

COURS D'HYDROLOGIE

IGS 4

MODULE : GS 422

Chapitre premier

LE CYCLE HYDROLOGIQUE ET LE BILAN HYDROLOGIQUE

I - Le cycle de l'eau

L'eau se présente dans la planète sous trois formes:

Solide, Liquide, Gazeux

Le changement de phase de l'eau dépend de la **température** et de la **pression**.

Les eaux sont en constante circulation sur la terre et subissent des changements d'état.

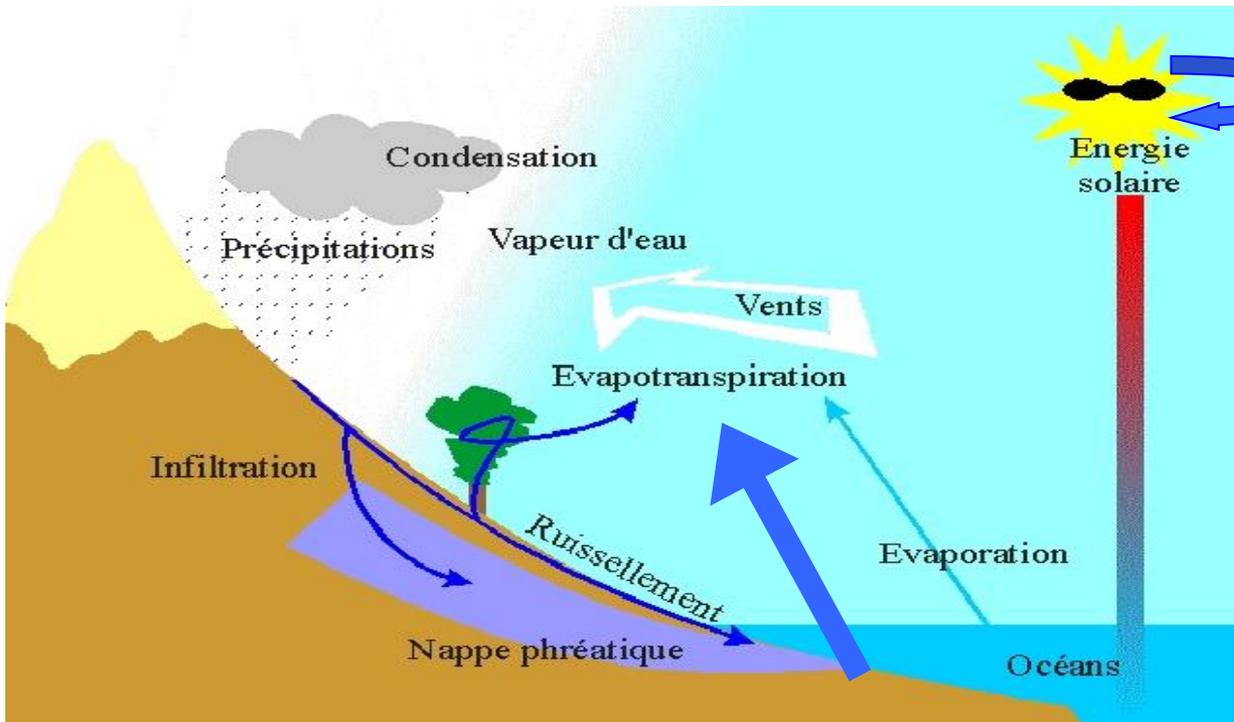
L'importance de ces modifications fait de l'eau le principal agent de transport d'éléments **physiques, chimiques** et **biologiques**.

L'ensemble des processus de transformation et de transfert de l'eau forme **le cycle hydrologique** .

1- Définition et composantes du cycle hydrologique

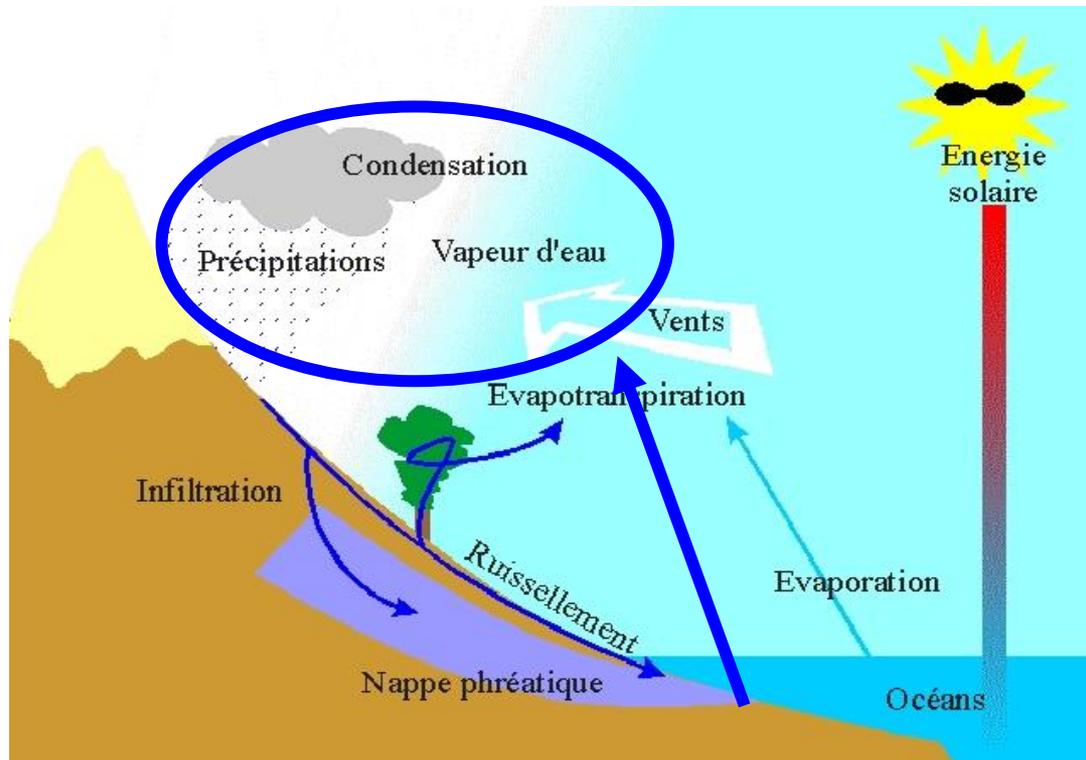
Le cycle hydrologique est un concept qui englobe les phénomènes du **mouvement** et du **renouvellement** des **eaux** sur la **terre**.

Cette définition implique que les mécanismes régissant le cycle hydrologique **surviennent conjointement**. Le cycle hydrologique n'a donc ni commencement, ni fin.



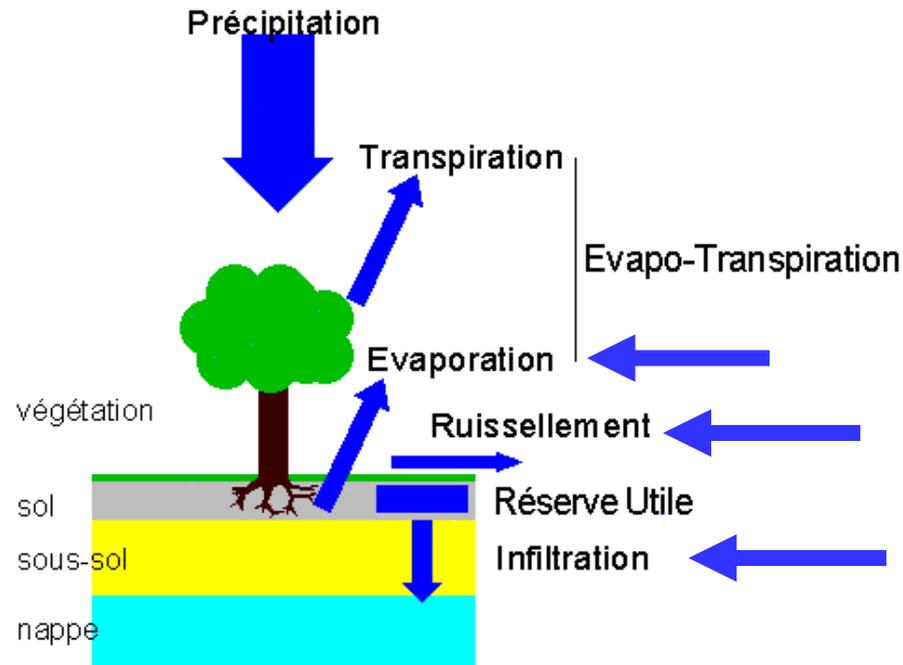
Sous l'effet du **rayonnement solaire** l'eau évaporée à partir du sol , des océans et des autres surfaces d'eau, **entre dans l'atmosphère**.

L'élévation d'une masse d'air humide permet le refroidissement nécessaire pour l'amener à saturation et provoquer la **condensation de la vapeur d'eau** sous forme de **gouttelettes** constituant les **nuages**, en présence de **noyaux de condensation**.



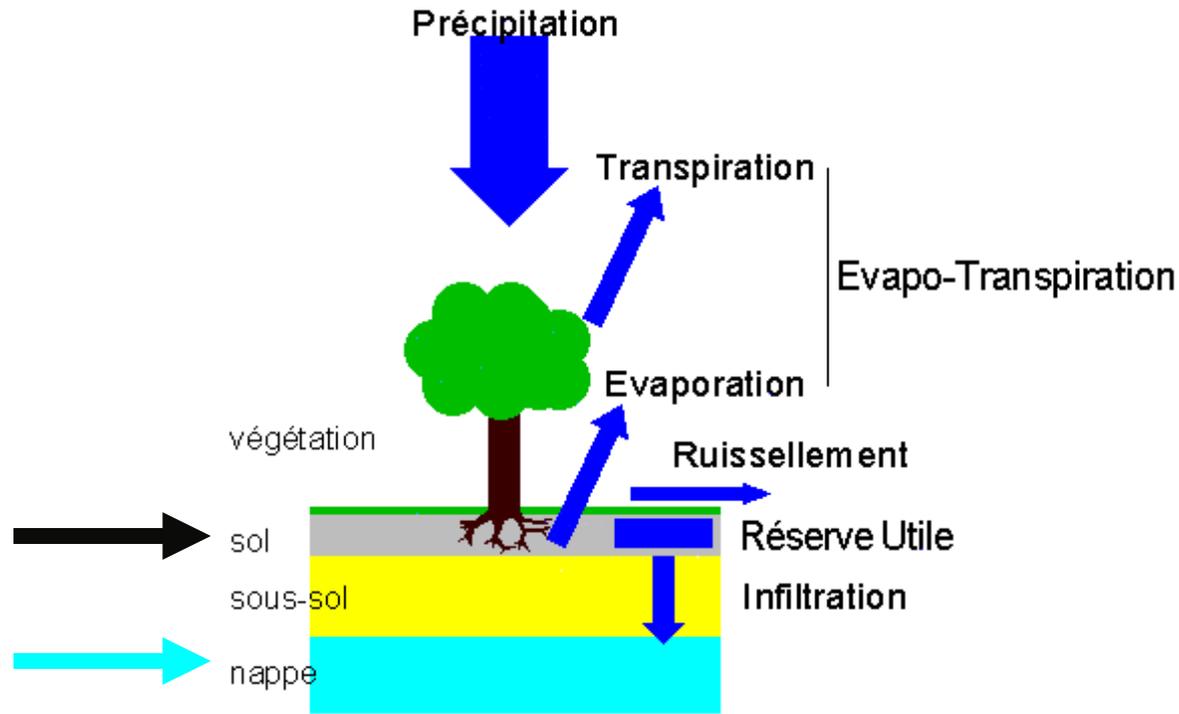
Puis la **vapeur d'eau**, transportée et temporairement emmagasinée dans les **nuages**, est restituée par le biais des **précipitations** aux océans et aux continents.

Une partie de la pluie qui tombe peut être interceptée par les végétaux puis être partiellement restituée sous forme de vapeur à l'atmosphère.



La pluie non interceptée atteint le sol. Suivant les conditions données, elle peut alors :

- s'évaporer directement du sol,
- s'écouler en surface jusqu'aux cours d'eau (ruissellement de surface)
- ou encore s'infiltrer dans le sol.



Il peut aussi y avoir emmagasinement temporaire de l'eau infiltrée sous forme d'humidité dans **le sol**, que peuvent utiliser les plantes.

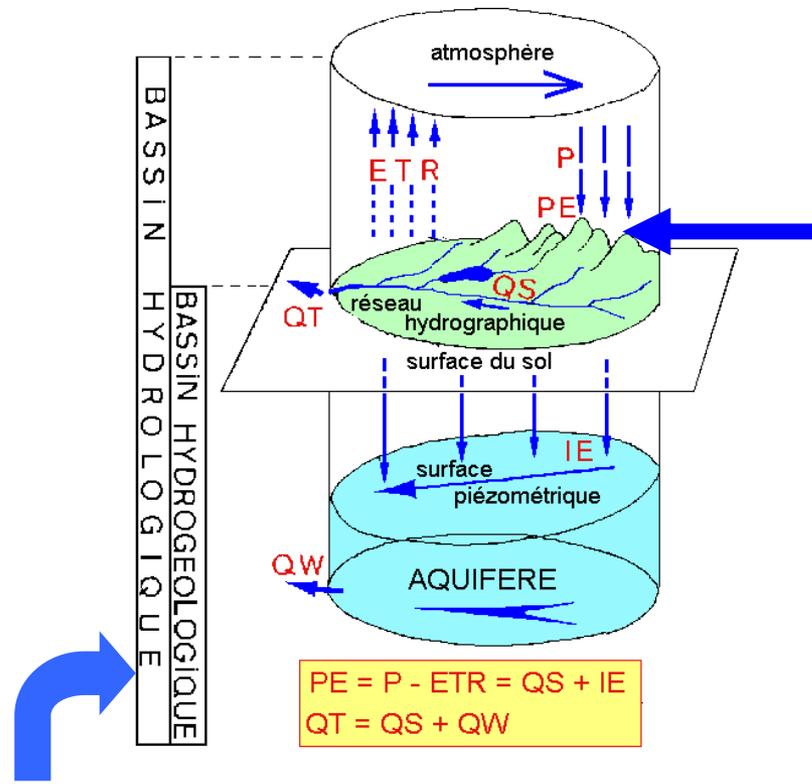
Il peut y avoir percolation vers les zones plus profondes pour contribuer au renouvellement des réserves de la **nappe souterraine**.

Le **cycle de l'eau** est donc sujet à des processus complexes et variés parmi lesquels nous citerons:

les **précipitations**, l'**évaporation**, la **transpiration** (des végétaux), l'**interception**, le **ruissellement**, l'**infiltration** et la **percolation**.

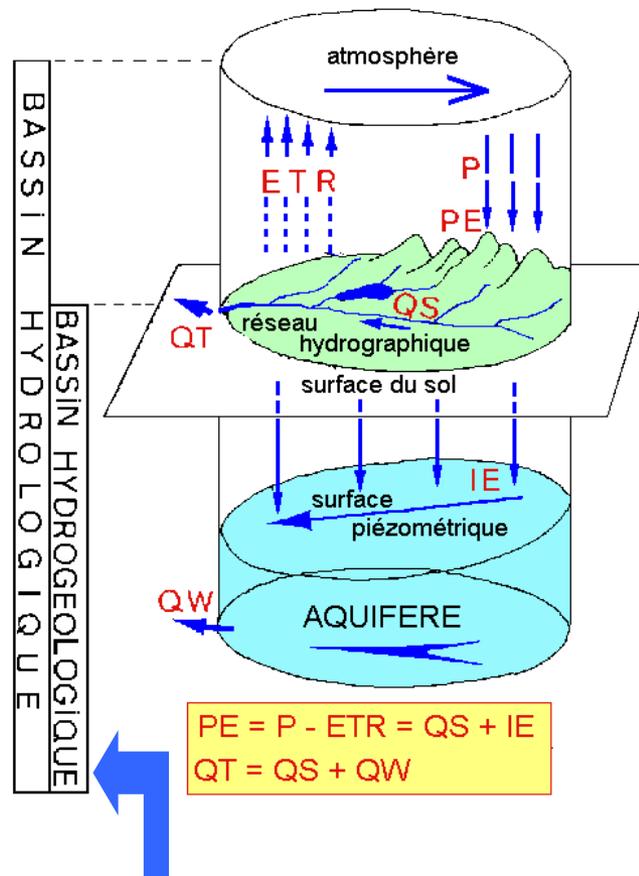
L'**emmagasinement** et les **écoulements souterrains** constituent les principaux chapitres de l'hydrologie.

Ces divers mécanismes sont rendus possibles par un élément moteur, le **soleil**, organe vital du **cycle hydrologique**.



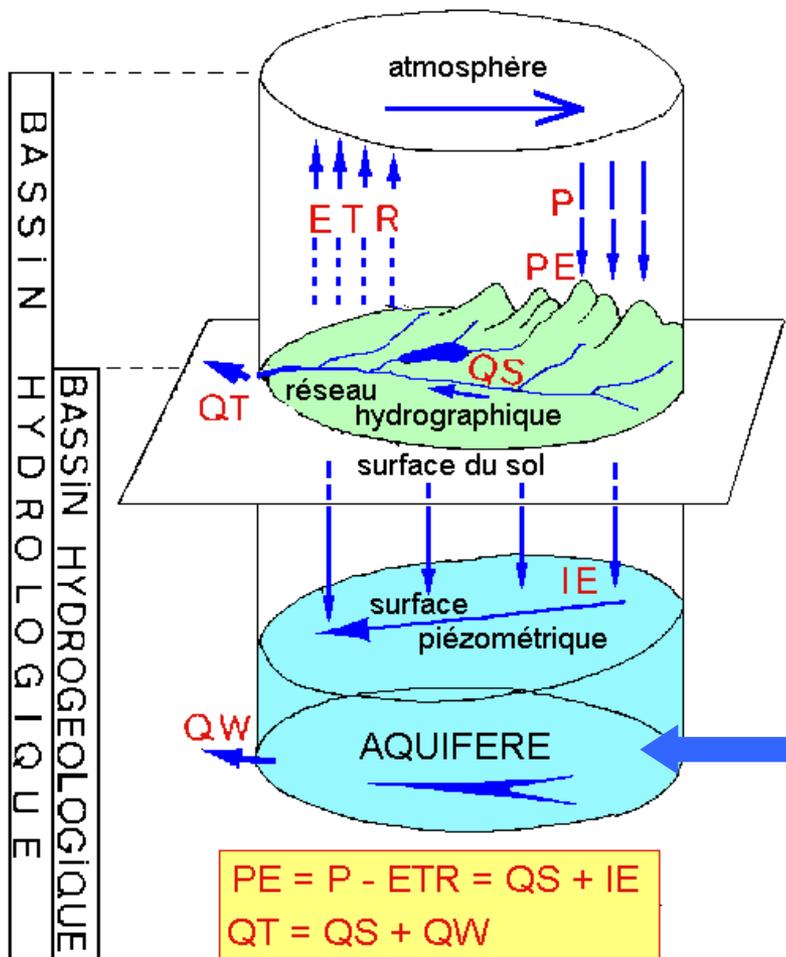
Le bassin hydrologique est circonscrit par les lignes de crêtes topographiques, délimitant le bassin versant d'un cours d'eau et de ses affluents. Il correspond donc, en surface au **bassin hydrogéographique**.

Il est admis que ses limites se superposent, au mieux, à celles du bassin hydrogéologique. Ces conditions sont en général réalisées pour les grandes unités, de l'ordre de quelques centaines de milliers de km².



Le bassin hydrogéologique est la fraction de l'espace du bassin hydrologique située sous la surface du sol. C'est le domaine des eaux souterraines.

En général, il correspond à un bassin sédimentaire. Ses limites sont imposées par la structure hydrogéologique.



L'aquifère, est l'unité de domaine d'étude des eaux souterraines. Le bassin hydrogéologique est constitué d'un ou de plusieurs aquifères.

2. La répartition des eaux

Nous pouvons concevoir la répartition des eaux sur la terre selon différents points de vue :

Une répartition **quantitative** et **qualitative** des eaux à l'échelle du globe, et par rapport aux différentes composantes du cycle hydrologique.

Une répartition **spatiale** du bilan de l'eau sur les continents et à l'échelle d'une zone géographique.

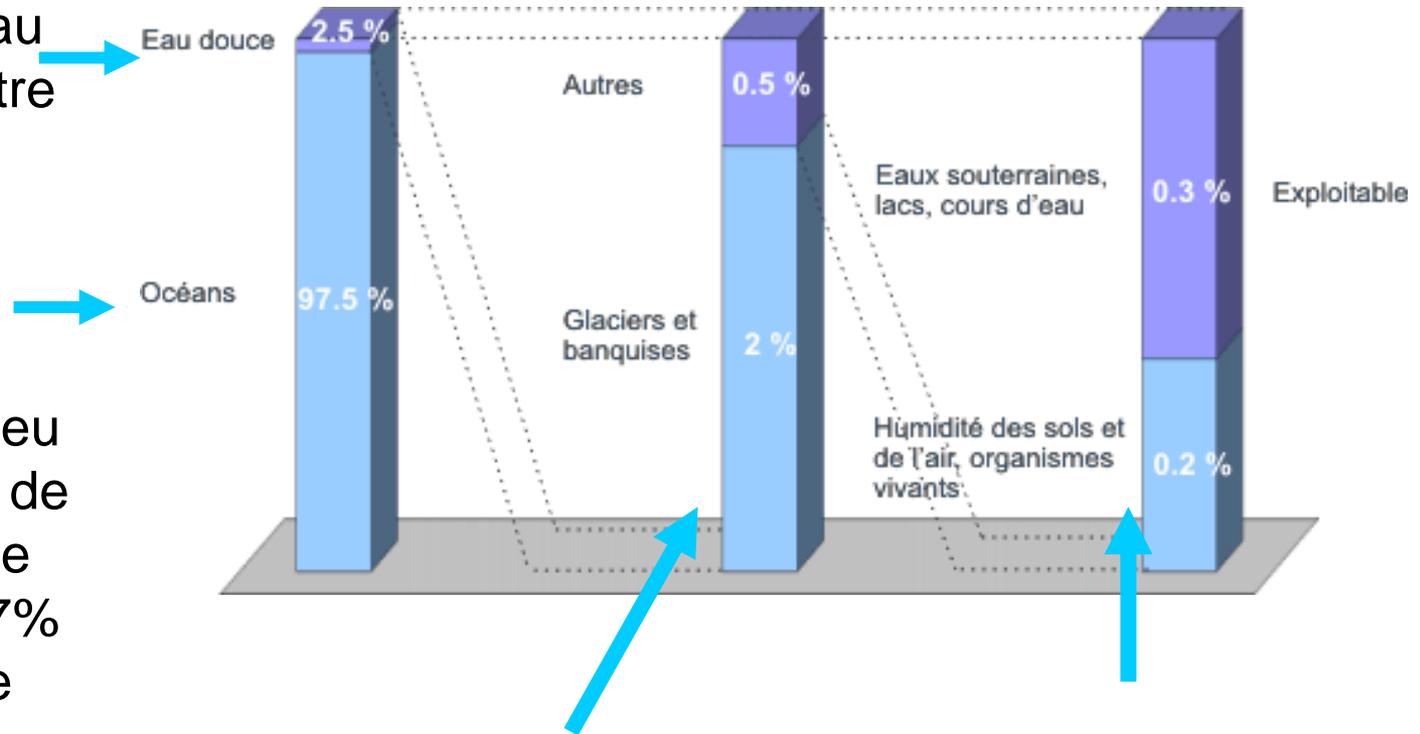
2.1 Etat et situation de l'eau à l'échelle du globe

Cette réserve d'eau douce est loin d'être entièrement exploitable.

