la porosité peut être primaire ou secondaire :

- la porosité primaire est formée par les pores créés au cours de la genèse de la roche : lors de la sédimentation, au cours de la cristallisation ou du refroidissement ;
- la porosité secondaire est acquise après la genèse soit par fracturation, soit par dissolution (ex: grès à ciment calcaire ; la dissolution du ciment calcaire va entraîner l'acquisition d'une porosité secondaire).

1.2.3. Classification morphologique

On distingue deux grands types morphologiques de vides : les pores et les fissures.

-La porosité d'interstices (intergranulaire) : les pores : C'est l'ensemble des vides compris entre les différentes particules d'un terrain ; elle sépare les "grains". La porosité peut être ouverte ou fermée (cas de certaines laves volcaniques) selon que les vides communiquent ou non les uns avec les autres.

-La porosité de fissure : Il existe plusieurs sortes de "fissures". Nous pourrons distinguer plusieurs types de porosités de fissures en fonction de la nature de ces dernières ; *Porosité de joints, Porosité de diaclases, Porosité de failles, Porosité de schistosité et la Porosité de retrait*.

1. 3. Ordre de grandeur de la porosité

- *Sables, grès* 15 % à 25 %.

- **Argiles** 40 % à 90 % (la porosité des argiles peut parfois être supérieure à 100 % car le volume total augmente). Cette porosité ne correspond pas à de l'eau mobilisable et n'intéresse donc généralement pas l'hydrogéologue.

- **Marnes** : 30 % à 50 %, mais une partie de cette porosité est colloïdale.

- **Calcaires** : Quelques % à 25 % (dans le cas d'un calcaire détritique fissuré).

- **Roches cristallines** : quelques %. Cette porosité peut augmenter du fait de la fracturation et de l'altération.

2. Les mouvements de l'eau dans les roches : perméabilité : Pour que l'eau circule dans un terrain il est nécessaire que les vides (pores et fissures) soient interconnectés. L'aptitude d'un terrain à se laisser traverser par les fluides est caractérisée par la perméabilité de ce terrain par rapport au fluide.

2.1. Rappel sur la charge hydraulique

2.1.1. Charge hydraulique : Considérons un fluide parfait i.e. incompressible et non visqueux. Si ce fluide est en mouvement et que sa vitesse ne varie pas dans le temps, c'est-à-dire que son mouvement est permanent, les particules suivent des trajectoires invariables dans le temps. Dans ce cas la trajectoire = filet liquide = ligne de courant (nous rappelons que la ligne de courant est la ligne tangente au vecteur vitesse en chacun de ces points à l'instant considéré).

On appelle charge hydraulique la quantité $H = \frac{V^2}{2g} + \frac{P}{\rho\omega.g} + z$

z étant l'altitude du point, P la pression, $\rho\omega$ la masse volumique du fluide ($\gamma\omega$ est le poids volumique)

On note parfois en mécanique des sols : $H = \frac{V^2}{2g} + \frac{u}{\gamma\omega} + z$

En fait généralement un fluide n'est pas parfait et il existe des forces de viscosité ou de frottement visqueux. C'est le cas pour l'eau s'écoulant sous l'action de la pesanteur à travers les vides d'un terrain : il existe des forces de viscosité entre les molécules ; ces frottements vont dissiper de l'énergie et il y aura **perte de charge**.

Souvent nous nous intéresserons plus aux variations de charge dans l'espace qu'à la charge elle-même. Lorsqu'une particule parcourt la distance L , le gradient hydraulique I est défini par :

$$I = \frac{\Delta H}{L} = \frac{H2 - H1}{L} = \frac{dH}{dl} = \text{grad}(H)$$

2.1.2. Cas des sols

2.1.2.1. Charge Hydraulique : Les vitesses d'écoulement dans le sol sont toujours faibles (même dans un sol très perméable l'ordre de grandeur est 0,1 m/s). Par conséquent dans l'expression de la charge hydraulique, le terme $V^2 / (2g)$ est négligeable par rapport aux autres. On notera donc :