Les océans occupent en effet une superficie à peu près égale à 70% de la surface du globe et représentent 97% de la masse totale d'eau dans la biosphère.

les 4/5 de l'eau douce (2%) sont mobilisés par les glaciers et les banquises des pôles. soit un volume d'environ $36 \cdot 10^6 \text{ km}^3$.

Le solde (0.5%) est constitué par les eaux souterraines, les lacs et les fleuves (0.3%), l'humidité des sols, de l'air et les organismes vivants (0.2%) (plantes et animaux)



3. Le bilan hydrique

Le **cycle de l'eau** peut-être analysé schématiquement selon les trois éléments suivants :

- Les **précipitations**,
- le **ruissellement** ou **écoulement de surface** et **l'écoulement souterrain**,
- **l'évaporation**.

Dans chacune des phases on retrouve respectivement un **transport d'eau**, un **emmagasinement temporaire** et parfois un **changement d'état**.

L'équation du bilan hydrique se fonde sur l'équation de continuité et peut s'exprimer comme suit, pour une période et un espace donnés :

bilan hydrologique qui représente le bilan des quantités d'eau **entrant** et **sortant** d'un système défini dans l'**espace** et dans le **temps**, à savoir l'année hydrologique (période d'une année très souvent différente de l'année civile).

$$\mathbf{P + S = R + E + (S \pm \Delta S)}$$

Avec :

P : précipitations (liquide et solide) [mm] ou [m³] ;

S : ressources disponible à la fin de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm] ;

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm] ;

E : évaporation (y compris évapotranspiration) ;

S+-ΔS : ressources accumulées à la fin de la période étudiée [mm].

Sous sa forme la plus générale et pour une période déterminée (mois, année), **ce bilan** peut s'écrire encore sous la forme simplifiée suivante :

$$\mathbf{E = I - O \pm \Delta S}$$

avec

E : évaporation [mm] ou [m³/s],

I : flux d'eau entrant [mm] ou [m³/s],

O : flux d'eau sortant [mm] ou [m³/s],

ΔS : variation de stockage [mm] ou [m³/s].

Si le bassin versant naturel est relativement **imperméable**, *la variation de stock* sur une période donnée peut être considérée comme **nulle ($\Delta S=0$)**.

Dès lors, on peut introduire le **déficit d'écoulement (D)** dans l'équation qui s'écrit :

$$D = I - O$$

Avec

I : flux d'eau entrant [mm] ou [m³/s],

O : flux d'eau sortant [mm] ou [m³/s],

Ce **déficit d'écoulement** représente essentiellement les **pertes** dues à l'**évaporation**.

Il peut être estimé à l'aide de mesures ou de méthodes de calcul. Par, les formules de **Turc** et **Coutagne** :

Formule de Turc

$$D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Avec:

D : déficit d'écoulement [mm],

P : pluie annuelle

T : température moyenne annuelle [°C].

$$L = 300 + 25 T + 0.05 T^3.$$

Formule de Coutagne

$$D = P - m \cdot P^2$$

Avec :

D : déficit d'écoulement [mm],

P : pluie annuelle [mm],

$$m = 1 / (0.8 + 0.16 T)$$

La connaissance du **déficit d'écoulement** permet d'évaluer le comportement du système ou la fiabilité des données sensées le décrire, par **comparaison** entre les **valeurs du déficit** calculées directement et les **valeurs estimées** dans un bassin versant plus grand.

Dans le bassin hydrologique de quelques centaines de Km², les **apports** sont fournis par les ***précipitations efficaces, (PE)*** et les **sorties** par le ***débit de l'écoulement total, (QT)***.

$$PE = QT$$

Dans le cas où l'égalité n'est pas respectée, il faut tenir compte des **apports** autres que ***le précipitations efficaces*** sur le domaine, ***le débit de prélèvement (QEX)*** et de ***la différence de réserves positive ou négative (ΔW)*** dans les bassins hydrogéologiques.

$$\Delta W. PE = QT + \Delta W - QEX$$

Dans le bassin hydrogéologique les **débites** des apports sont représentées par ***l'infiltration, (I)***, fraction des précipitations efficaces et les **sorties** par le débit de ***l'écoulement souterrain (QW)***.

$$I = QW$$

Dans l'aquifère le débit des apports est ***l'infiltration efficace, (IE)***. elle est représentée par le débit de ***l'écoulement souterrain, (QW)***, ajouté aux ***débites des prélèvements, (QEX)***.

$$IE = QW + QEX$$

Le bilan global moyen annuel d'une grande région ou d'un pays, d'ordre de grandeur de centaines de milliers de Km², est obtenu par la somme des bilans des bassins hydrologiques qui le constituent.

$$\mathbf{PE = P - ETR}$$

PE : précipitations efficaces

P : pluie annuelle [mm],

ETR : évapotranspiration réelle

Ce bilan global annuel des grands domaines correspond, soit au cycle global soit à chacun des cycles de deuxième ordre, **continental** ou **océanique**.

BILAN DES RESSOURCES EN EAU DE LA TUNISIE

- **Précipitations** : en moyenne 36.109 m³/an
 - **Evaporation et évapotranspiration** : 32,5.109 m³/an (90 % des précipitations)
 - **Ruissellement**: (Ressources en eau de surface) : 2,7.109 m³/an
(7,5 % des précipitations)
 - Sur ce volume de ruissellement: 0,6.109 m³/an proviennent **des écoulements de surface**
 - **Infiltration** (Ressources en eau souterraines renouvelables) : 1,4.109 m³/an
(3,9 % des précipitations)
- Nappes phréatiques** (faibles profondeurs : 0–50 m) : 737.106 m³/an
- Nappes profondes** (fortes profondeurs > 50 m) : 682.106 m³/an

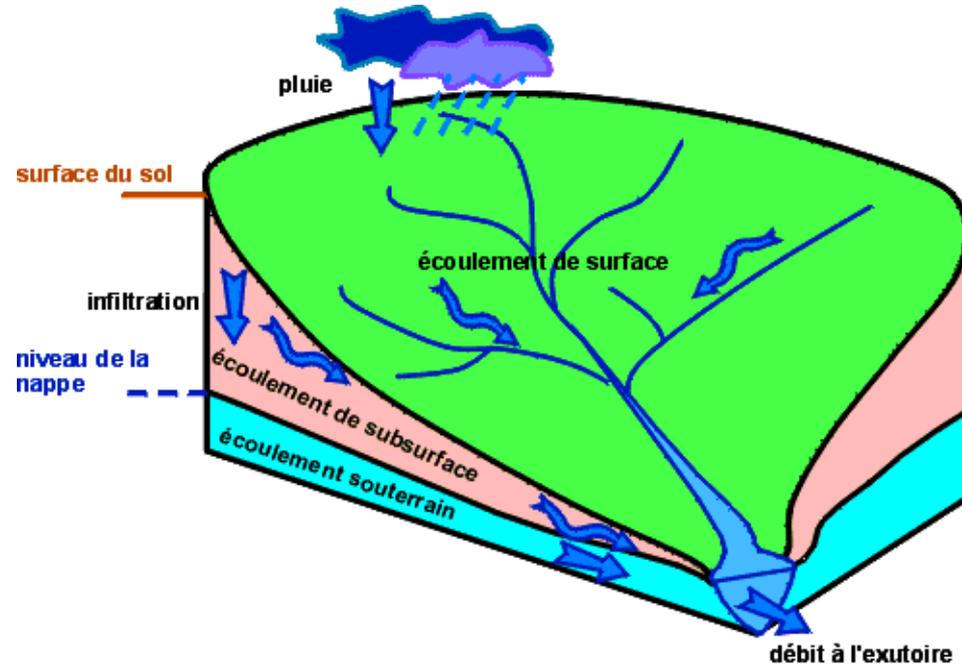
Bilan hydrologique moyen annuel de la Tunisie

Entrées	Sorties
<ul style="list-style-type: none">- Précipitations : $36.10^9 \text{ m}^3/\text{an}$- Eaux de surface entrant par les limites (Algérie) : $0,6.10^9 \text{ m}^3/\text{an}$	<ul style="list-style-type: none">- Ruissellement de surface : $2,7.10^9 \text{ m}^3/\text{an}$- Evaporation : $32,5.10^9 \text{ m}^3/\text{an}$- Infiltration aux nappes : $1,4.10^9 \text{ m}^3/\text{an}$- Sortie à la mer : négligeable
$36,6.10^9 \text{ m}^3/\text{an}$	$36,6.10^9 \text{ m}^3/\text{an}$

CHAPITRE II

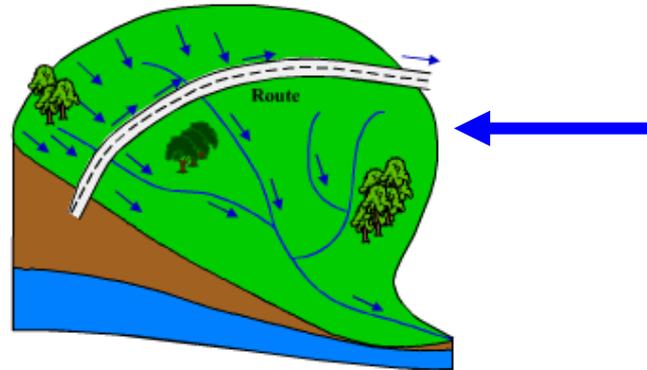
LE BASSIN VERSANT ET SON COMPLEXE

Le bassin versant est une unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique.

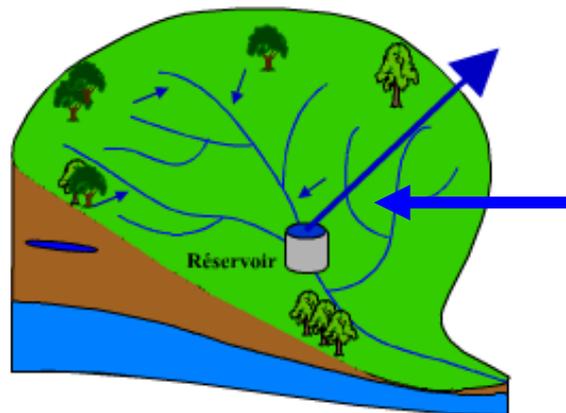


Donc c' est une surface hydrologiquement close, c'est-à-dire qu'aucun écoulement n'y pénètre de l'extérieur et que tous les excédents de précipitations s'évaporent ou s'écoulent par une seule section à l'exutoire

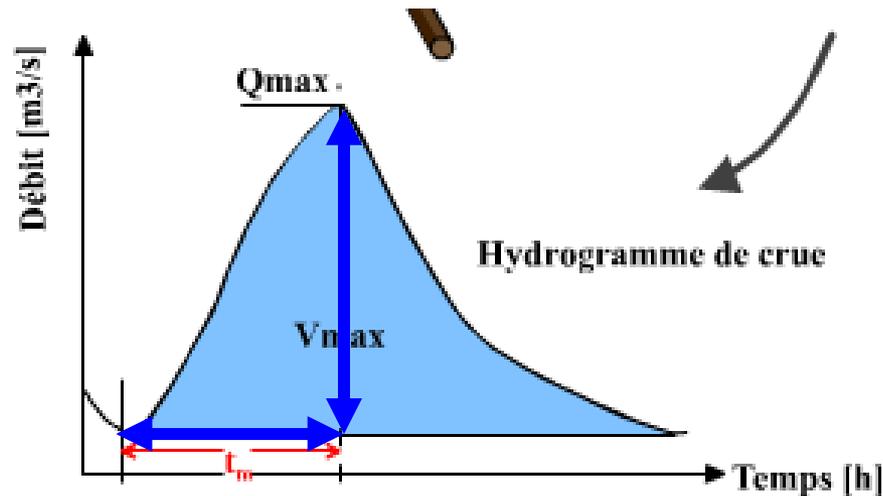
Lorsqu'on s'intéresse au ruissellement, la délimitation du bassin versant doit tenir compte des barrières artificielles (routes, chemins de fer, etc.).



L'hydrologie du bassin versant, et notamment la surface drainée, peuvent être aussi modifiées par la présence d'apports latéraux artificiels (réseaux d'eaux, routes, ou des dérivations artificielles modifiant le bilan hydrologique).



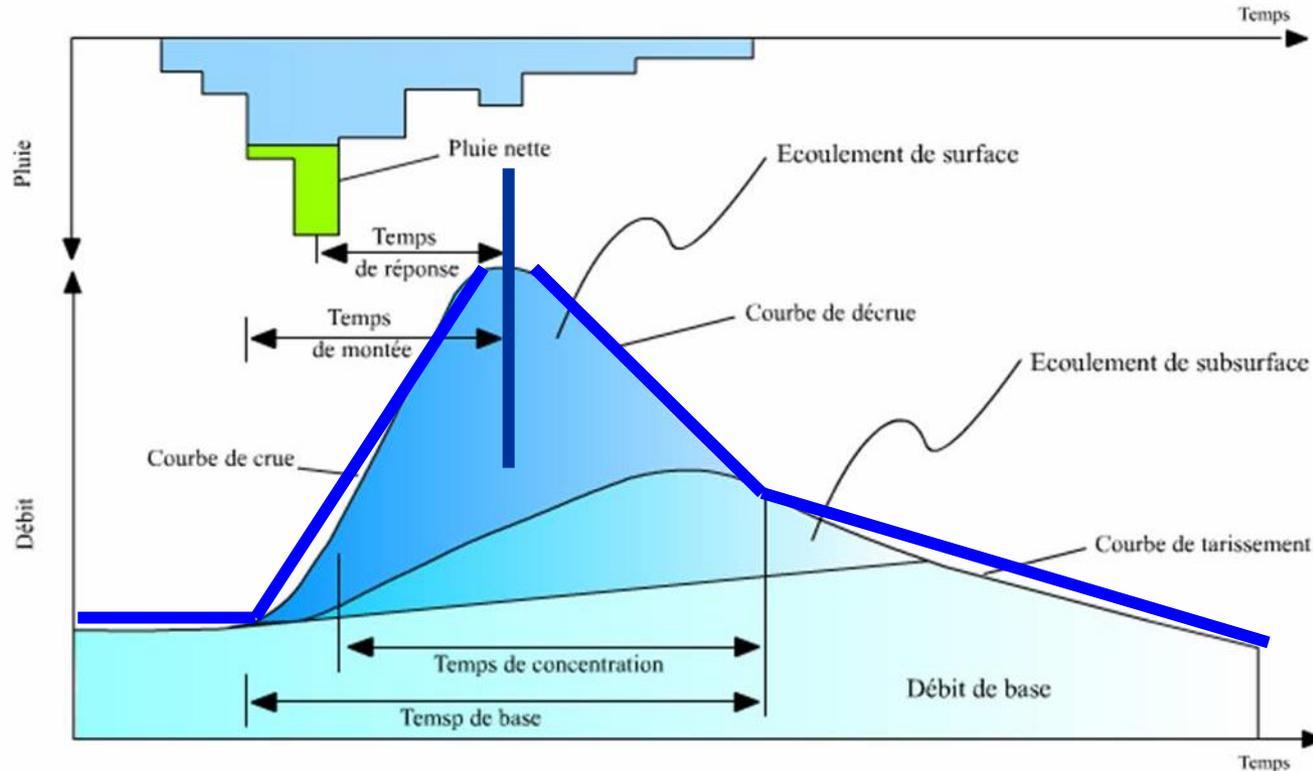
L'analyse du comportement hydrologique d'un bassin versant s'effectue le plus souvent par le biais de l'étude de la **réaction hydrologique** du bassin face à la **précipitation**.



Cette réaction hydrologique du bassin versant est caractérisée par:

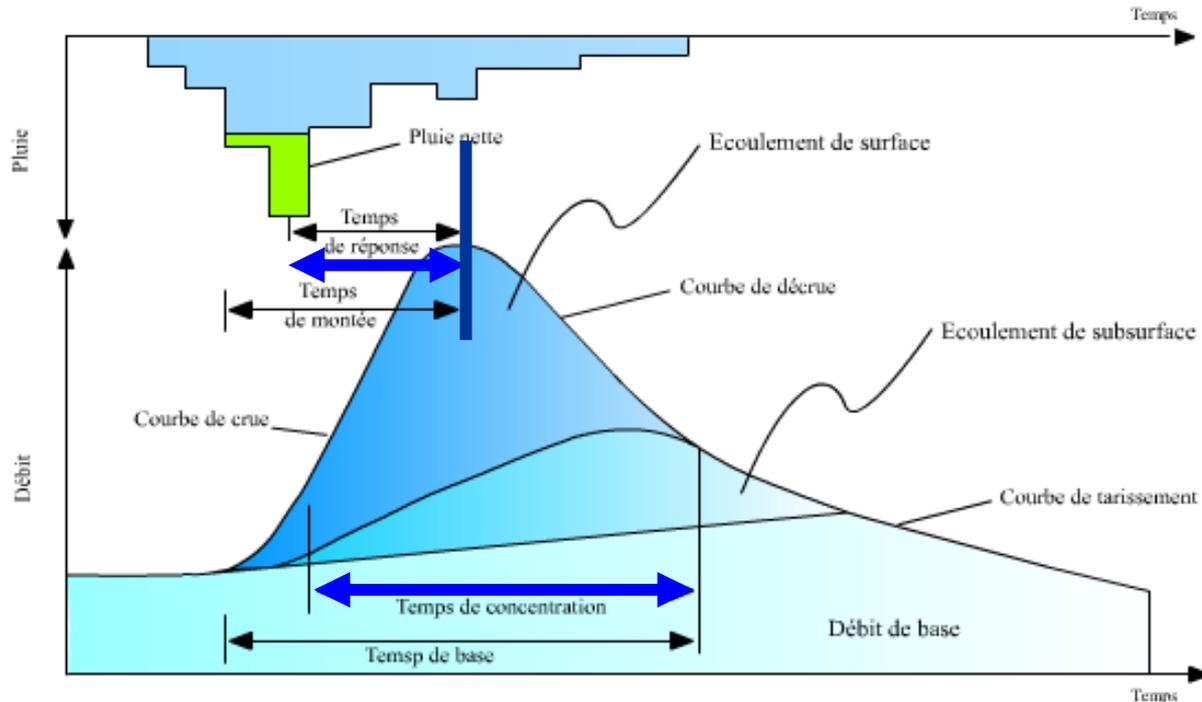
- **sa vitesse** (temps de montée t_m , défini comme le temps qui s'écoule entre l'arrivée de la crue et le maximum de l'hydrogramme) et
- **son intensité** (débit de pointe Q_{max} , volume maximum V_{max} .)

Une **averse**, tombant sur un bassin versant de caractéristiques connues, provoque à l'exutoire du bassin considéré un hydrogramme.



Cette hydrogramme de crue présente la forme générale d'une courbe dissymétrique que l'on divise en quatre parties : tarissement (avant la pluie nette), crue, décrue et tarissement

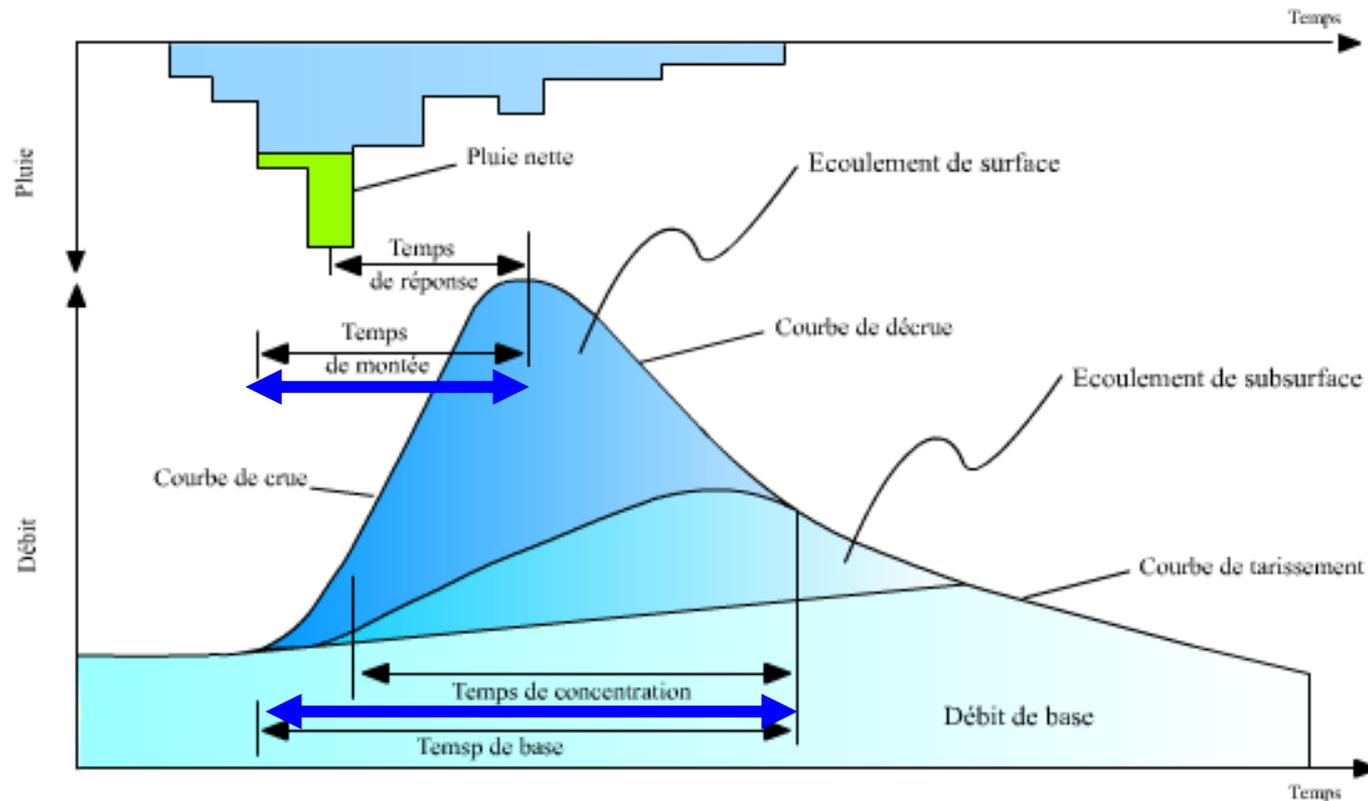
Temps de réponse du bassin t_p – c'est l'intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie nette de la pointe de crue ou parfois du centre de gravité de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface.