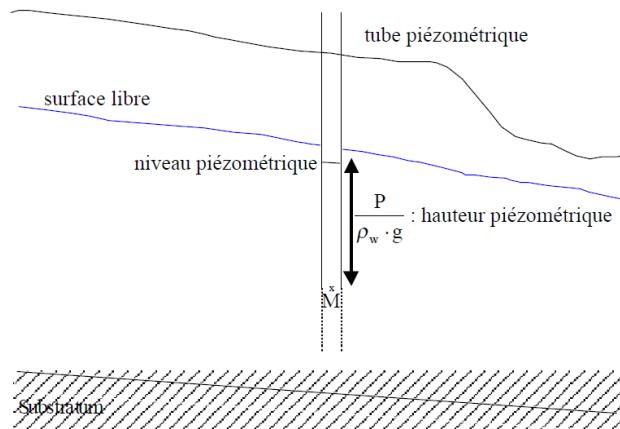
$$H = \frac{P}{\rho \omega \cdot g} + z$$

On exprime souvent les charges par rapport au nivellation général (NGF), comptées comme des altitudes topographiques.

2.1.2.2. Notion de hauteur piézométrique : Considérons un écoulement d'eau dans un terrain et un point M à la cote z. Faisons descendre un tube plein jusqu'à ce point M. Nous observons une remontée de l'eau dans ce tube jusqu'à la cote z'. La charge hydraulique au point M peut s'écrire :

$$H = \frac{P}{\gamma \omega} + z = \frac{\gamma \omega (z' - z)}{\gamma \omega} + z = z'$$

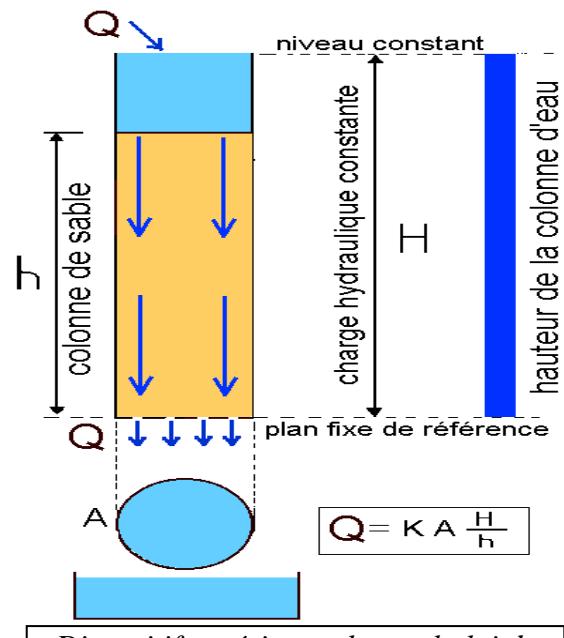
La charge hydraulique au point M est donc égale à la hauteur d'eau dans un tube plein que l'on qualifie de **tube piézométrique** ou **piézomètre**. La hauteur z' sera appelée hauteur piézométrique.



Niveau et hauteur piézométrique

2.2. Loi de Darcy (écoulement vertical)

L'étude du déplacement de l'eau dans un milieu poreux a été conduite expérimentalement par Darcy en 1856. Pour une même charge hydraulique (même énergie potentielle), Darcy définit un coefficient de perméabilité K, mesuré en m/s, dépendant du type de milieu poreux. La quantité d'eau transitant dans ce milieu est proportionnelle à la section totale traversée A, au coefficient de perméabilité K du milieu et à la charge hydraulique h et inversement



Dispositif expérimental pour la loi de Darcy

proportionnelle à la longueur l du milieu traversé: $Q (\text{m}^3/\text{s}) = K (\text{m/s}) \cdot A (\text{m}^2) \cdot h/l$

h/l est la perte de charge par unité de longueur, appelée encore gradient hydraulique i : $Q = K \cdot A \cdot i$

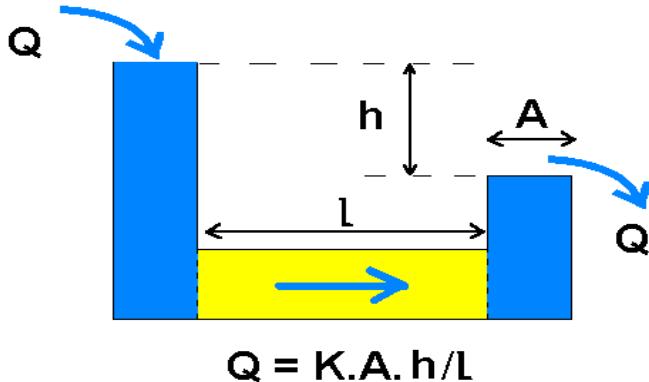
La vitesse de filtration V est égale au rapport de la quantité d'eau passant en une seconde sur la surface A . C'est également le produit du coefficient de perméabilité par le gradient hydraulique:

$$V (\text{m/s}) = Q/A = K \cdot h/l$$

2.2.1. Généralisation de la Loi de Darcy

Dispositif avec écoulement latéral: il représente mieux l'écoulement des eaux dans un aquifère.

Limites de la loi de Darcy: la loi de Darcy n'est strictement applicable que pour des milieux homogènes où l'écoulement de l'eau est laminaire. Elle ne peut être utilisée en particulier pour les réseaux karstiques.

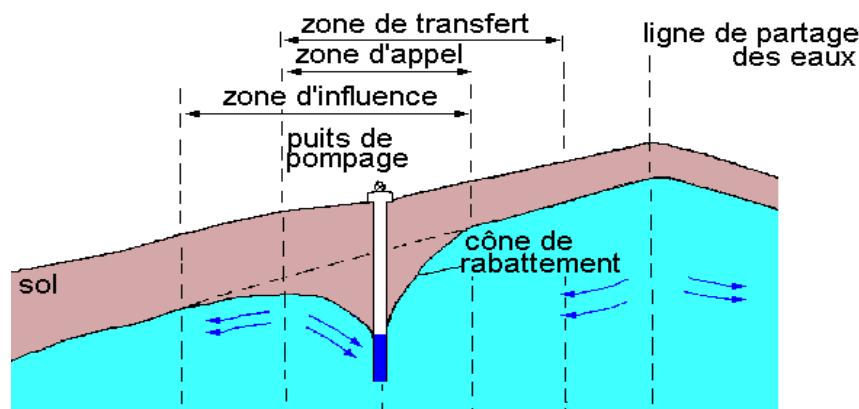


Dispositif avec écoulement latéral.

Le coefficient de perméabilité est propre à chaque réservoir; il dépend notamment de la porosité efficace et de la viscosité du fluide; il augmente avec la profondeur (l'augmentation de température diminue la viscosité).

2.2.2. Application à un aquifère

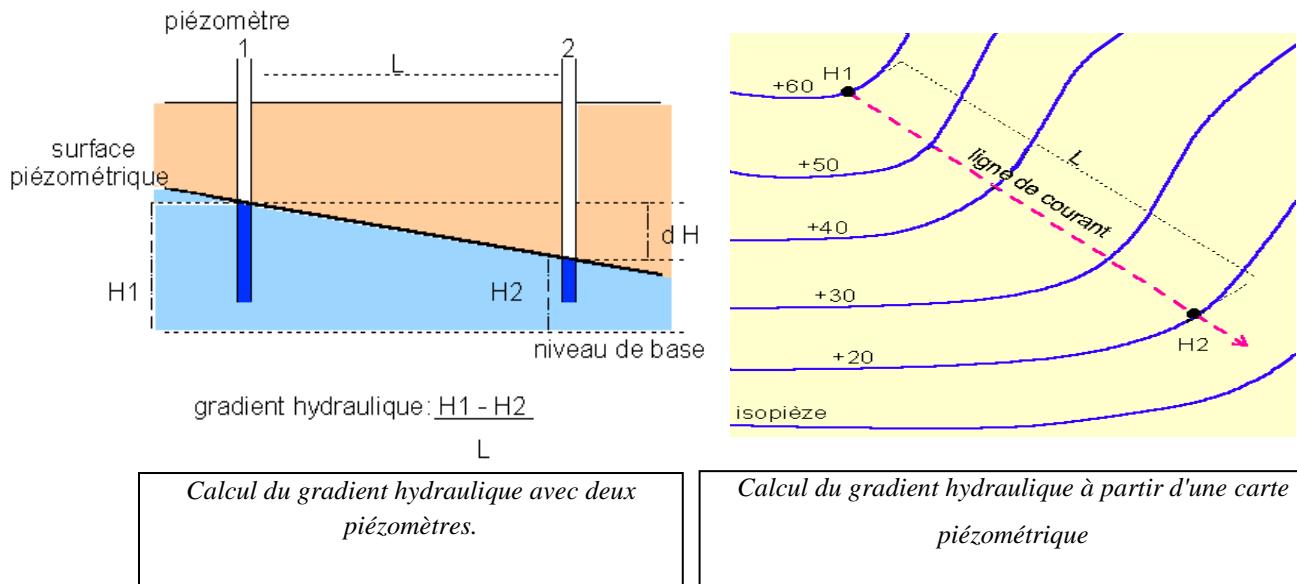
* **Niveau piézométrique :** La mesure du niveau piézométrique est l'opération de base en hydrogéologie; on utilise généralement des sondes automatiques qui enregistrent les fluctuations du niveau de la nappe au cours de l'année.