Temps de concentration t_c - C'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée de l'exutoire pour parvenir à celui-ci.

On peut estimer t_c en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement direct (i.e. fin de l'écoulement de surface).

Temps de montée t_m - C'est le temps qui s'écoule entre l'arrivée à l'exutoire de l'écoulement rapide et le maximum de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface.



Temps de base t_b - C'est la durée du ruissellement direct, c'est-à-dire la longueur sur l'abscisse des temps de la base de l'hydrogramme dû à l'écoulement de surface.

Le temps de concentration t_c des eaux sur un bassin versant se définit comme le maximum de durée nécessaire à une goutte d'eau pour parcourir le chemin hydrologique entre un point du bassin et l'exutoire de ce dernier

Il est composé de trois termes différents :

t_h : Temps d'humectation. Temps nécessaire à l'imbibition du sol par l'eau qui tombe avant qu'elle ne ruisselle.

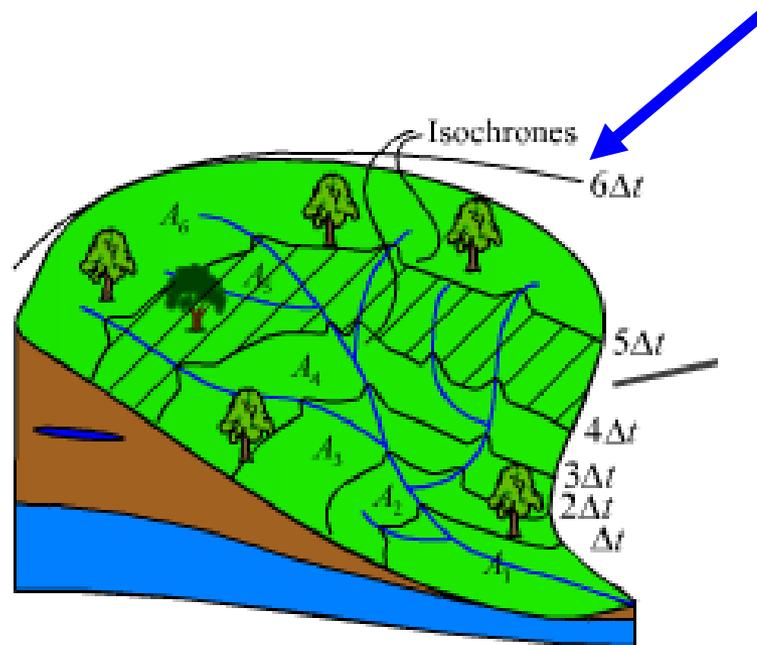
t_r : Temps de ruissellement ou d'écoulement. Temps qui correspond à la durée d'écoulement de l'eau à la surface ou dans les premiers horizons de sol jusqu'à un système de collecte .

t_a : Temps d'acheminement. Temps mis par l'eau pour se déplacer dans le système de collecte jusqu'à l'exutoire

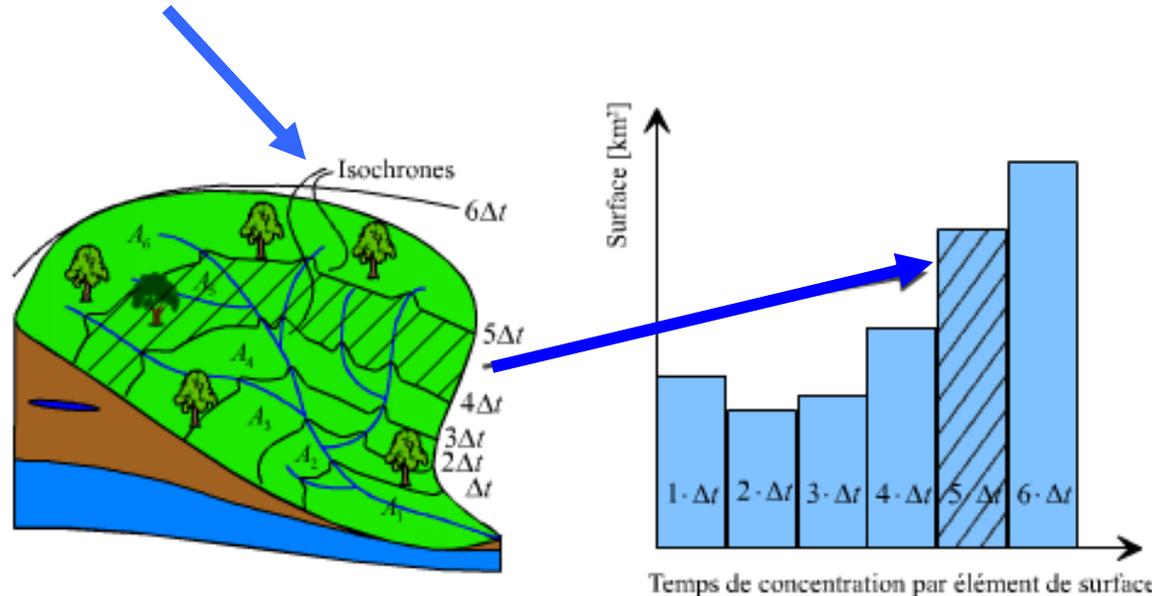
Théoriquement on estime que t_c est la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement .

$$T_c = \max (\sum(t_h+t_r+t_a))$$

Les courbes isochrones représentent les courbes d'égal temps de concentration des eaux sur le bassin versant.



l'isochrone la plus éloignée de l'exutoire représente le temps mis pour que toute la surface du bassin versant contribue à l'écoulement à l'exutoire après une averse uniforme.



Le tracé du réseau des isochrones permet de comprendre le comportement hydrologique d'un bassin versant et l'importance relative de chacun de ses sous-bassins.

Donc, ces courbes permettent de déterminer, l'hydrogramme de crue résultant d'une pluie tombée sur le bassin.

Le bassin versant fonctionne, donc comme un collecteur chargé de recueillir les précipitations et de les transformer en écoulement à l'exutoire.

Cette transformation ne va pas sans pertes en eaux et ces pertes dépendent des conditions climatologiques régnant sur le bassin versant, et des caractéristiques physiques de ce dernier.

Deux bassins soumis aux mêmes conditions climatiques peuvent avoir un régime d'écoulement totalement différent.

Cette différence est principalement causée par les diverses caractéristiques physiques des deux bassins.

Le bassin versant peut être caractérisé par :

- **sa morphologie (forme, relief, densité de drainage)**
- **la nature du sol**
- **la couverture végétale**

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en partie reliés à sa surface.

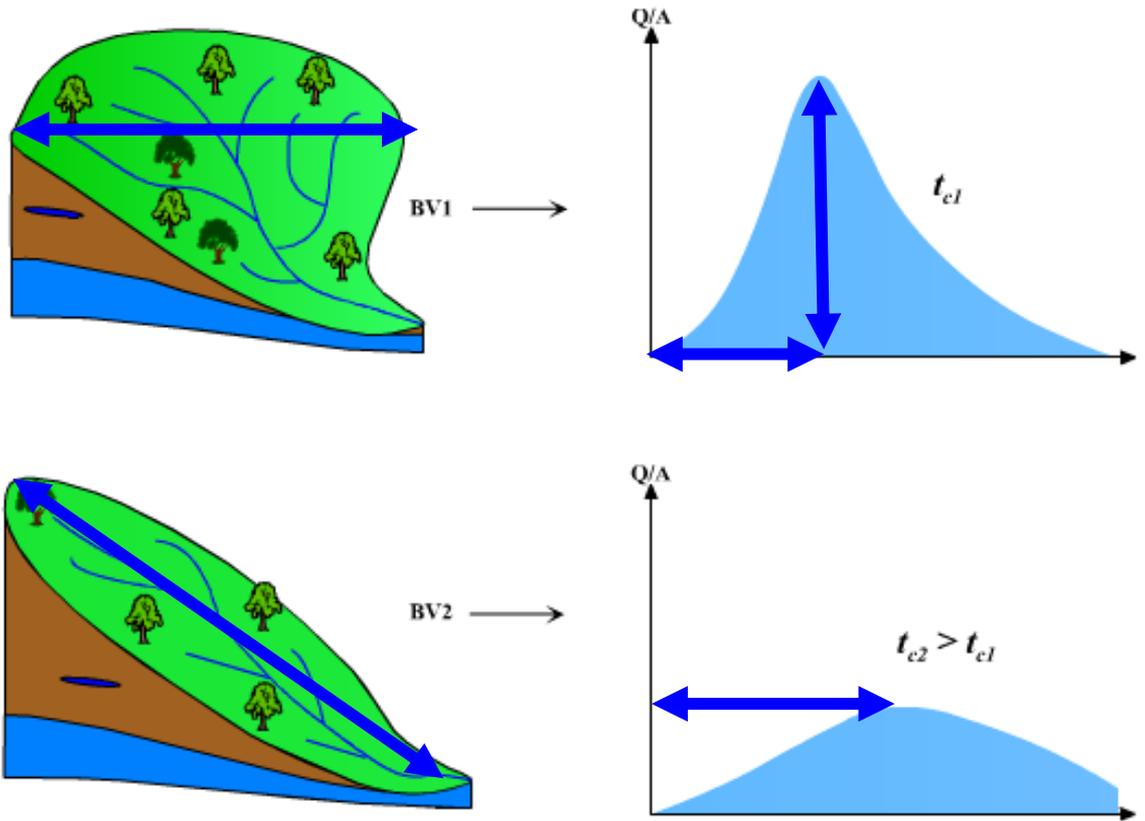
La surface du bassin versant peut être mesurée par :

- superposition d'une grille dessinée sur papier transparent,
- par l'utilisation d'un planimètre ou, mieux
- par des techniques de digitalisation.

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant.

ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire. Ce phénomène est lié à la notion de **temps de concentration**.

Les bassins en forme d'éventail (**BV1**), présentant un temps de concentration plus court (t_{c1}), auront les plus forts débits de pointe.



une forme allongée (**BV2**) favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux.

L'indice de compacité de Gravelius : K_G

$$K_G = \frac{P}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot A}} \approx 0.28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Avec :

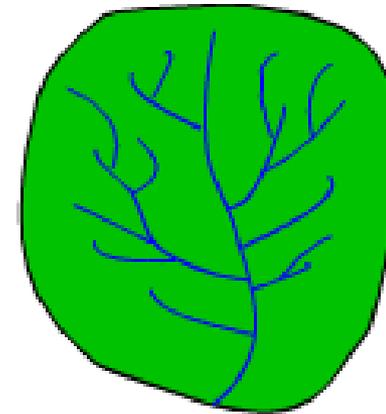
K_G : est l'indice de compacité de Gravelius,

A : surface du bassin versant [km²],

P : périmètre du bassin [km].

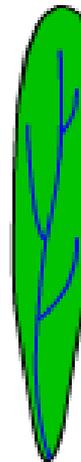
Cet indice se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface.

Il est **proche de 1** pour un bassin versant de forme quasiment circulaire

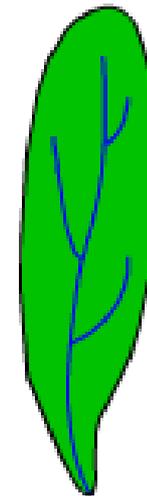


→ $K_G = 1,1$

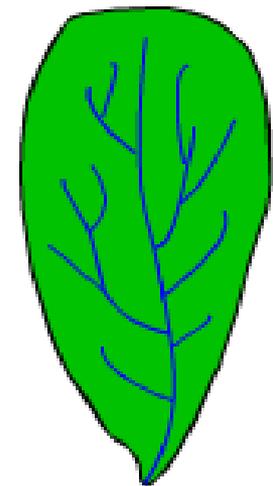
et **supérieur à 1** lorsque le bassin est de forme allongée.



→ $K_G = 1,6$



$K_G = 1,3$

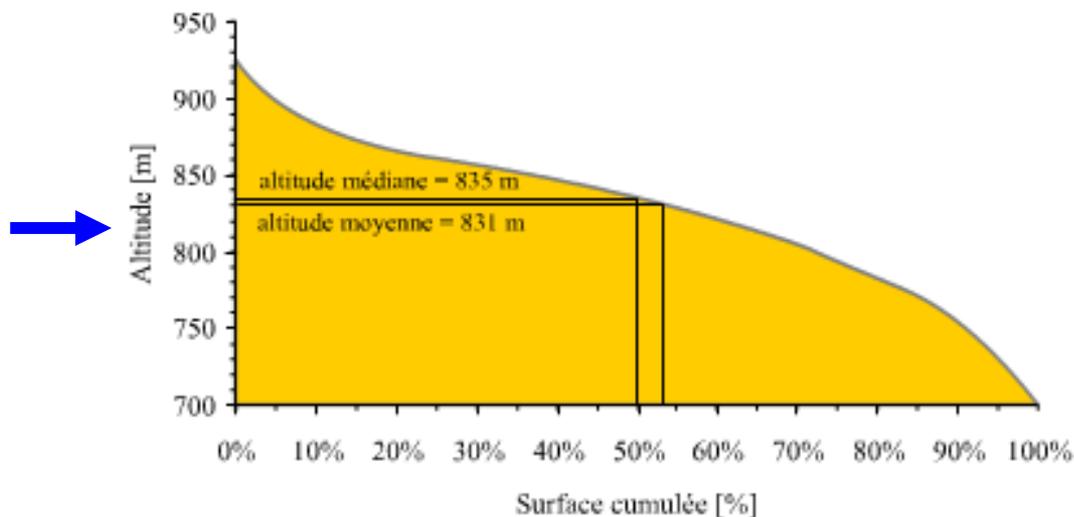


$K_G = 1,2$

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude et la morphologie du bassin.

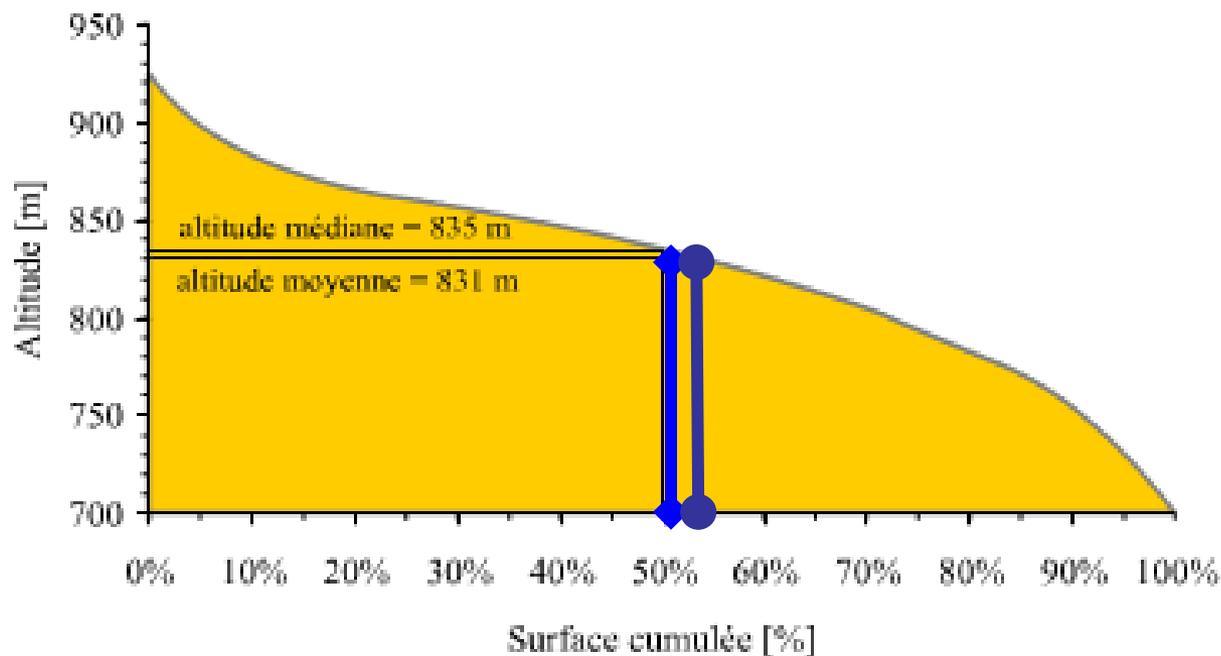
En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement. Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques suivants :

Cette courbe hypsométrique représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude.



Elle exprime la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude.

L'altitude médiane correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique.



Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière.

Les altitudes maximales et minimales sont obtenues directement à partir de cartes topographiques

L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin.

L'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire.

Ces deux données deviennent importantes lors du développement de certaines relations faisant intervenir des variables climatologiques telles que:

- la température,
- la précipitation et
- le couvert neigeux.

Elles déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente.

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la définir comme suit :

$$H_{\text{moy}} = \sum \frac{A_i \cdot h_i}{A}$$

Avec :

H_{moy} : altitude moyenne du bassin [m] ;

A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau [km²] ;

h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m] ;

A : superficie totale du bassin versant [km²].

La pente moyenne est une caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin.

Elle donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct - donc sur le temps de concentration t_c - et influence directement le débit de pointe lors d'une averse.

La méthode proposée par **Carlier** et **Leclerc** consiste à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données.

Une valeur approchée de la pente moyenne est alors donnée par la relation suivante :

$$i_m = \frac{D \cdot L}{A}$$

Avec

i_m : pente moyenne [m/km ou 0/00],

L : longueur totale de courbes de niveau [km],

D : équidistance entre deux courbes de niveau [m],

A : surface du bassin versant [km²].

L' **indice de pente** i_p se calcule à partir du rectangle équivalent. Il est égal à la somme des racines carrées des pentes moyennes de chacun des éléments pondérés par la surface intéressée, soit :

$$i_p = \frac{1}{L} \cdot \sum_{i=1}^n \left(x_i \cdot \sqrt{\frac{d}{x_i}} \right)$$

où

- i_p : indice de pente [%],
- L : longueur du rectangle [m],
- x_i : distance qui sépare deux courbes sur la rectangle [m] (la largeur du rectangle étant constante, cette distance est égale au facteur de pondération),
- d : distance entre 2 courbes de niveau successives (peut être variable) [m],
- d/x_i : pente moyenne d'un élément [%].

Le bassin versant rectangulaire résulte d'une transformation géométrique du bassin réel dans laquelle on conserve la même superficie, le même périmètre et donc la même répartition hypsométrique.

Les courbes de niveau deviennent des droites parallèles aux côtés du rectangle.

La climatologie, la répartition des sols, la couverture végétale et la densité de drainage restent inchangées entre les courbes de niveau.

Si **L** et **l** représentent respectivement la longueur et la largeur du rectangle équivalent, alors :

Le périmètre du rectangle équivalent vaut $P = 2 \cdot (L + l)$

La surface $A = L \cdot l$

Le coefficient de compacité $K_G = 0.28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$

En combinant ces trois relations, on obtient cette relation:

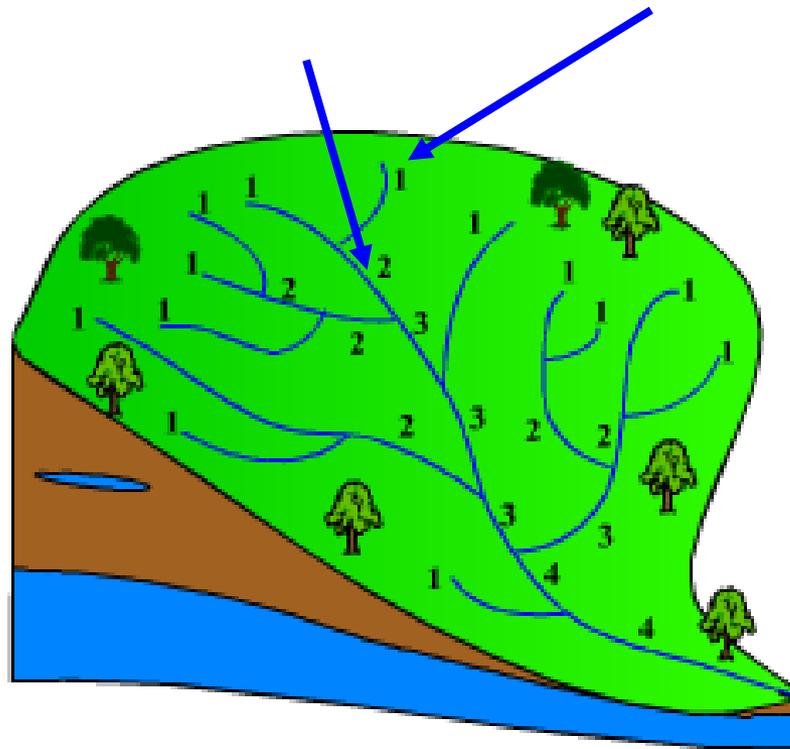
$$L = \frac{K_G \cdot \sqrt{A}}{1.12} \cdot \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right) \text{ si } K_G \geq 1.12$$

Le tracé des droites de niveau du rectangle équivalent découle directement de la répartition hypsométrique cumulée.

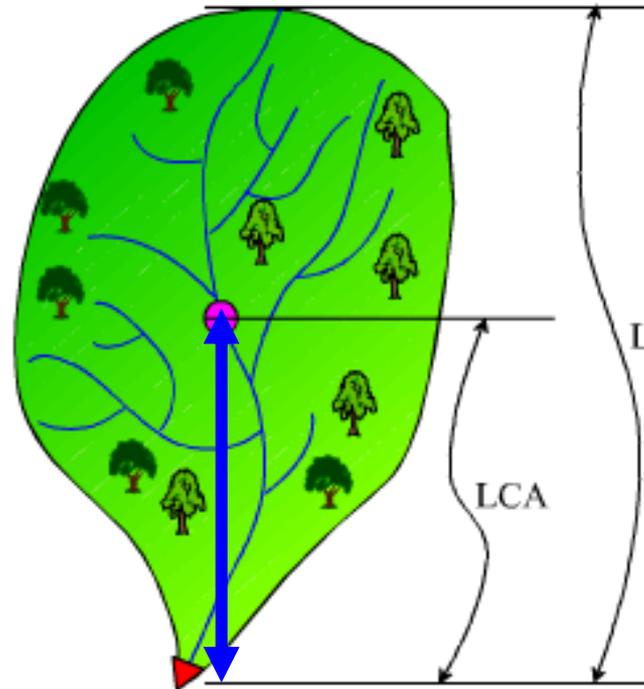
La topologie étudie les notions de voisinage et de limite. Elle est utile dans la description du réseau hydrographique en proposant une classification

Cette classification permet de décrire sans ambiguïté le développement du réseau de drainage d'un bassin de l'amont vers l'aval. Elle se base sur les règles suivantes :

- Tout cours d'eau dépourvu de tributaires est d'ordre 1.
- Le cours d'eau formé par la rencontre de deux cours d'eau d'ordre différent prend l'ordre du plus élevé des deux.
- Le cours d'eau formé par la rencontre de deux cours d'eau du même ordre est augmenté de un.

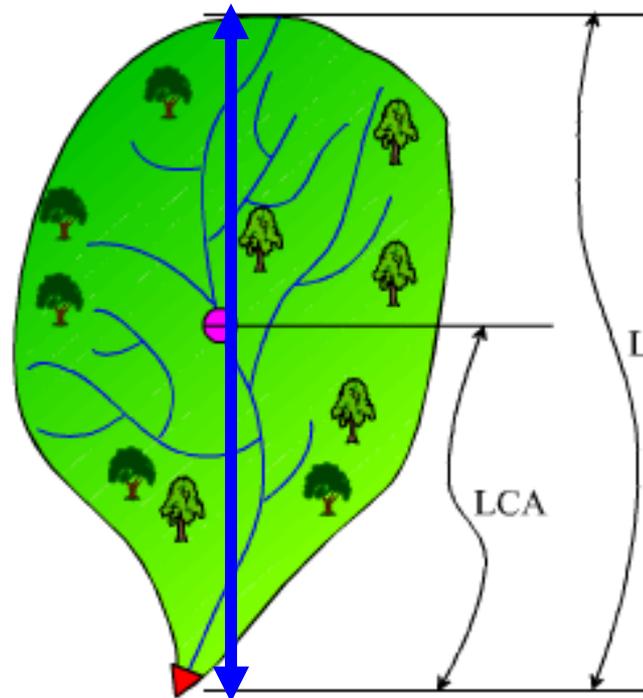


Un bassin versant se caractérise principalement par les deux longueurs:



• **La longueur (LCA)** est une distance curviligne mesurée le long du cours d'eau principal depuis l'exutoire jusqu'à un point représentant la projection du centre de gravité du bassin .

La longueur du cours d'eau principal (L) est la distance curviligne depuis l'exutoire jusqu'à la ligne de partage des eaux, en suivant toujours le segment d'ordre le plus élevé lorsqu'il y a un embranchement et par extension du dernier jusqu'à la limite topographique du bassin versant.



- Si les deux segments à l'embranchement sont de même ordre, on suit celui qui draine la plus grande surface.

La pente moyenne du cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration.

Le calcul des pentes moyennes et partielles de cours d'eau s'effectue à partir du profil longitudinal du cours d'eau principal et de ses affluents.

La méthode la plus fréquemment utilisée pour calculer la pente longitudinale du cours d'eau consiste à diviser la différence d'altitude entre les points extrêmes du profil par la longueur totale du cours d'eau.

$$P_{\text{moy}} = \frac{\Delta H_{\text{max}}}{L}$$

Avec

P_{moy} : pente moyenne du cours d'eau [m/km] ;

ΔH_{max} : dénivellation maximale de la rivière [m] (différence d'altitude entre le point le plus éloigné et l'émissaire) ;

L : longueur du cours d'eau principal [km].

La densité de drainage dépend de la géologie , des caractéristiques topographiques du bassin versant et des conditions climatologiques et anthropiques.

La densité de drainage, introduite par **Horton**, est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant :

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A}$$

Avec

D_d : densité de drainage [km/km²] ;

L_i : longueur de cours d'eau [km] ;

A : surface du bassin versant [km²].

Pour caractériser la capacité d'un bassin versant à ruisseler un indice est très souvent utilisé en hydrologie de surface, c'est :

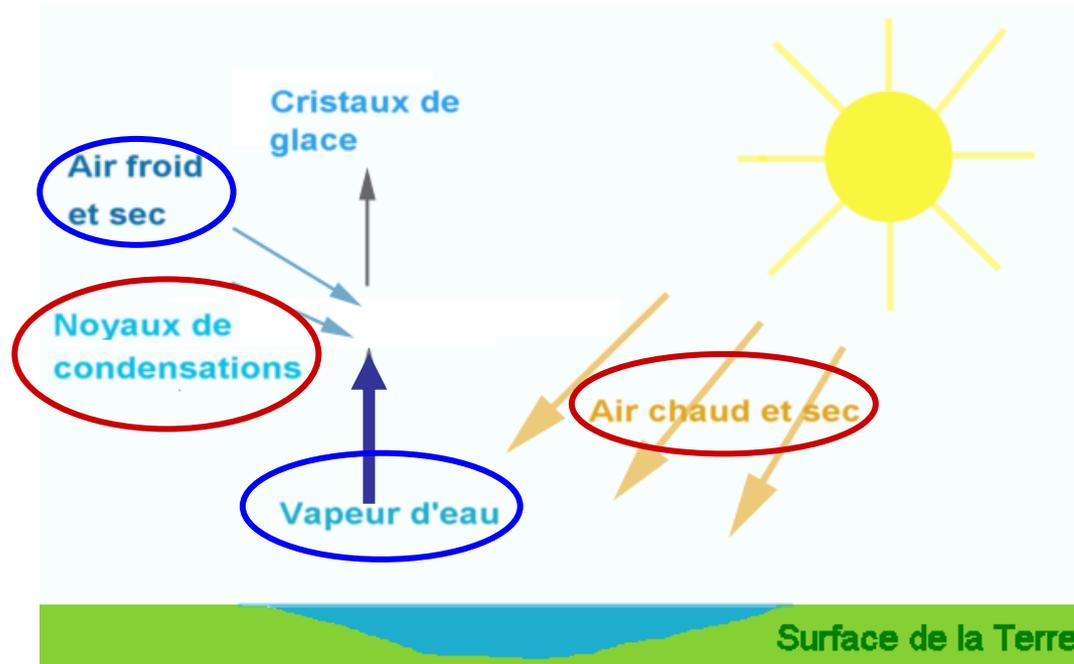
le coefficient de ruissellement (Cr) qui est défini comme suit :

$$C_r = \frac{\textit{Hauteur d'eau ruisselée [mm]}}{\textit{Hauteur d'eau précipitée [mm]}}$$

CHAPITRE III

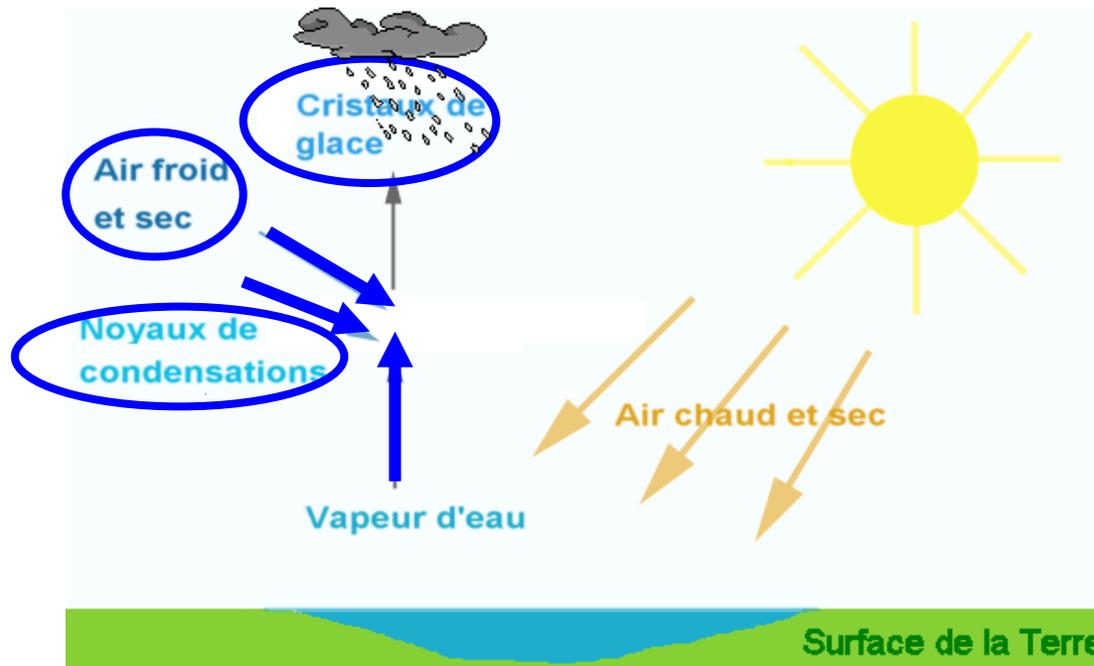
PRECIPITATIONS

Pour qu'il y ait formation de précipitations, il faut de la vapeur d'eau, un noyau de condensation et des turbulences.



La vapeur d'eau peut-être dûe à un réchauffement des cours d'eau ou une transpiration des plantes (évapotranspiration)

une fois arrivée dans le nuage, elle est entraînée par des courants d'air froid ; la présence **d'un noyau de condensation** permet la rotation de la vapeur d'eau autour de ce noyau de condensation :



le nuage se forme; en l'absence de noyaux de condensation, une **gouttelette d'eau** peut se former partiellement; **si la température** est négative au sommet du nuage, il y a alors passage de l'eau à l'état liquide à des cristaux de glace .

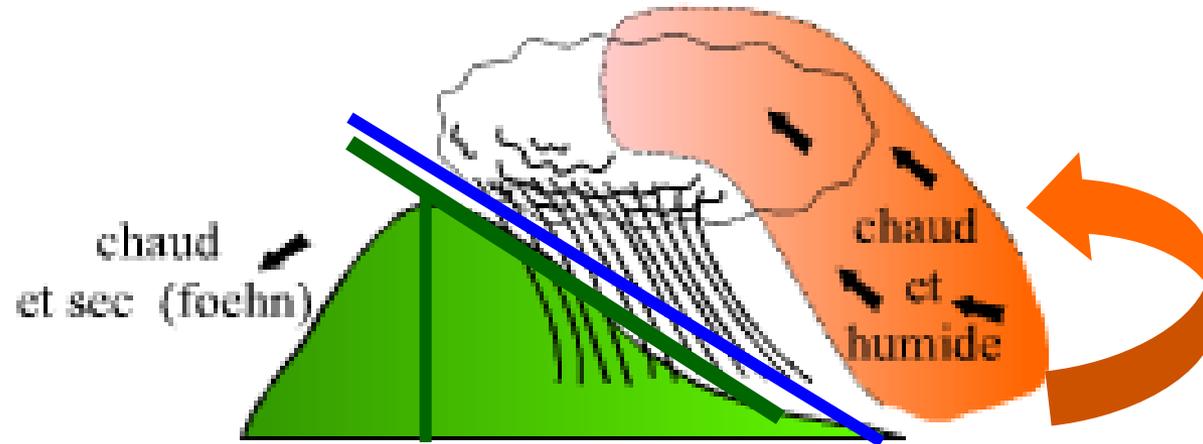
Les cristaux de glaces situés au sommet du nuage peuvent donner différents types de précipitations :



Les précipitations convectives qui sont d'une forte intensité et peuvent être accompagnées d'orage ou de grêle mais elles ne durent pas longtemps.

Elles se produisent par l'instabilité convective de l'air qui est associée à des nuages de types cumulus (forme arrondis).

Les précipitations orographique Comme son nom l'indique (du grec oros, montagne),

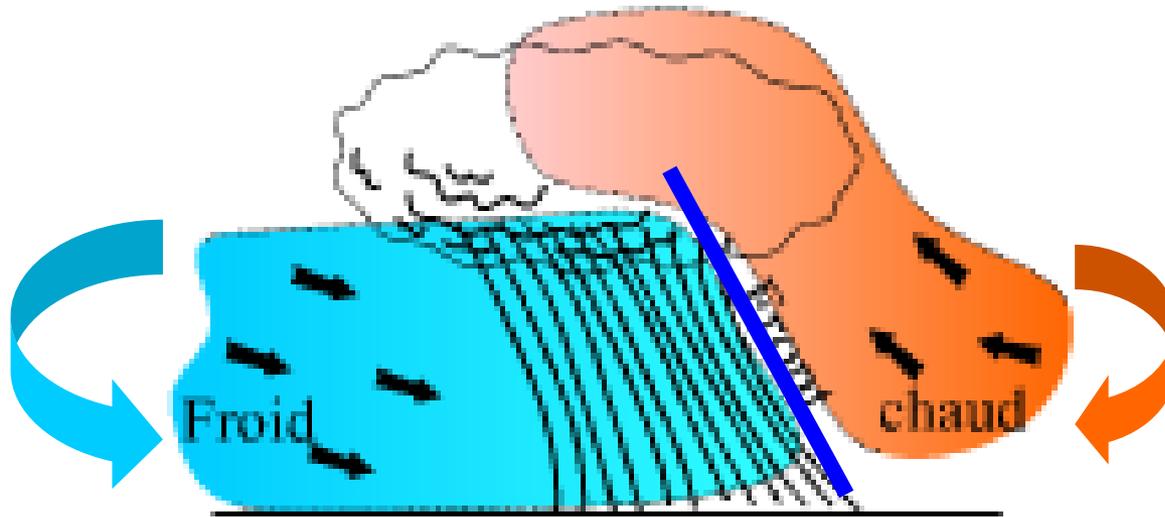


ce type de précipitations résulte de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique.

Les caractéristiques des précipitations orographiques dépendent : de **l'altitude**, de **la pente**, de **son orientation** et de **la distance** séparant l'origine de la masse d'air chaud du lieu de soulèvement.

Elles présentent une **intensité** et une **fréquence** assez régulières.

Ce type de précipitations se produit souvent au niveau des massifs montagneux.



Les précipitations frontales ou de type cyclonique.

Elles sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme « **fronts** ».

Les fronts froids (une masse d'air froide pénètre dans une région chaude) créent des précipitations brèves, peu étendues et intenses.

les fronts chauds (une masse d'air chaude pénètre dans une région occupée par une masse d'air plus froide) génèrent des précipitations longues, étendues, mais peu intenses.

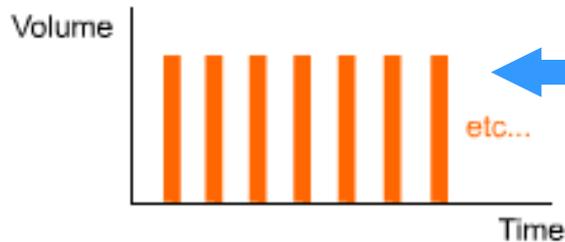
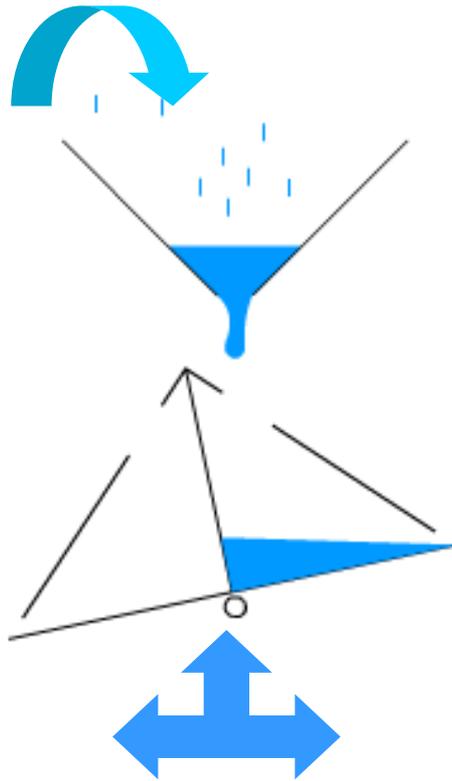
Les différents instruments permettant la mesure des précipitations sont:

Le pluviographe



Cet appareil comporte, en dessous de son entonnoir de collecte l'eau de pluie,

Pluie



Represent a signal,
that is being recorded

un dispositif particulier,
permet de déterminer la
hauteur de précipitation et
sa répartition dans le temps
donc son intensité

Une pièce pivotante dont les deux compartiments peuvent recevoir l'eau de pluie tour à tour (augets basculeurs).

Quand un poids d'eau s'est accumulé dans un des compartiments, la bascule et change de position, ces basculements sont comptés **mécaniquement** avec enregistrement sur papier enroulé, soit **électriquement** par comptage d'impulsions

Le pluviomètre



instrument de base de la mesure des liquides ou solides.

Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée dans un intervalle de temps séparant deux relevés.

Le réseau d'observation est un réseau formé par l'ensemble des stations pluviométriques pour un bassin versant ou une région donnés.



Ils fournissent des mesures ponctuelles publiées, par les services publiques, dans des annuaires pluviométriques

L'intensité moyenne (im) d'une averse s'exprime par le rapport entre la hauteur de pluie totale observée durant la durée **t** de l'averse :

$$i m = h/t$$

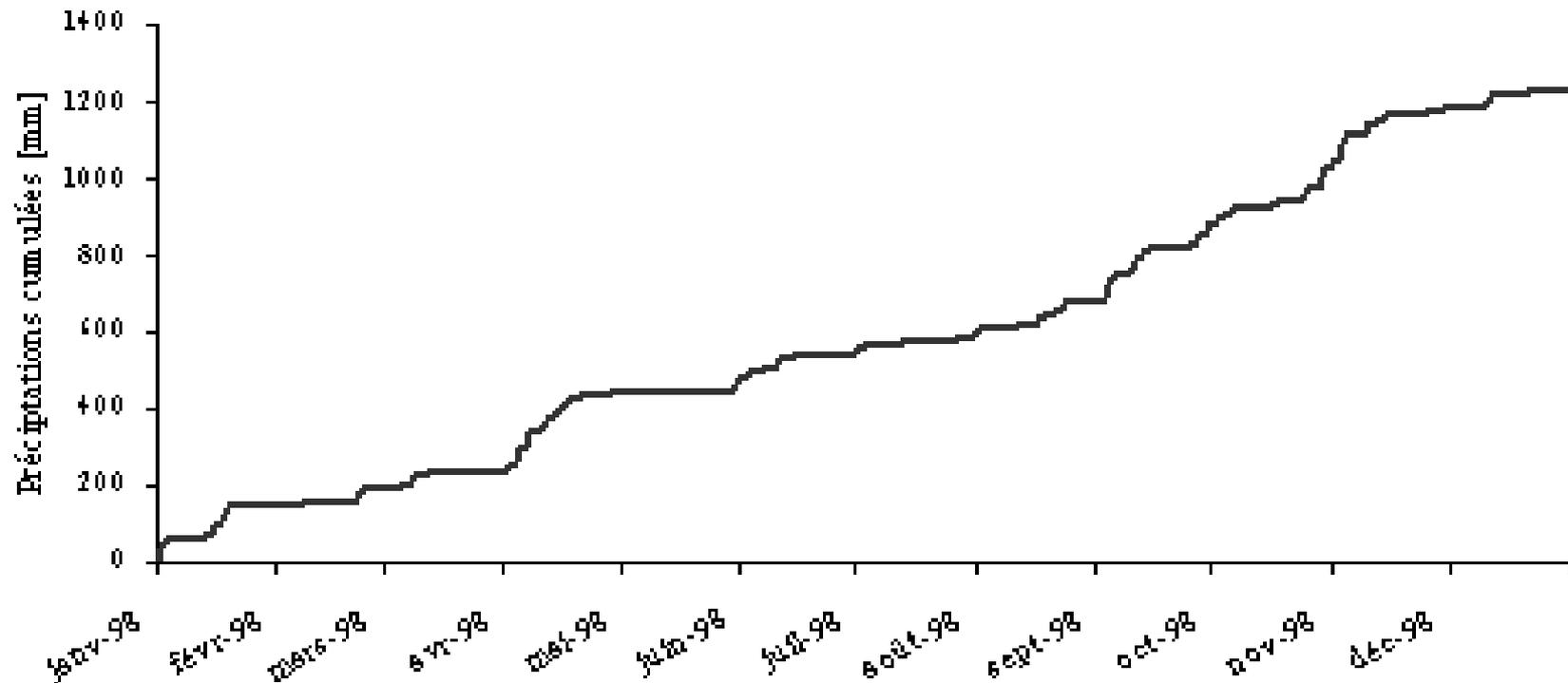
im : intensité moyenne de la pluie [**mm/h, mm/min**] ou intensité spécifique en prenant en compte la surface [**l/s.**]

h : hauteur de pluie de l'averse [**mm**],

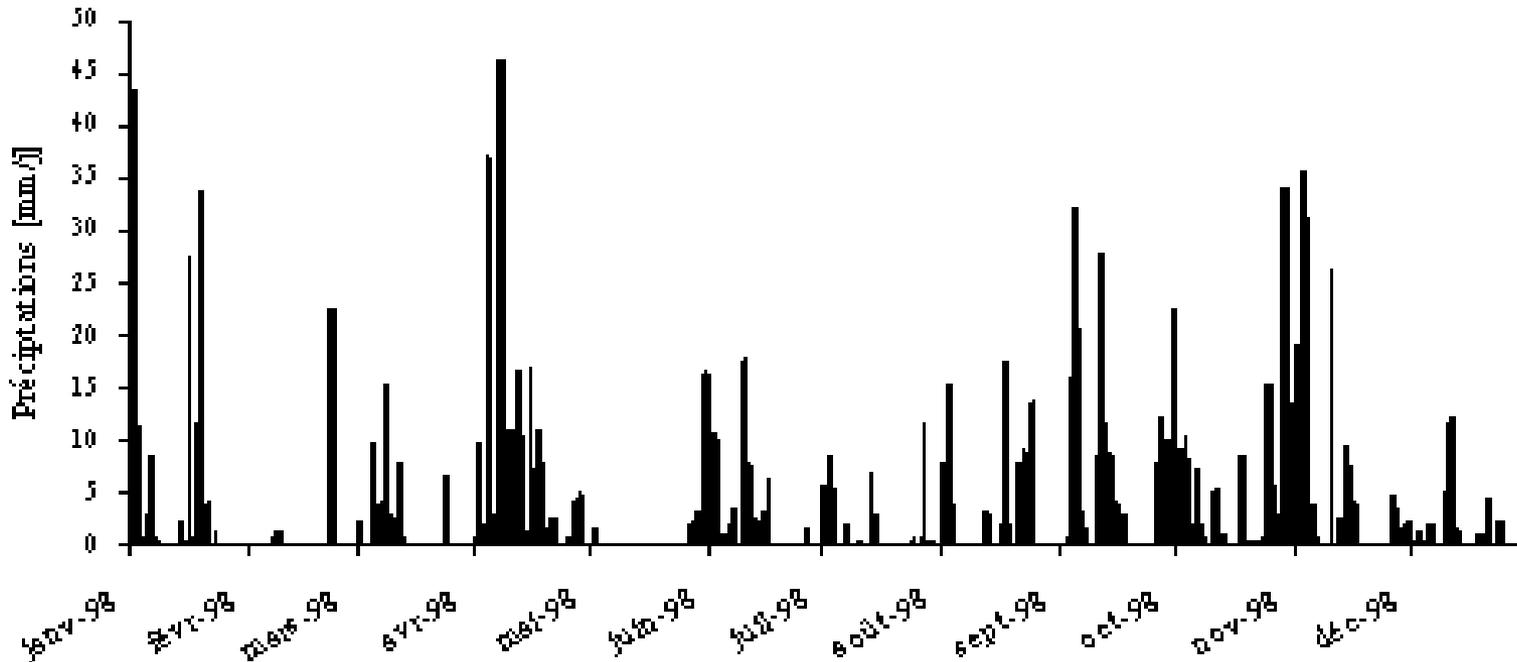
t : durée de l'averse [**h ou min**].