Cône de rabattement induit par un pompage.

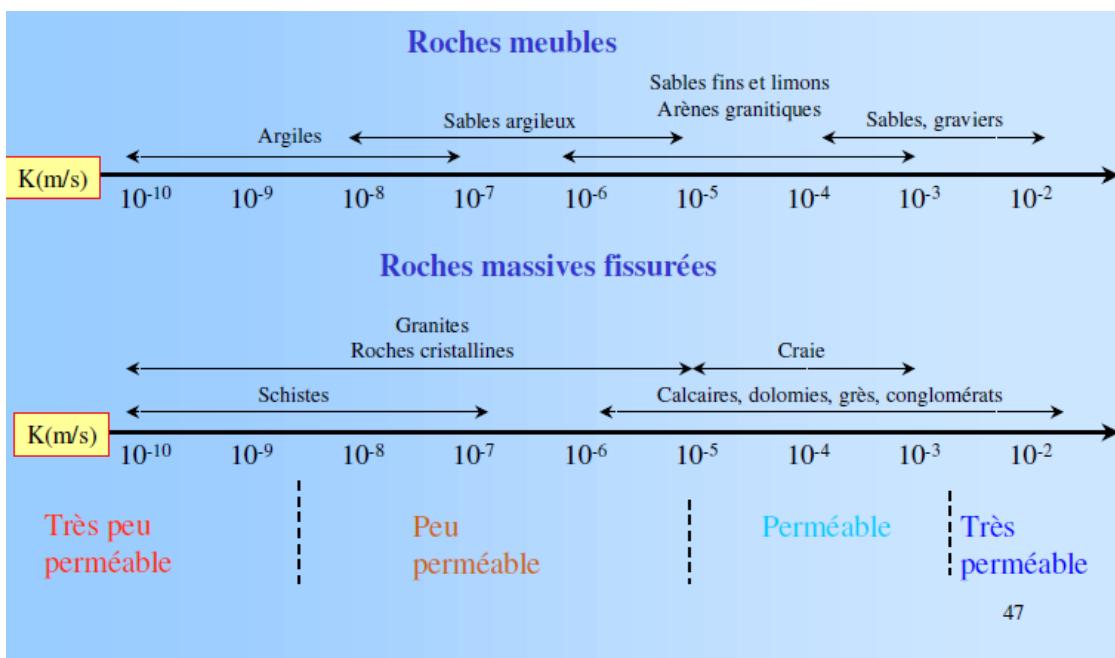
Pour les nappes artésiennes, on mesure l'altitude du jet d'eau au dessus du sol. Le pompage provoque le rabattement de la surface piézométrique.

***Gradient hydraulique :** On le calcule en plaçant deux piézomètres distants de L mètres. Le gradient est le rapport entre la différence de niveau Dh des piézomètres et la distance L . On utilise également les cartes piézométriques en mesurant la distance entre deux courbes isopiezométriques en mesurant la distance entre deux courbes isopiézométriques (hydroisohypsies) consécutives.