Deux types de courbes déduites des enregistrements d'un **pluviographe** permettent d'analyser les averses d'une station :

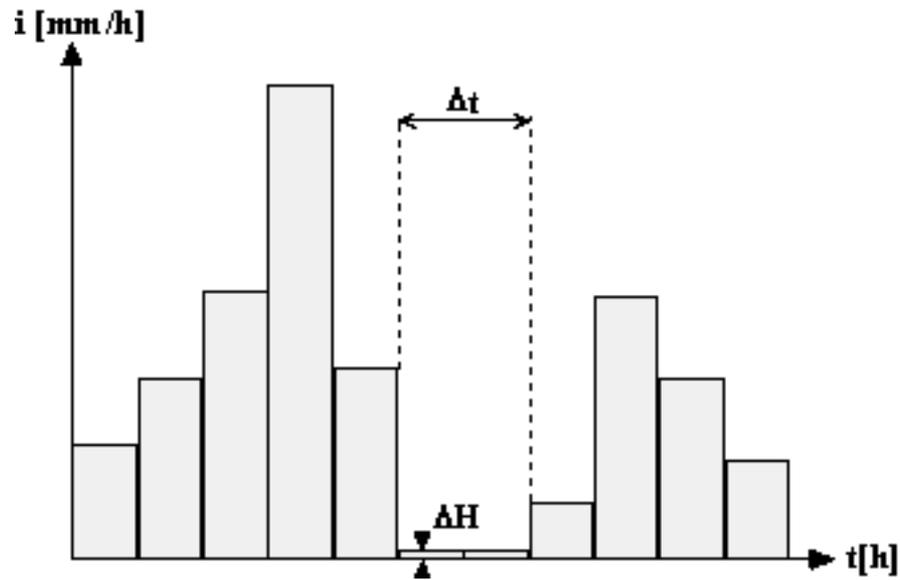
La courbe des hauteurs de pluie cumulées représente en ordonnée, pour chaque instant t , l'intégrale de la hauteur de pluie tombée depuis le début de l'averse.



La représentation, sous la forme d'un histogramme, de **l'intensité** de la pluie en fonction du **temps**.



En représentant les averses sous forme de hyétogrammes, la problématique de la séparation des averses se résume comme suit :



- 1 - Si la précipitation ΔH tombant durant l'intervalle de temps Δt qui les sépare est inférieure à un certain seuil
- 2 - Si cet intervalle de temps Δt est lui-même supérieur à une certaine valeur

Lorsque on étudie des grandeurs comme **les précipitations** ou les **débits de crue** d'un point de vue statistique, on détermine la probabilité pour qu'une **intensité i** ne soit pas atteinte ou dépassée soit inférieure ou égale à une valeur x_i .

Cette probabilité est donnée, si l'intensité **i** représente une variable aléatoire, par la relation suivante :

$$F(x_i) = P(i \leq x_i)$$

On définit **le temps de retour T**: nombre d'année séparant un événement de grandeur donnée d'un second événement d'une grandeur égale ou supérieure.

$$T = \frac{1}{1 - F(x_i)}$$

l'unité $1 - F(x_i)$: est appelé

- probabilité de dépassement,
- fréquence de dépassement ou encore
- fréquence d'apparition.

L'analyse des pluies a permis donc, de définir deux lois de pluviosité qui peuvent s'exprimer de la manière suivante :

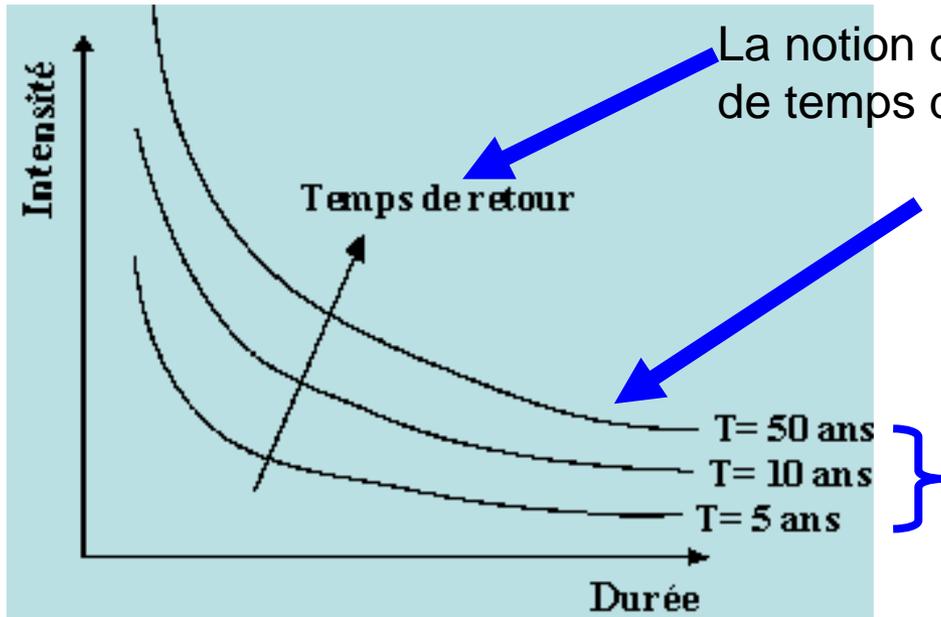
1 ▪ Pour une même fréquence d'apparition - donc un même temps de retour : l'intensité d'une pluie est d'autant plus forte que sa durée est courte.

2 ▪ Ou encore, à durée de pluie égale, une précipitation sera d'autant plus intense que sa fréquence d'apparition sera petite (donc que son temps de retour sera grand)

Ces deux lois permettant d'établir les relations entre **les intensités, la durée et la fréquence (IDF)** d'apparition des pluies

peuvent être représentées selon des courbes caractéristiques :

Ces courbes donnant la probabilité de diverses intensités de pluie de courte durée pour diverses durées en un lieu donné

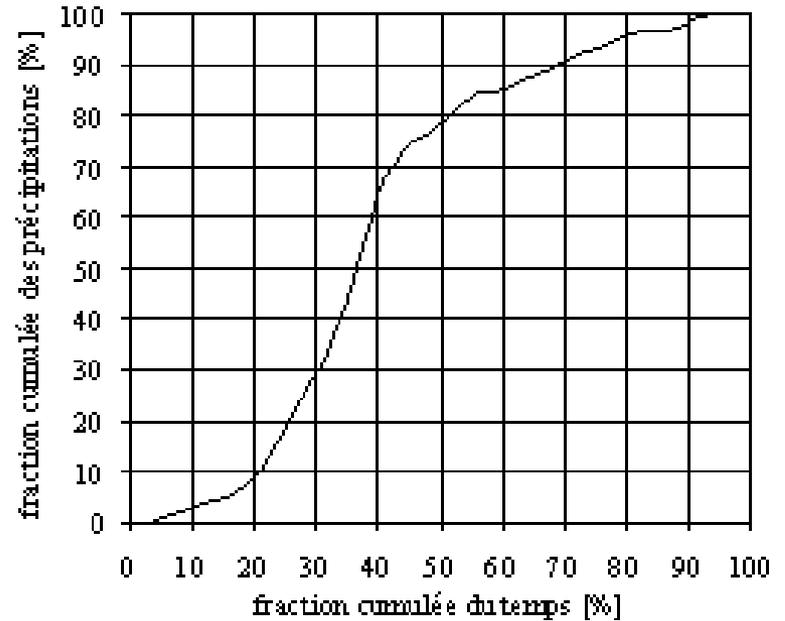
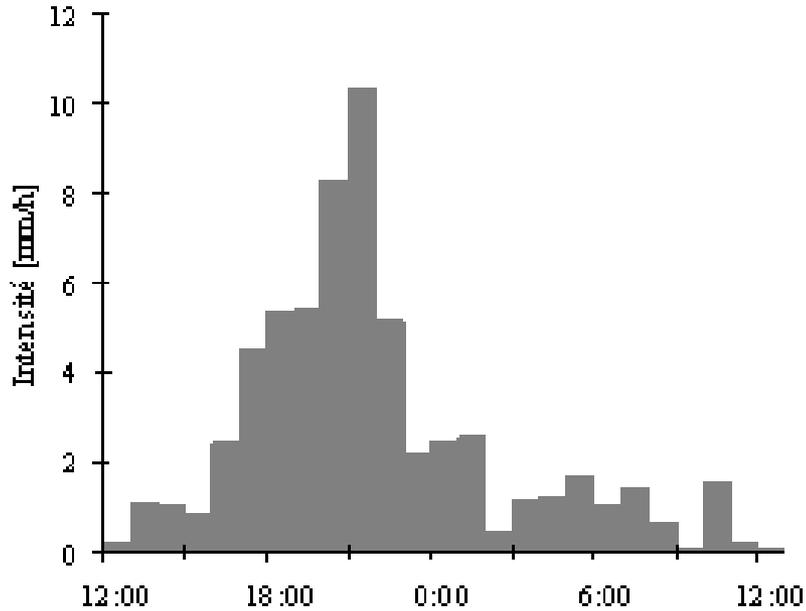


La notion de fréquence est exprimée par la notion de temps de retour

Il s'agit d'une famille de courbes, dont chacune représente une certaine période de retour exprimée en années

Donc pour une durée de pluie donnée, plus le temps de retour est grand et plus l'intensité moyenne maximale sera importante.

La structure d'une averse est définie comme la distribution de la hauteur de pluie dans le temps.



Cette distribution influence le comportement hydrologique du bassin versant

Les méthodes d' évaluation régionale des précipitations, les plus couramment utilisées sont:

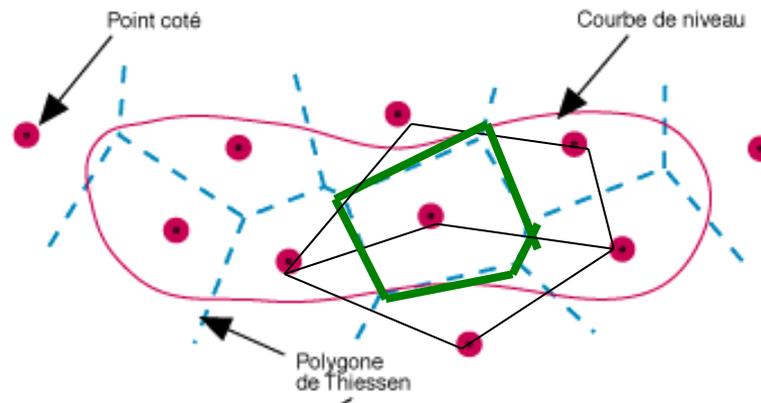
- les méthodes de calcul de moyennes
- les méthodes d'interpolation des données pluviométriques collectées localement.

Donc ces méthodes permettent

- le calcul des lames d'eau moyennes à l'échelle du bassin,
- la cartographie des précipitations, et
- le calcul de hyétogrammes moyens.

Parmi **ces méthodes** pour calculer la **moyenne des pluies** à partir de l'ensemble des mesures ponctuelles obtenues à plusieurs stations pluviométriques sur le bassin ou à proximité, on distingue:

- La 1^{ère} méthode : la **moyenne arithmétique**: qui consiste à calculer la moyenne arithmétique des valeurs obtenues aux stations étudiées, s'applique uniquement si les stations sont bien réparties et si le relief du bassin est homogène.
- la 2^{ème} méthode : des **polygones de Thiessen**: elle convient quand le réseau pluviométrique n'est pas homogène spatialement (pluviomètres distribués irrégulièrement).



on trace une série de segments de droites reliant les stations pluviométrique. On élève des perpendiculaires au centre de chacune des droites ; les intersections de ces perpendiculaires déterminent des polygones

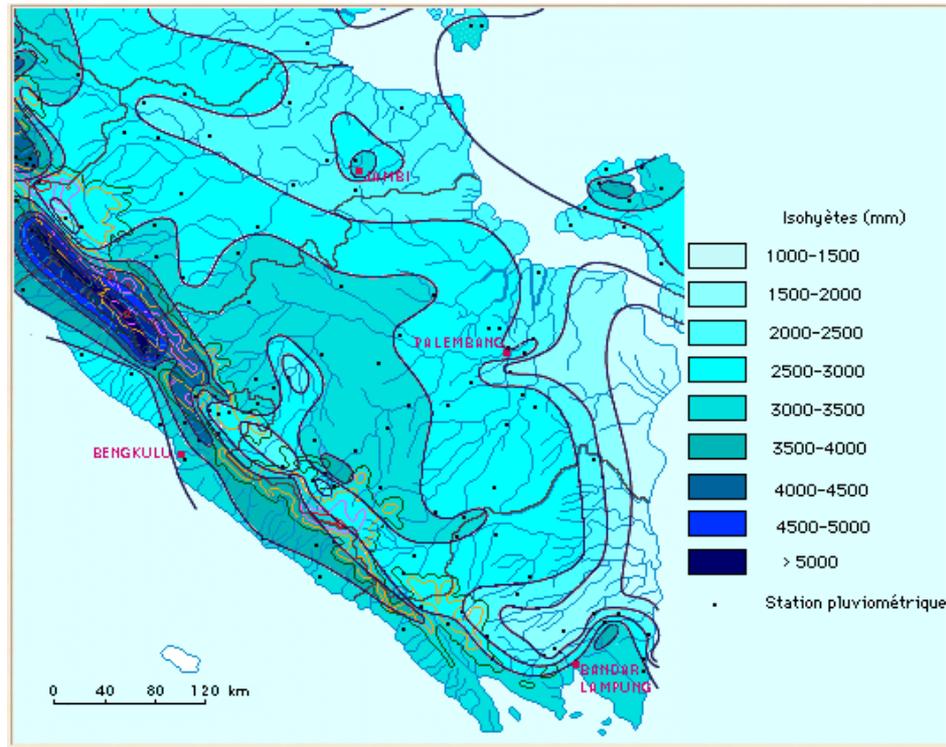
La précipitation moyenne pondérée **P_{moy}** pour le bassin, se calcule en effectuant la somme des précipitations **P_i** de chaque station, multipliées par leur facteur de pondération (**surface A_i**), le tout divisé par la surface totale **A** du bassin. La précipitation moyenne sur le bassin s'écrit : **P_{moy} = Σ A_i . P_i / A**

- P_{moy}** : précipitation moyenne sur le bassin,
- A_i** : superficie du polygone associée à la station **i**.
- P_i** : précipitation enregistrée à la station **i**,
- A** : surface totale du bassin (Σ **A_i**),

Station	Précipitations [mm]	Surface [km ²]	P _i A _i [mm]
P ₁	10	0.52	
P ₂	20	4.02	
P ₃	30	1.35	
P ₄	40	1.60	
P ₅	50	2.35	
		Σ 9.84	
Pluie Moyenne =		/9.84 =	mm

- La 3^{ème} méthode : **des isohyètes** est la plus rigoureuse , elle est fondée sur l'utilisation des isohyètes.

Les isohyètes sont des lignes de même pluviosité . Grâce aux valeurs pluviométriques acquises aux stations du bassin et aux stations avoisinantes, on peut tracer le réseau d'isohyètes.



Il existe aujourd'hui des méthodes automatiques qui effectuent le tracé d'isovaleurs par des moyens statistiques .

Lorsque les courbes isohyètes sont tracées, la pluie moyenne **P_{moy}** peut être calculée de la manière suivante

$$P_{\text{moy}} = \frac{\sum_{i=1}^K A_i \cdot P_i}{A}, \quad \text{avec} \quad P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2}$$

Avec :

P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin,

A : surface totale du bassin,

A_i : surface entre deux isohyètes **i** et **i+1**,

K : nombre total d'isohyètes,

P_i : moyenne des hauteurs **h** de précipitations entre deux isohyètes **i** et **i+1**.

L'un des moyens permettant l'estimation d'une **lame d'eau précipitée** sur le bassin versant: c'est à partir d'une hauteur de pluie ponctuelle tout en tenant compte de l'hétérogénéité des précipitations est l'utilisation d'un **coefficient d'abattement** ou de **réduction**.

Différentes définitions de coefficients d'abattement existent:

- Pour certains évènements pluvieux, la hauteur des précipitations tombant sur une surface diminue lorsqu'on s'éloigne de l'épicentre de l'averse.
- On peut définir le coefficient d'abattement comme le rapport de la pluie moyenne de fréquence donnée à la pluie ponctuelle de même fréquence.

Cette condition de la pluie sur la surface est assez bien respectée pour une région homogène et peut s'appliquer dans le cas de petits bassins versants:

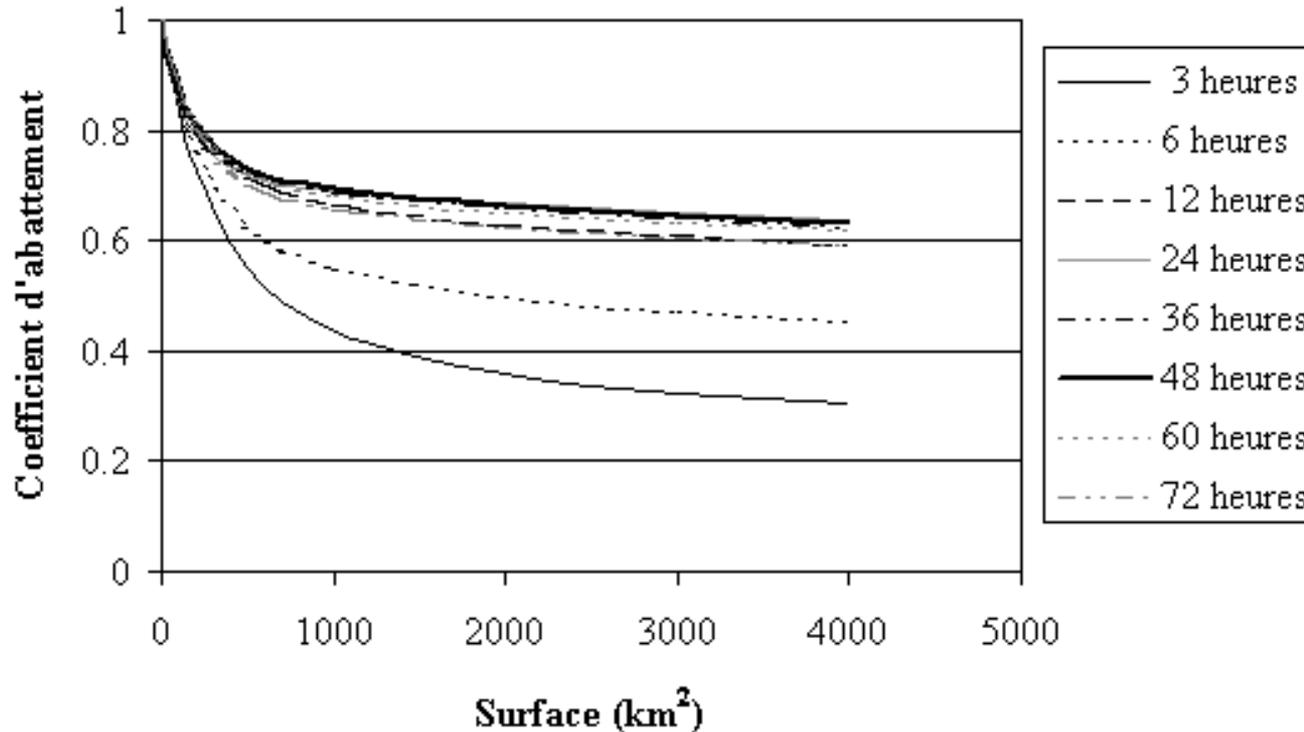
$$K = \frac{P_m}{P}$$

Avec : **K** : coefficient d'abattement,

P_m : pluie moyenne sur la surface, de fréquence donnée,

P : pluie ponctuelle de même probabilité.

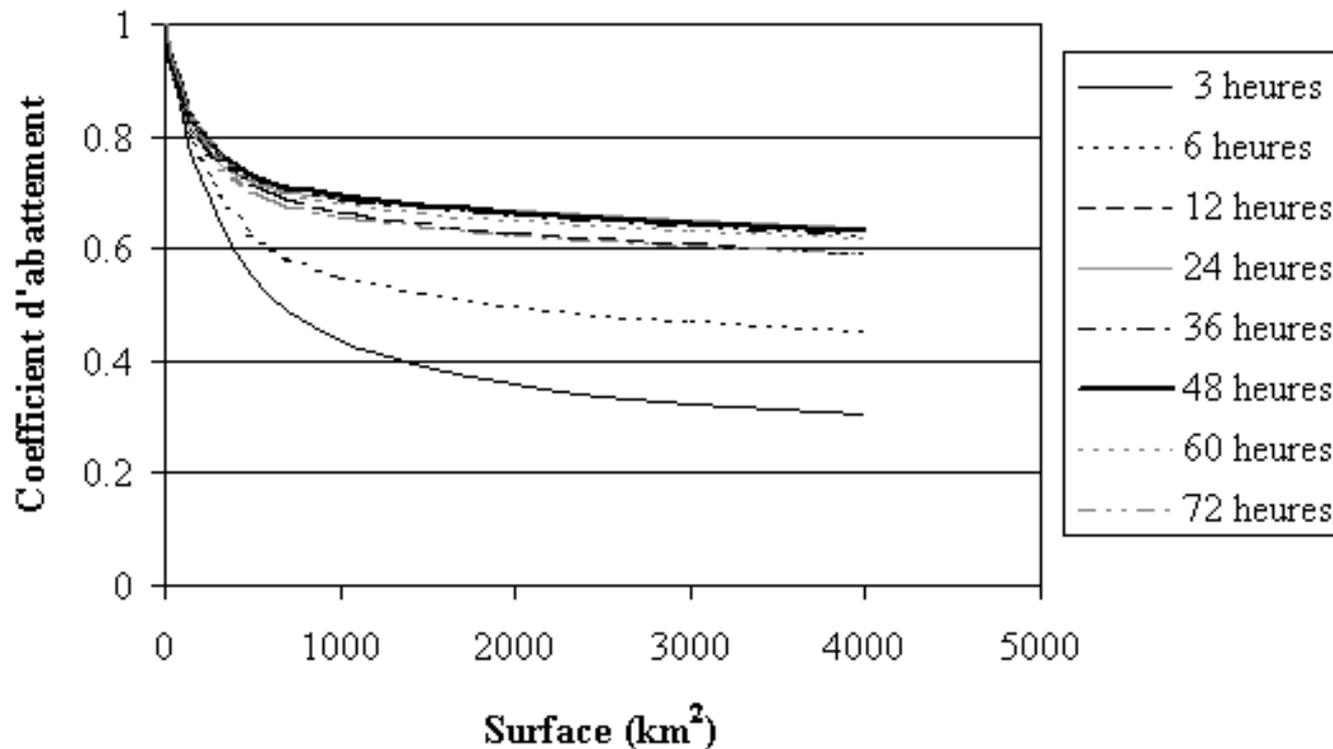
On peut tracer des courbes donnant la valeur de ce rapport, appelé **coefficient d'abattement ou de réduction**, en fonction de la surface considérée et de la durée ou de la hauteur de précipitation.



Donc ce graphique représente la relation entre la hauteur de précipitation, surface et durée de l'averse.

Il permet principalement de déterminer la hauteur maximale de pluie d'une précipitation sur une zone en fonction de la surface de cette zone, pour une durée de précipitation donnée.

Il permet de calculer le coefficient d'abattement qui n'est autre que le rapport de la hauteur de la lame d'eau moyenne (sur l'ensemble de la surface) à la hauteur de la lame d'eau maximale (à la verticale du centre de l'averse).



CHAPITRE IV

EVAPORATION ET EVAPOTRANSPIRATION

L'évaporation se définit comme étant le passage de la phase liquide à la phase vapeur, il s'agit de l'évaporation physique.

Les plans d'eau et la couverture végétale sont les principales sources de vapeur d'eau.

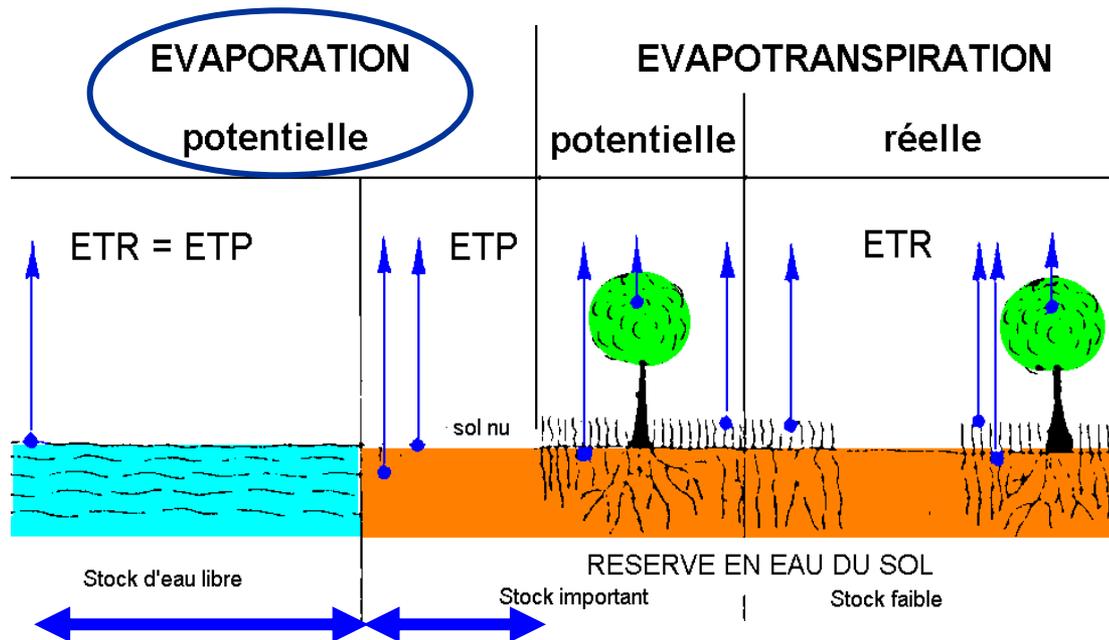
On parle de sublimation (transformation) lors du passage direct de l'eau sous forme solide (glace) en vapeur.

Le principal facteur régissant l'évaporation est la radiation solaire.

Le terme **évapotranspiration** englobe l'évaporation et la transpiration des plantes.

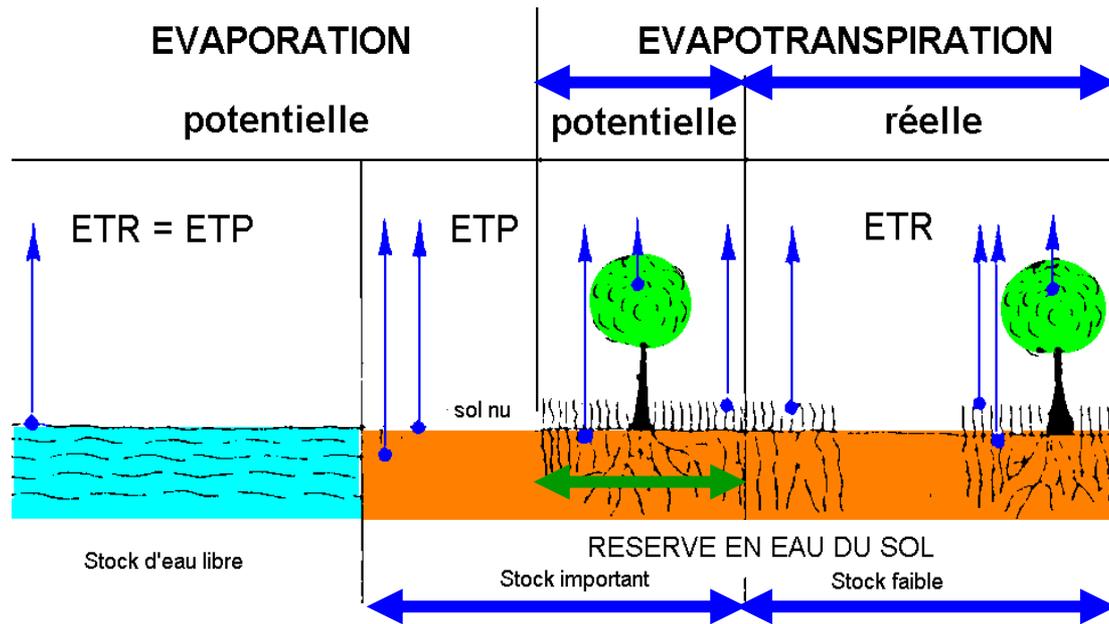
1er phénomène c'est:

Physique : l'évaporation qui intervient dans l'atmosphère à **la surface des lacs** et des **cours d'eau** ainsi que **du sol nu** donc c'est **l'évaporation potentielle (EP)** .



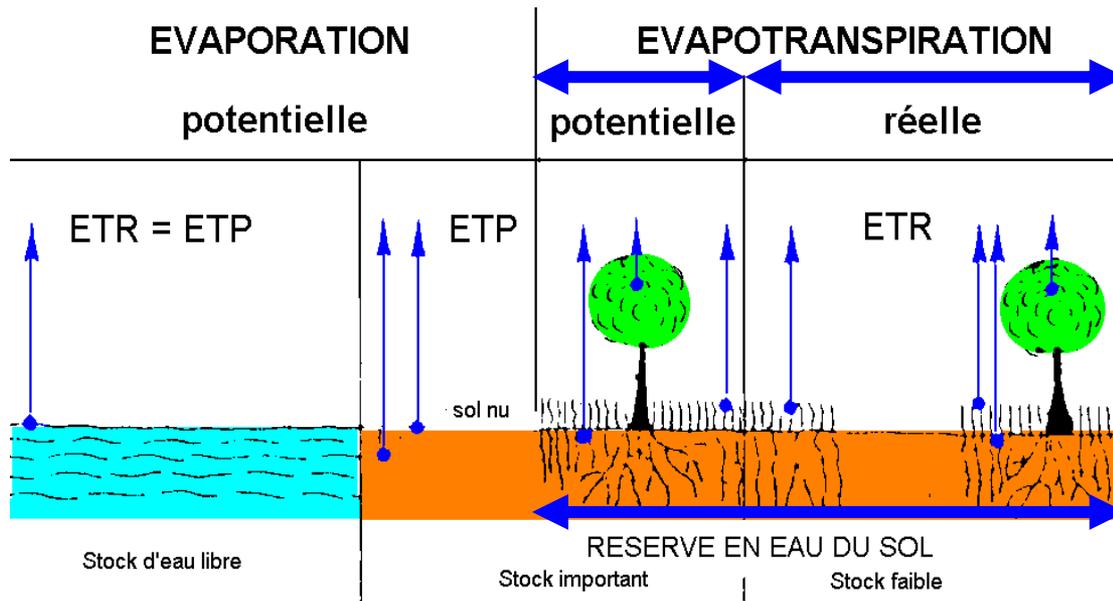
2^{ème} phénomènes c'est:

Biologique : la transpiration provient de la **couverture végétale**



On distingue **l'évapotranspiration potentielle ETP** qui est le pouvoir évaporant de l'atmosphère sur un sol avec couvert végétal disposant de l'eau en abondance (**Stock d'eau important**).

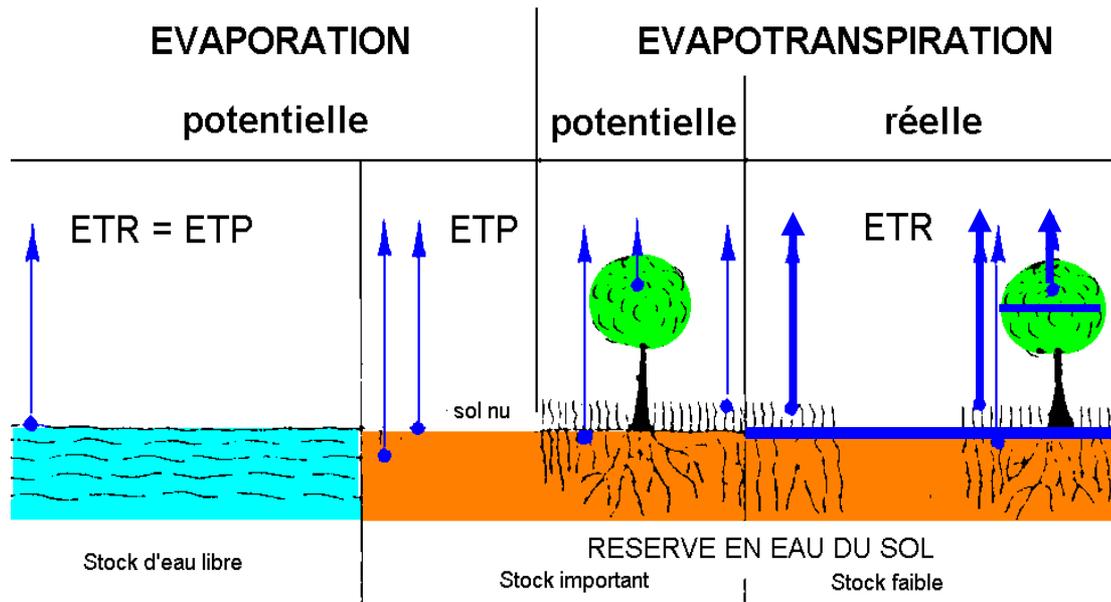
L'évapotranspiration réelle ETR correspond à la perte en eau d'un sol en manque d'eau (**stock d'eau faible**).



L'évapotranspiration réelle ETR est liée à l'évapotranspiration potentielle ETP et de la quantité d'eau présente dans le sol.

On distingue :

- **L'évapotranspiration réelle (ETR)** : somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes



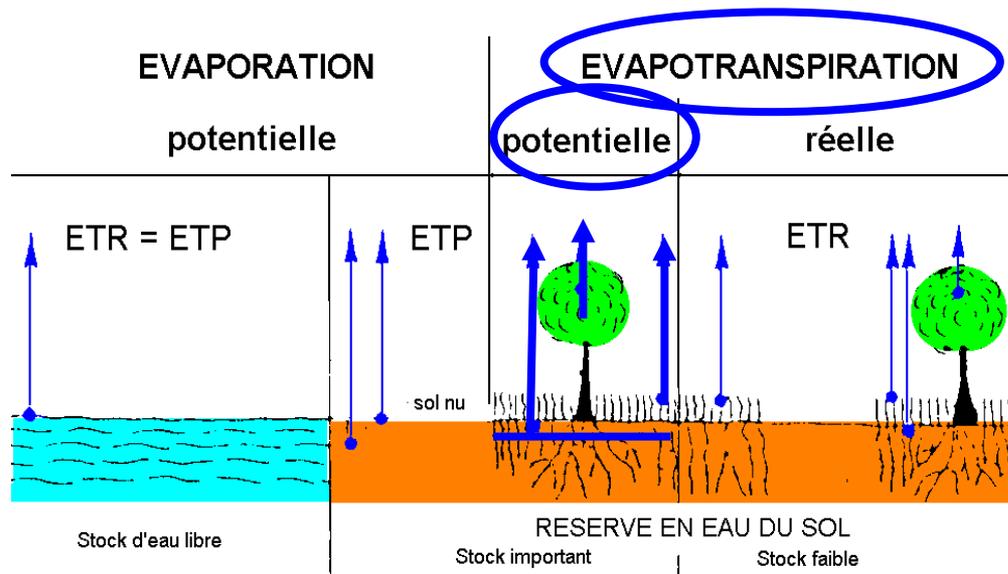
quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique ;

- **L'évapotranspiration potentielle (ETP) ou évapotranspiration de référence (ET0)**

C'est la quantité maximale d'eau susceptible d'être perdue en **phase vapeur**, sous un climat donné,

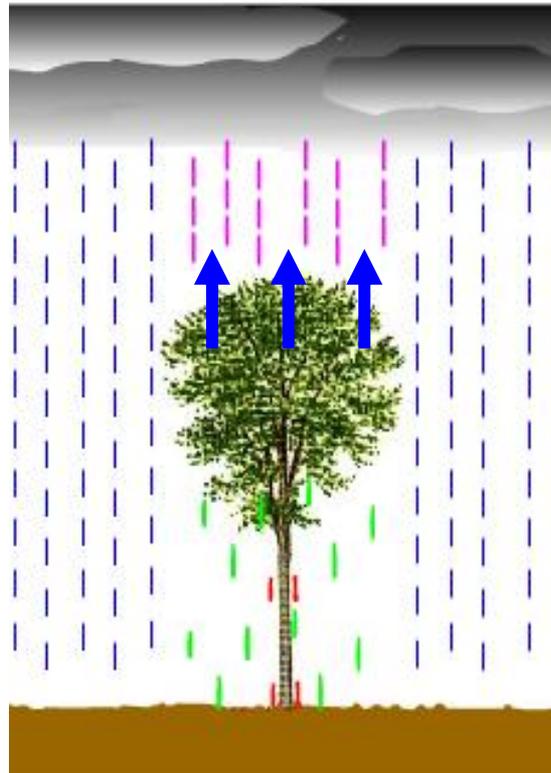
par un couvert végétal continu spécifié (gazon) bien alimenté en eau et pour un végétal sain en pleine croissance.

Elle comprend donc **l'évaporation** de l'eau du sol et la **transpiration** du couvert végétal pendant le temps considéré pour un terrain donné.

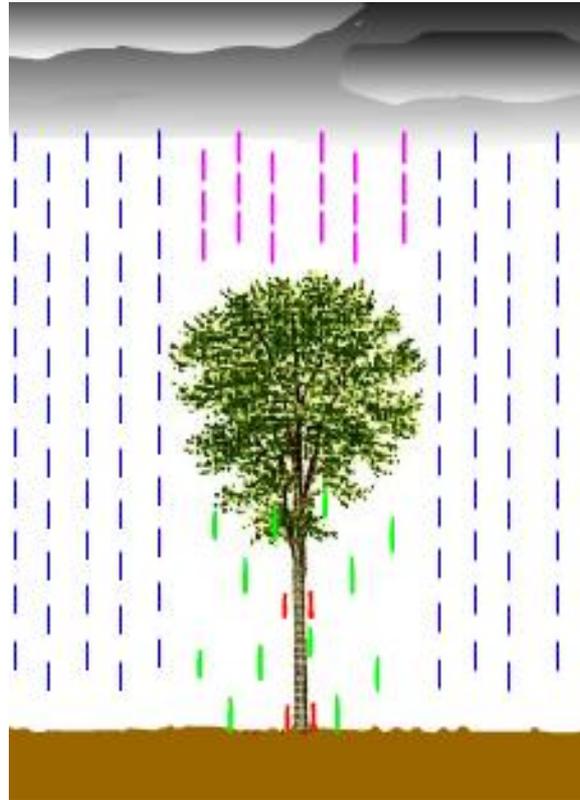


L'évaporation est une des composantes fondamentales du **cycle hydrologique** et son étude est essentielle pour connaître le potentiel hydrique d'une région ou d'un bassin versant.

La pluie peut être retenue par la végétation, puis redistribuée en une partie qui s'évapore et une autre qui est retransmise au sol par deux voies :



- soit par égouttage à travers du couvert végétale —
- soit par ruissellement le long des troncs —



- La partie n'atteignant jamais le sol forme **l'interception**. Son importance est difficile à évaluer et souvent marginale sous nos climats.