2.3. Ordre de grandeur de la perméabilité

Pour fixer les ordres de grandeur, on rencontre fréquemment les valeurs suivantes :



2. Les nappes : L'hydrogéologie se base sur l'analyse de deux entités essentielles, l'aquifère et la nappe d'eau souterraine :

- Un aquifère (du latin aqua fero : porter l'eau) est une formation géologique perméable (sol ou roche) dont les pores ou fissures communiquent et sont suffisamment larges pour que l'eau puisse y circuler librement sous l'effet de la gravité (exemples : sables, graviers, craie fissurée, grès, etc.). L'aquifère constitue ainsi un réservoir des nappes d'eau souterraines.
- La nappe d'eau souterraine est constituée par l'ensemble des eaux comprises dans la zone saturée de l'aquifère dont toutes les parties sont en continuité hydraulique.

3.1. Conditions d'existence des nappes

Une nappe est une accumulation d'eau dans les pores d'un terrain perméable, l'existence d'une nappe est conditionnée par la conjonction de trois facteurs :

- **Facteur lithologique** : il doit exister une roche "réservoir" à la fois poreuse et perméable qui constituera le terrain aquifère. Cette roche doit avoir à sa base un mur imperméable pour soutenir la nappe ou plus simplement qui servira de fond "étanche" au réceptacle constitué par le réservoir ;
- **Facteur d'alimentation** : il faut que de l'eau puisse venir remplir les pores de la nappe ;
- **Facteur de structure** : il est nécessaire d'avoir une structure favorable à l'accumulation de l'eau (une structure anticlinale est défavorable).

Ces trois facteurs ont une influence variable selon les types de nappes rencontrées. Les conditions d'alimentation, lithologiques et structurales ne peuvent pas être considérées isolément.

3.2. Alimentation : Les nappes peuvent avoir plusieurs modes d'alimentation :

- par infiltration directe de la pluie lorsque l'aquifère est à l'affleurement,
- par drainage d'un cours d'eau de surface,
- par déversement d'une nappe sus-jacente,
- par drainance à travers des terrains semi-perméables lorsque deux nappes ne sont pas en équilibre.

3.3. Exutoires : Si on reprend la vision schématique du terrain perméable récipient qui se remplit par alimentation verticale de la pluie, lorsque le récipient est plein, l'eau s'écoule de ce récipient, soit à la surface topographique, formant ainsi une source ou une émergence, soit dans un terrain sous-jacent. On appelle donc exutoires d'une nappe, les points privilégiés où l'eau sort de la nappe.

Les exutoires sont de différents types.

3.4. Classification des nappes

3.4.1. Critères géologiques

3.4.1.1. *Nappes de terrains sédimentaires stratifiés* : Les terrains sédimentaires stratifiés sont des terrains de grande extension latérale qui forment des réservoirs d'importance régionale. Ces nappes peuvent être classées en fonction de la structure (synclinal, monoclinal...).

3.4.1.2 *Nappes de terrains sédimentaires mal (ou non) stratifiés* : Ce sont des nappes de terrains tertiaires ou quaternaires d'extension limitée. Il s'agit des nappes d'alluvions fluviatiles, d'éboulis, de dépôts éoliens ou glaciaires. Les alluvions forment souvent de petites unités hydrogéologiquement discontinues entre les méandres d'une rivière.

3.4.1.3. *Nappes de terrains cristallins ou éruptifs* : Il ne peut exister une nappe dans ce type de terrain que dans deux cas :

- terrain fissuré (ce qui donne une porosité maximum de 4 %),
- terrain altéré (un granite sain ne peut pas contenir une nappe).

3.4.2. Critères hydrodynamiques

On distingue deux types de nappe sous l'angle de la piézométrie.