De façon analytique, les pertes par interception s'expriment par la relation suivante :

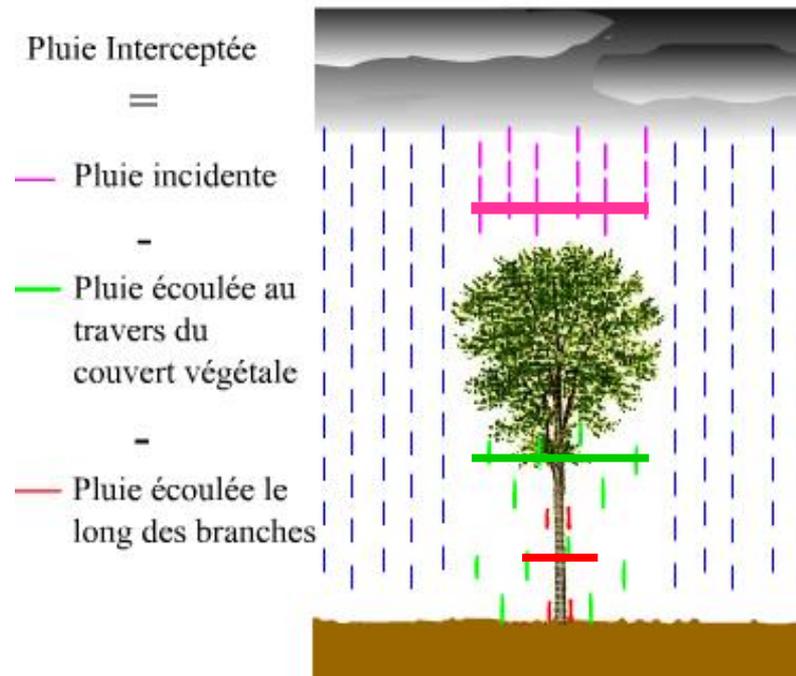
$$I = P_i - (P_s + P_t)$$

I : interception (pluie n'atteignant jamais le sol) [mm],

P_i : pluie incidente [mm], —

P_s : pluie atteignant le sol drainée au travers du couvert végétale [mm], —

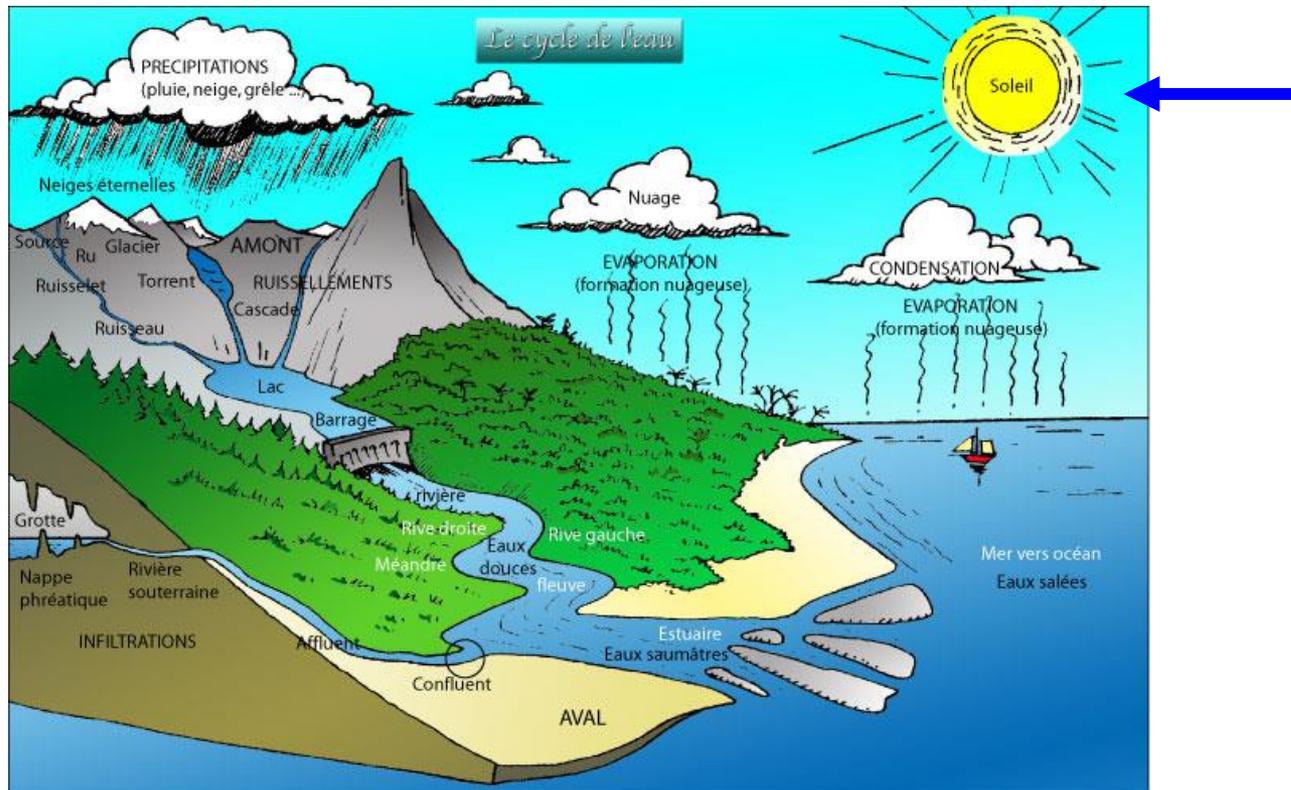
P_t : pluie atteignant le sol par écoulement le long des branches [mm]. —



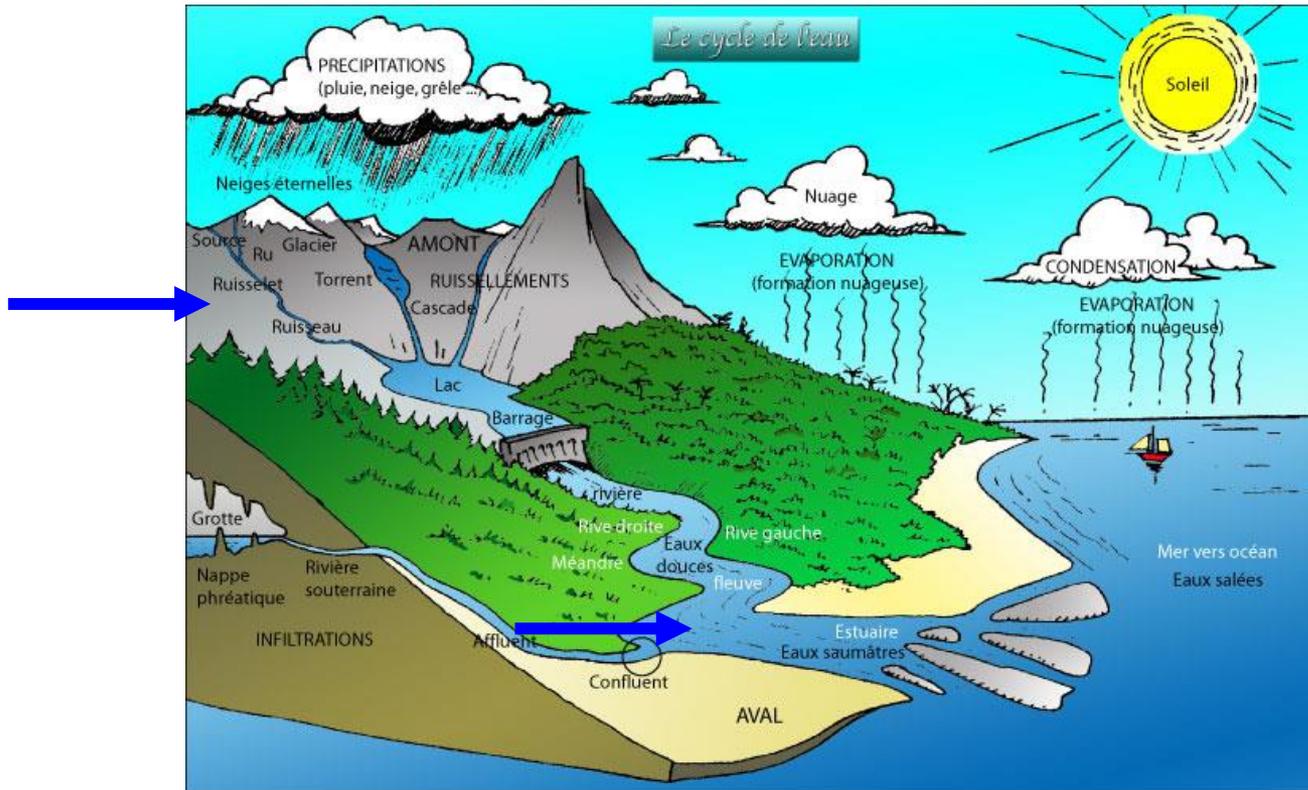
L'évaporation dépend essentiellement de deux facteurs :

1er facteur : la quantité de chaleur à disposition

La quantité d'eau pouvant être évaporée à partir d'une surface dépend de la quantité de chaleur provenant du soleil. Cette quantité de chaleur varie,

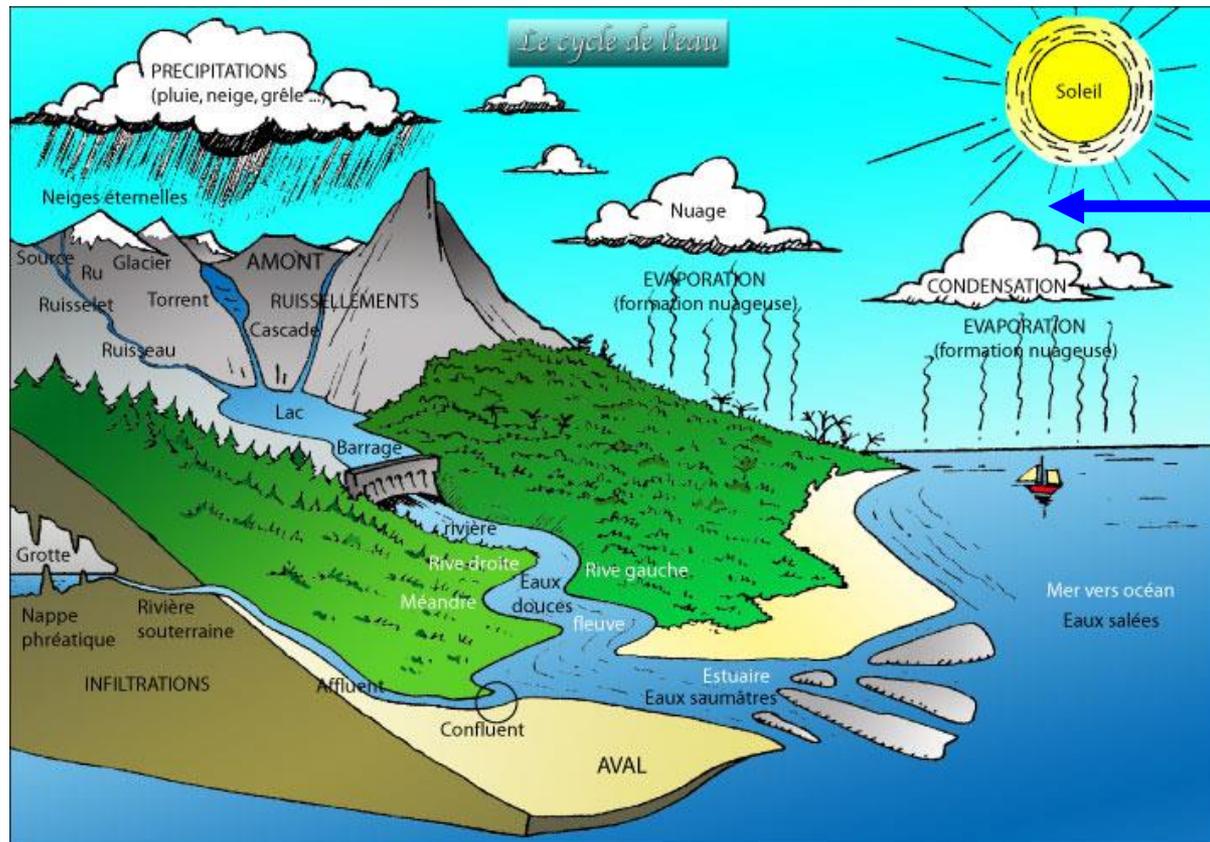


- d'une part, selon les conditions géographiques (gradient de latitude), et

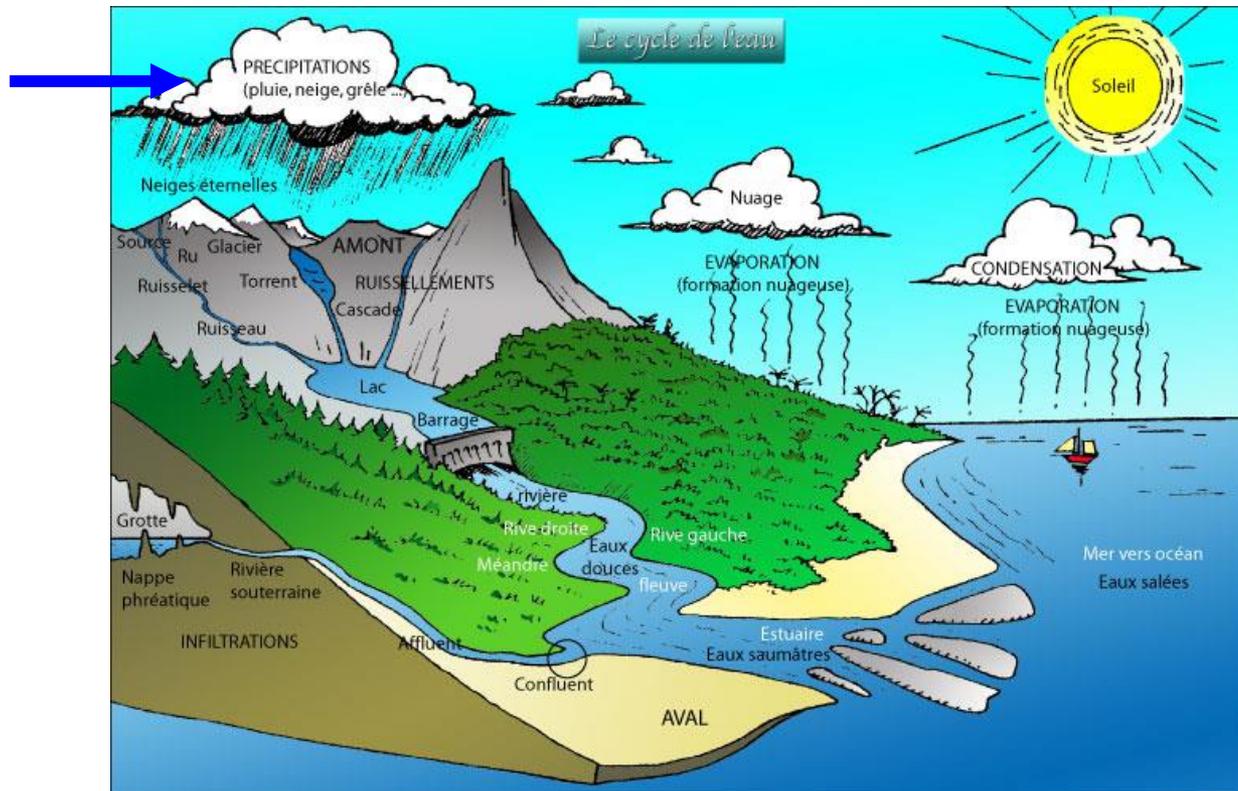


- d'autre part, selon l'élévation de la surface liquide par rapport au niveau de la mer (gradient altimétrique).

Les échanges de chaleur entre l'atmosphère, la surface du sol et la surface des lacs et des océans qui sont les agents de l'évaporation, s'effectuent par **convection** (mouvement d'un fluide, avec transport de chaleur, sous influence de différences de température) **et conduction** (action de transmettre de proche en proche la chaleur).



Cette énergie échangée est, compensée par un transfert d'eau qui s'évapore à un endroit pour se condenser à un autre et retomber sous forme de précipitations.



Ces échanges de chaleur entretiennent le cycle de l'eau.

2^{ème} facteur :Température de l'air et de l'eau

Le taux d'évaporation est une fonction croissante de la température de l'eau. Comme la température de l'eau varie dans le même sens que la température de l'air, il est plus facile de mesurer cette dernière.

3^{ème} facteur :Humidité relative et spécifique de l'air

Le déficit de saturation (différence entre la pression de vapeur saturante et la pression de vapeur actuelle) peut aussi être exprimé d'une autre manière recourant à la notion d'humidité relative **Hr**.

Cette dernière s'exprime par la relation suivante :

$$H_r = \frac{e_a}{e_s} \cdot 100 \text{ [%]}$$

Avec :

e_a : pression de vapeur d'eau effective ou actuelle,

e_s : pression de vapeur d'eau à saturation.

L'humidité relative est donc le rapport entre la quantité d'eau contenue dans une masse d'air et la quantité maximale d'eau que peut contenir cette masse d'air.

Ainsi, lorsqu'une masse d'air se refroidit, elle garde la même quantité d'eau.

Par contre, la valeur de sa quantité maximale diminue avec la température.

Cette diminution implique qu'à un certain moment, l'air devient saturé car l'humidité relative $H_r = 100\%$.

Les facteurs physiques qui affectent l'évaporation d'une surface dépendent: étroitement des propriétés de cette surface et sont donc variables selon qu'il s'agit de l'évaporation à partir:

- **L'évaporation d'un sol nu** est conditionnée par les mêmes facteurs météorologiques que ceux intervenant dans l'évaporation **d'une surface d'eau libre**.

Toutefois, si la quantité d'eau à disposition n'était pas un facteur limitant dans le cas de l'évaporation à partir **d'une surface d'eau libre**, elle le devient dans la situation **d'un sol nu**.

- **d'une surfaces d'eau libre.** Dépend non seulement de propriétés physiques et géométriques de cette surface (profondeur, étendue) mais aussi des propriétés physiques de l'eau (outre la température déjà évoquée ci-dessus, on peut citer la salinité).

D'une manière générale, la différence entre une **surface d'eau libre peu profonde** et une **surface d'eau libre profonde** réside dans la sensibilité de la première aux variations climatiques saisonnières.

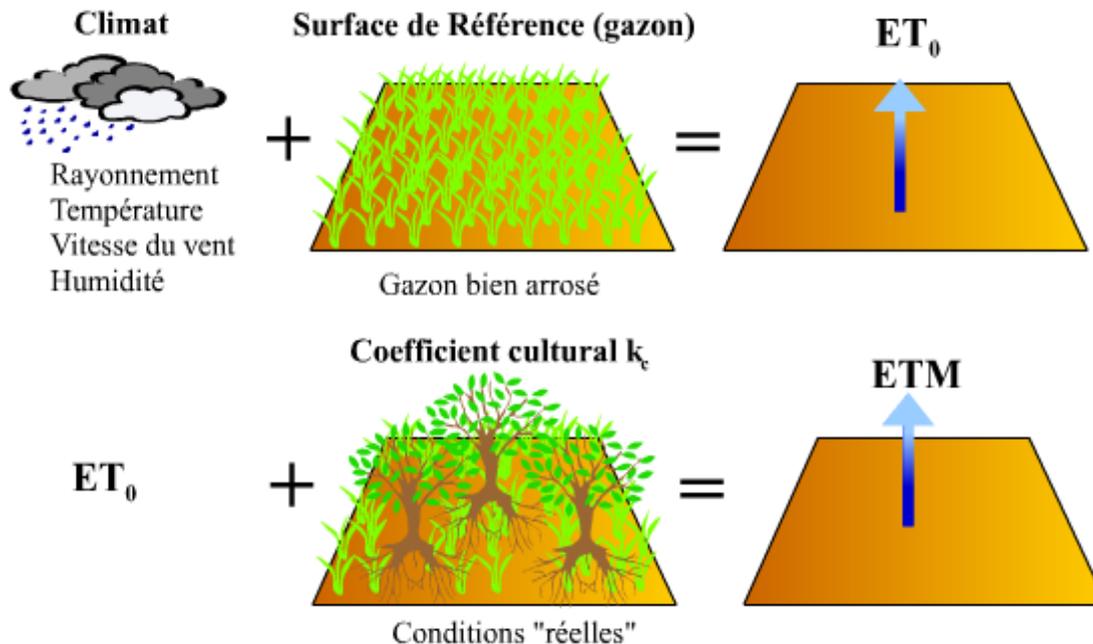
tandis qu'une **surface d'eau libre profonde**, de par son inertie thermique, présentera une réponse évaporative nettement différente.

Cependant, les volumes totaux évaporés peuvent être sensiblement les mêmes dans les deux cas.

L'évapotranspiration d'un sol couvert par de la végétation est difficile à estimer.

Les chercheurs sont arrivés à déterminer les besoins en **eau des cultures**, équivalent à l'**ETM**, par la correction de l'**évapotranspiration potentielle (ET₀)** d'une **culture de référence**, qui est normalement le gazon, par un coefficient appelé "**coefficient cultural**" (**kc**) en utilisant la formule suivante :

$$\text{ETM}(\text{culture}) = kc \text{ ET}_0$$

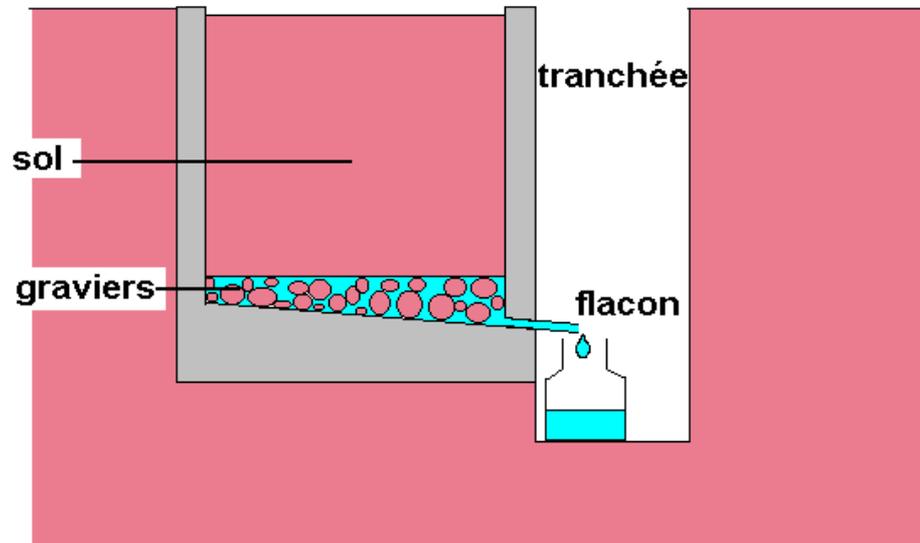


L'estimation des taux d'évaporation des nappes d'eau libre peut être mesurer expérimentalement par des bacs d'évaporation



Bac évaporation Colorado. CEREg. 1997

L'évapotranspiration peut être mesurée aussi expérimentalement à l'aide de cases lysimétriques .



C'est un bac exposé en plein air qui contient un sol couvert d'un certain type de végétation, ou laissé à nu, dont on évalue la quantité d'eau infiltrée et drainée par rapport à celle apportée par les précipitations.