3.4.2.1. *Nappe libre* : On appelle nappe libre, une nappe dont la surface piézométrique se confond avec la surface (ou le toit) de la nappe.

a- Nappes perchées ou non soutenues : La nappe s'écoule dans ce cas à l'air, c'est-à-dire par des sources. Toutes ces nappes sont convexes et elles peuvent être classées en fonction des exutoires :

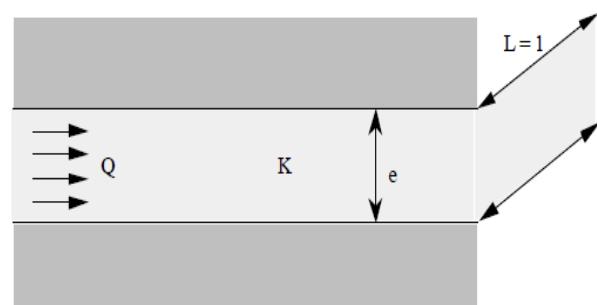
- nappe de déversement,
- nappe de débordement,
- nappe de trop plein.

b- Nappes soutenues : La nappe s'écoule dans une autre nappe souterraine, dans un lac, dans une rivière ou dans la mer. Ces nappes peuvent être soit convexes soit concaves.

3.4.2.2. *Nappe captive* : On appelle nappe captive, une nappe dont le toit est à un niveau inférieur à la surface piézométrique. Ceci suppose que la couche située au toit de l'aquifère soit "imperméable", mais cette condition n'est pas suffisante. En effet, si le terrain perméable est suffisamment alimenté la nappe est captive ; si cette alimentation est trop faible, elle reste libre.

4. Etude de quelques écoulements dans les nappes

Paramètres dont dépend l'écoulement. Réseau d'écoulement

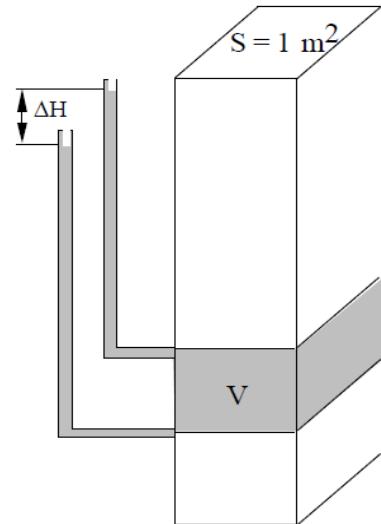


- Transmissivité : Si l'on considère un terrain d'une perméabilité donnée K , le débit passant à travers une section de ce terrain sera fonction de la perméabilité mais aussi de la surface de la section traversée. On appelle transmissivité le produit de la perméabilité par l'épaisseur de la nappe.

$$T = K \cdot e \text{ (en m}^2/\text{s)}$$

- Coefficient d'emmagasinement : Lorsque qu'une nappe est en régime transitoire c'est-à-dire quant au moins un des paramètres varie en fonction du temps, la seule transmissivité ne suffit plus à caractériser le milieu aquifère. En effet, lorsque le niveau piézométrique d'une nappe baisse, il y a départ d'eau. Pour caractériser ce phénomène, on utilise la notion de coefficient d'emmagasinement.

Le coefficient d'emmagasinement S est le volume d'eau que l'on peut extraire d'une tranche de 1 m^2 de surface horizontale pour une baisse de piézomètre de 1 m . D'après cette définition, on constate que S est sans dimension ($\text{m}^3/\text{m}^2/\text{m}$).



Dans le cas de nappes libres, le coefficient d'emmagasinement représente la porosité efficace. S est alors de l'ordre de quelques %. Par contre, pour une nappe captive, S dépend du coefficient de compressibilité du fluide et du terrain. S est alors beaucoup plus faible, environ 10^{-5} à 10^{-6} .

Si e est l'épaisseur de la nappe on définit le coefficient d'emmagasinement spécifique Ss par :

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

α : Compressibilité du milieu poreux ($\alpha = -\frac{dVt}{d\sigma e} / Vt$; Vt volume total de terrain, $d\sigma e$ variation de la contrainte effective)

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

Le coefficient d'emmagasinement spécifique représente le volume de fluide que l'on peut extraire d'un volume de terrain donné, lors d'une baisse de piézomètre de 1 m . Sa dimension est $[\text{L}]^{-1}$.

La diffusivité T/S régit la propagation des influences dans le milieu aquifère. Elle s'exprime en m^2/s et détermine, notamment, le transfert de masses d'eau ou de pressions.