L'évapotranspiration peut être estimée aussi indirectement à l'aide des formules empiriques et théoriques qui combinent des variables climatiques:

Thornthwaite : formule qui est valable dans les **régions semi arides** et **semi pluvieuses** ,

$$ETP = 16 \left(\frac{10 \theta}{I} \right)^a \cdot F(\lambda)$$

ETP en millimètres

θ = température moyenne mesurée sous abri de la période considérée, °C

$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49239$

I = Indice thermique annuel, somme de douze indices thermiques mensuels i

$i = \left(\frac{\theta}{5} \right)^{1,514}$

$F(\lambda)$ = coefficient de correction, fonction de la latitude et du mois,

COEFFICIENT DE CORRECTION F (λ) EN FONCTION DE LA LATITUDE ET DU MOIS

Formule de Thornthwaite, d'après Brochet et Gerbier (1968)

Lat. N.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
LAT. S.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

2 - **Formules de Turc.**— Turc préconise des formules différentes selon que l'humidité relative moyenne est supérieure ou inférieure à 50% :

. Si $U_m > 50\%$ (cas habituel des régions tempérées)

$$ETP_{\text{mm}/10 \text{ jours}} = 0,13 \frac{\theta}{\theta + 15} (R_g + 50)$$

. Si $U_m < 50\%$

$$ETP_{\text{mm}/10 \text{ jours}} = 0,13 \frac{\theta}{\theta + 15} (R_g + 50) \left[1 + \frac{50 - U_m}{70} \right]$$

θ = température moyenne, mesurée sous abri, de la période considérée ($^{\circ}\text{C}$)

R_g = radiation solaire globale

$$R_g \simeq I_{g_a} \left(0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right)$$

h = durée réelle d'insolation

H = durée maximale d'insolation possible (durée astronomique du jour)

I_{g_a} = radiation solaire directe en l'absence d'atmosphère

I_{g_a} et H sont tabulés en fonction de la latitude et de la date,

Valeurs mensuelles de Iga en petites calories par cm² de surface
horizontale et par jour.
(D'après Brochet et Gerbier, 1968)

Latitude NORD	30°	40°	50°	60°
Janvier	508	364	222	87,5
Février	624	495	360	215
Mars	764	673	562	432
Avril	880	833	764	676
Mai	950	944	920	880
Juin	972	985	983	970
Juillet	955	958	938	908
Août	891	858	800	728
Septembre	788	710	607	487
Octobre	658	536	404	262
Novembre	528	390	246	111
Décembre	469	323	180	55.5

Durée astronomique du jour H
valeurs mensuelles moyennes en heures par jour
(d'après Brochet et Gerbier, 1968)

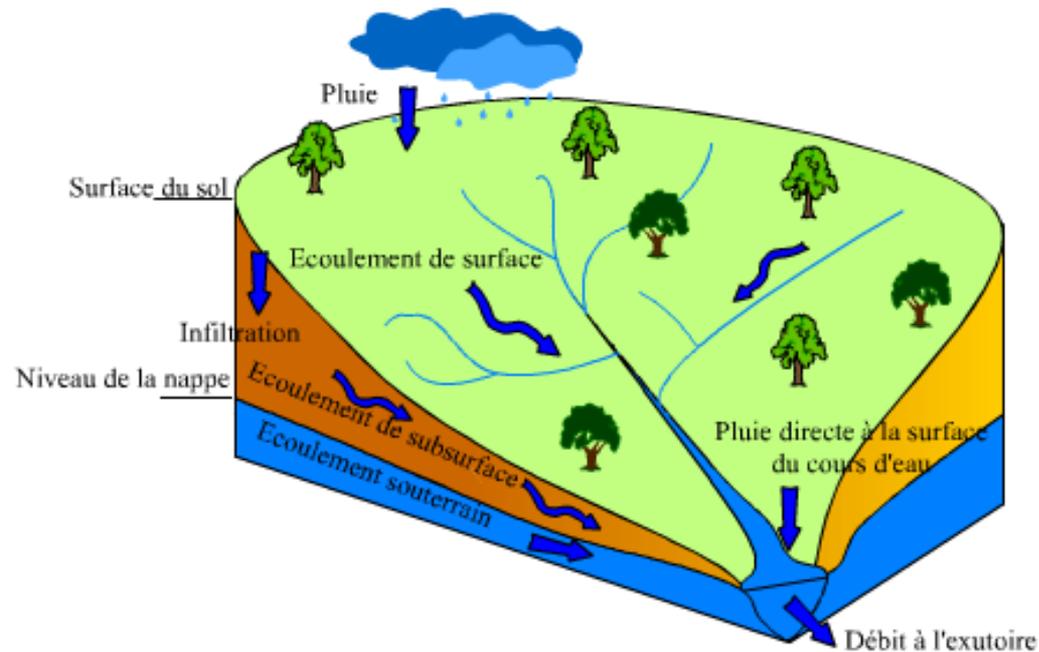
Latitude NORD	30°	40°	50°	60°
Janvier (31)	10.45	9.71	8.58	6.78
Février (28 1/4)	11.09	10.64	10.07	9.11
Mars (31)	12.00	11.96	11.90	11.81
Avril (30)	12.90	13.26	13.77	14.61
Mai (31)	13.71	14.39	15.46	17.18
Juin (30)	14.07	14.96	16.33	18.73
Juillet (31)	13.85	14.68	15.86	17.97
Août (31)	13.21	13.72	14.49	15.58
Septembre (30)	12.36	12.46	12.63	12.89
Octobre (31)	11.45	11.15	10.77	10.14
Novembre (30)	10.67	10.00	9.08	7.58
Décembre (31)	10.23	9.39	8.15	6.30

CHAPITRE V

INFILTRATION ET ECOULEMENTS

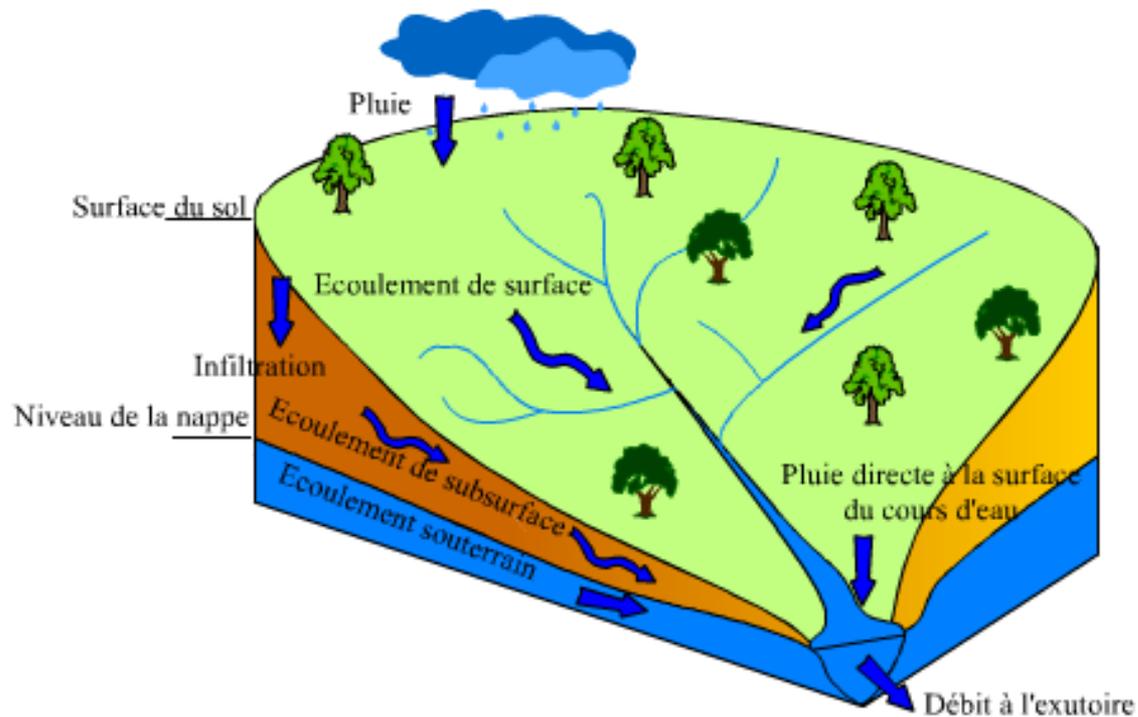
Les écoulements représentent une partie essentielle du cycle hydrologique.

On a déjà vu que l'eau précipitée sur un bassin versant va se répartir en eau interceptée, évaporée, infiltrée et écoulee.



La quantité d'eau collectée dans ce bassin versant puis transportée par la rivière; résultera:

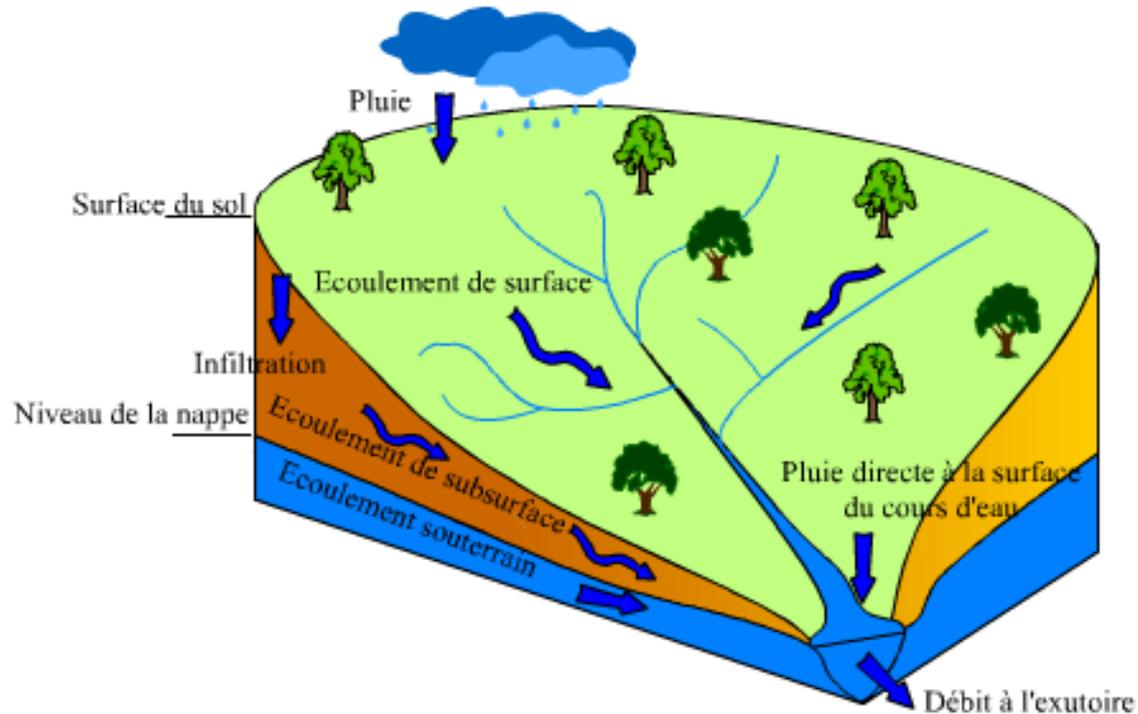
Des précipitations directes à la surface du cours d'eau et des écoulements de surface et souterrain parvenant à son exutoire.



La proportion entre ces deux types d'écoulements est définie par la quantité d'eau infiltrée dans le sol.

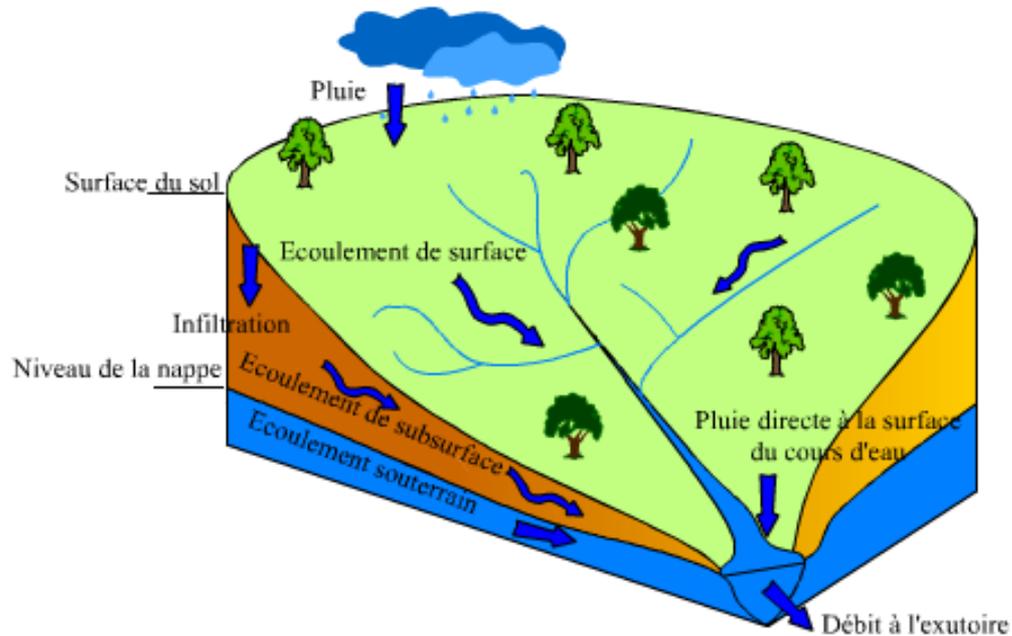
L'estimation de l'**infiltration** permet de déterminer:

- quelle fraction de la pluie va participer à l'écoulement de surface,



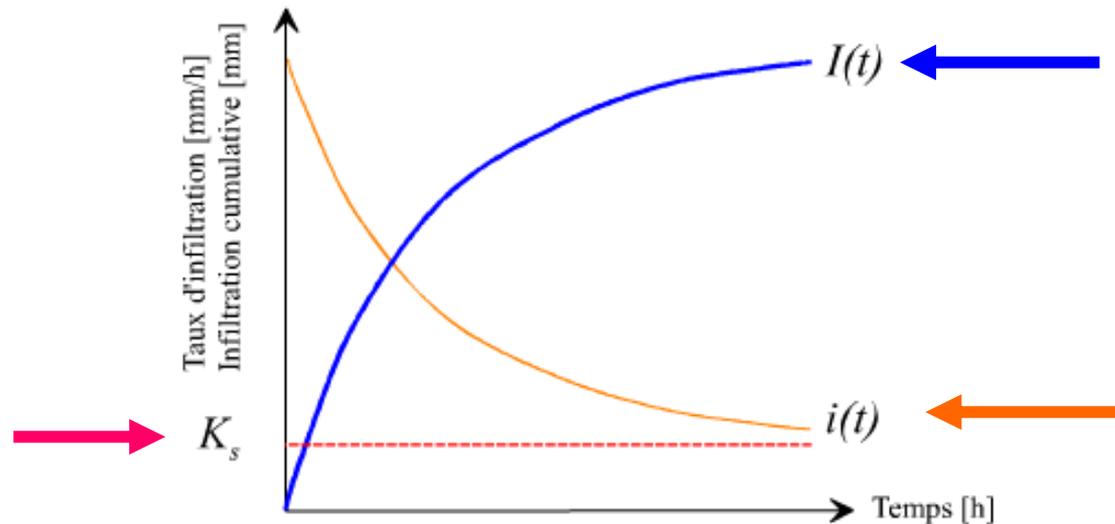
- et quelle fraction va alimenter les écoulements souterrains et participer à la recharge des nappes souterraines

L'infiltration qualifie le transfert de l'eau à travers les couches superficielles du sol, lorsque celui-ci est exposé à une submersion (inonder).



L'eau d'infiltration remplit en premier lieu les interstices du sol en surface et pénètre par la suite dans le sol sous l'action de la gravité et des forces de succion (aspirer).

- **Le régime d'infiltration $i(t)$** , nommé taux d'infiltration, qui désigne le flux d'eau pénétrant dans le sol en surface.



La conductivité hydraulique à saturation K_s est un paramètre essentiel de l'infiltration. Il représente la valeur limite du taux d'infiltration si le sol est saturé et homogène.

- **L'infiltration cumulative, $I(t)$** , est le volume total d'eau infiltrée pendant une période donnée. Elle est égale à l'intégrale dans le temps du régime d'infiltration:

- **L'infiltration cumulative, $I(t)$** , c'est le volume total d'eau infiltrée pendant une période donnée. Elle est égale à l'intégrale dans le temps du régime d'infiltration:

$$I(t) = \int_{t=t_0}^t i(t) \cdot dt$$

Avec :

$I(t)$: infiltration cumulative au temps t [mm],

$i(t)$: régime ou taux d'infiltration au temps t [mm/h].

Donc le régime **d'infiltration** dépend :

- du régime d'alimentation (irrigation, pluie),
- de l'état d'humidité et
- des propriétés du sol.

▪ **La capacité d'infiltration** : représente le flux d'eau maximal que le sol est capable d'absorber à travers sa surface, lorsqu'il reçoit une pluie efficace ou s'il est recouvert d'eau.

Elle dépend, par le biais de la conductivité hydraulique **Ks** de :

- la texture et de la structure du sol, de
- la teneur en eau initiale du profil et de
- la teneur en eau imposée en surface.

▪ **La percolation** (pénétration), désigne l'écoulement vertical de l'eau dans le sol en direction de la nappe phréatique, sous la seule influence de la gravité.

Ce processus suit l'infiltration et conditionne directement l'alimentation en eau des nappes souterraines.

- **La pluie nette** représente la quantité de pluie qui ruisselle sur la surface du terrain lors d'une averse.

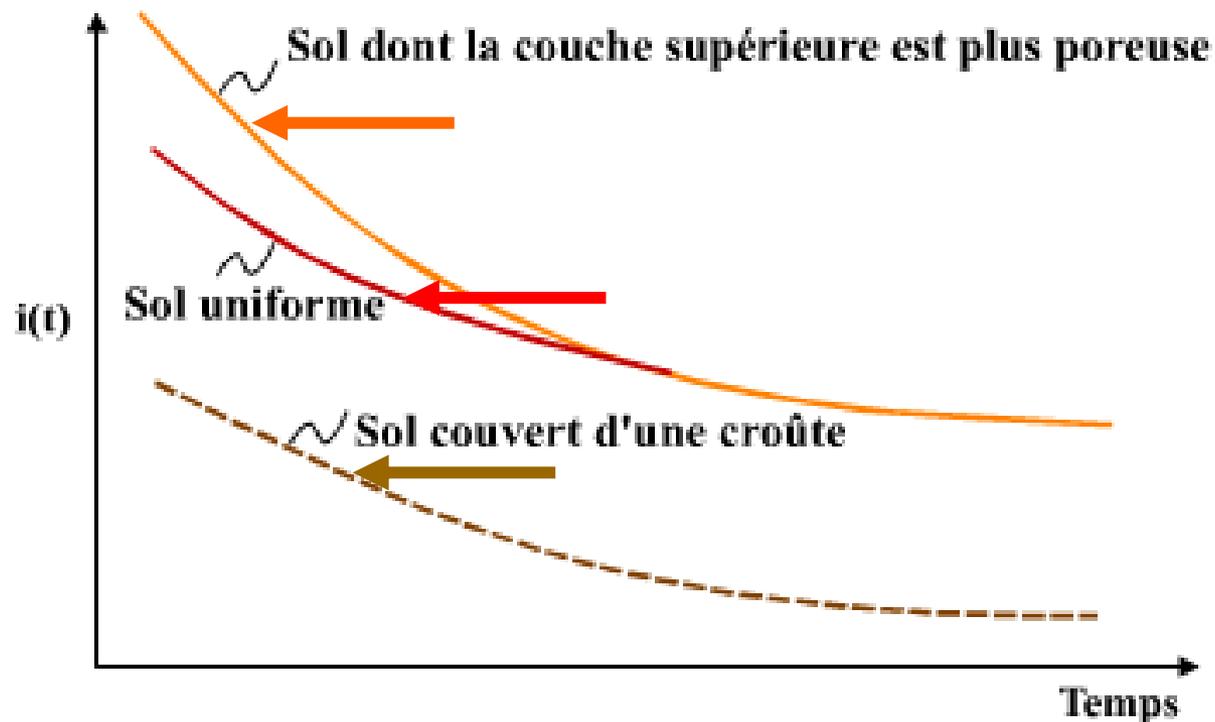
La pluie nette est déduite de la pluie totale, diminuée des fractions interceptées par la végétation et stockée dans les dépressions du terrain.

L'infiltration est conditionnée par les principaux facteurs :

- **Le type de sol** (structure, texture, porosité) - Les caractéristiques de la matrice du sol influencent les forces de capillarité et d'adsorption dont résultent les forces de succion (aspirer), qui elles-mêmes, régissent en partie l'infiltration.
- **La compaction de la surface du sol** due à l'impact des gouttes de pluie (battance) ou à d'autres effets (thermiques et anthropiques)

- L'utilisation de lourdes machines agricoles dans les champs peut avoir pour conséquence la dégradation de la structure de la couche de surface du sol et la formation d'une croûte dense et imperméable à une certaine profondeur

Cette figure montre les différentes évolutions du régime d'infiltration au cours du temps selon le type de sol.



▪ **La couverture du sol :**

- La végétation influence positivement l'infiltration en ralentissant l'écoulement de l'eau à la surface, lui donnant plus de temps pour pénétrer dans le sol.
- Le feuillage protège le sol de l'impact de la pluie et diminue par voie de conséquence le phénomène de battance.

▪ **La topographie et la morphologie** - Une forte pente favorise les écoulements au dépend de l'infiltration.

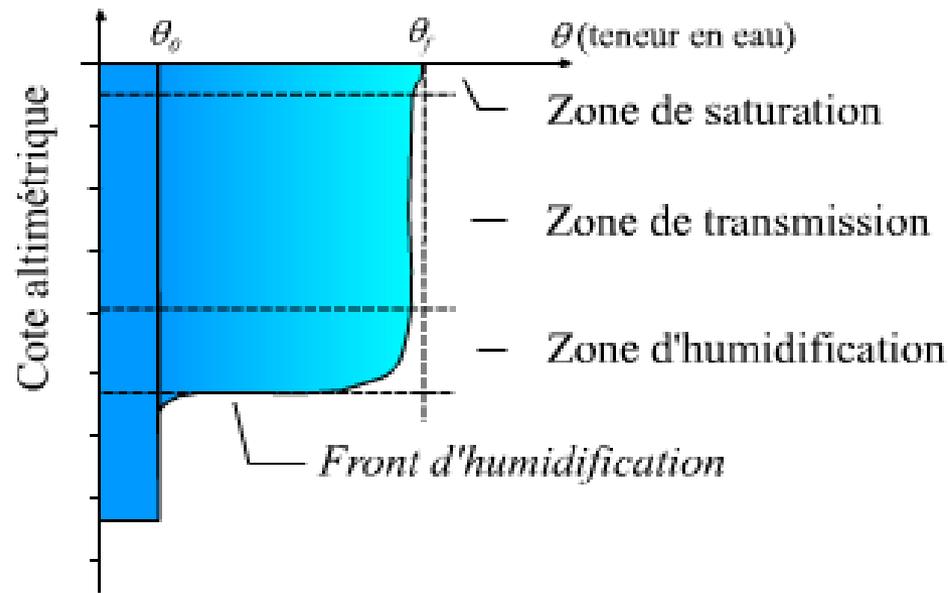
▪ **Le débit d'alimentation** (intensité de la précipitation, débit d'irrigation).

▪ **La teneur en eau initiale du sol :**

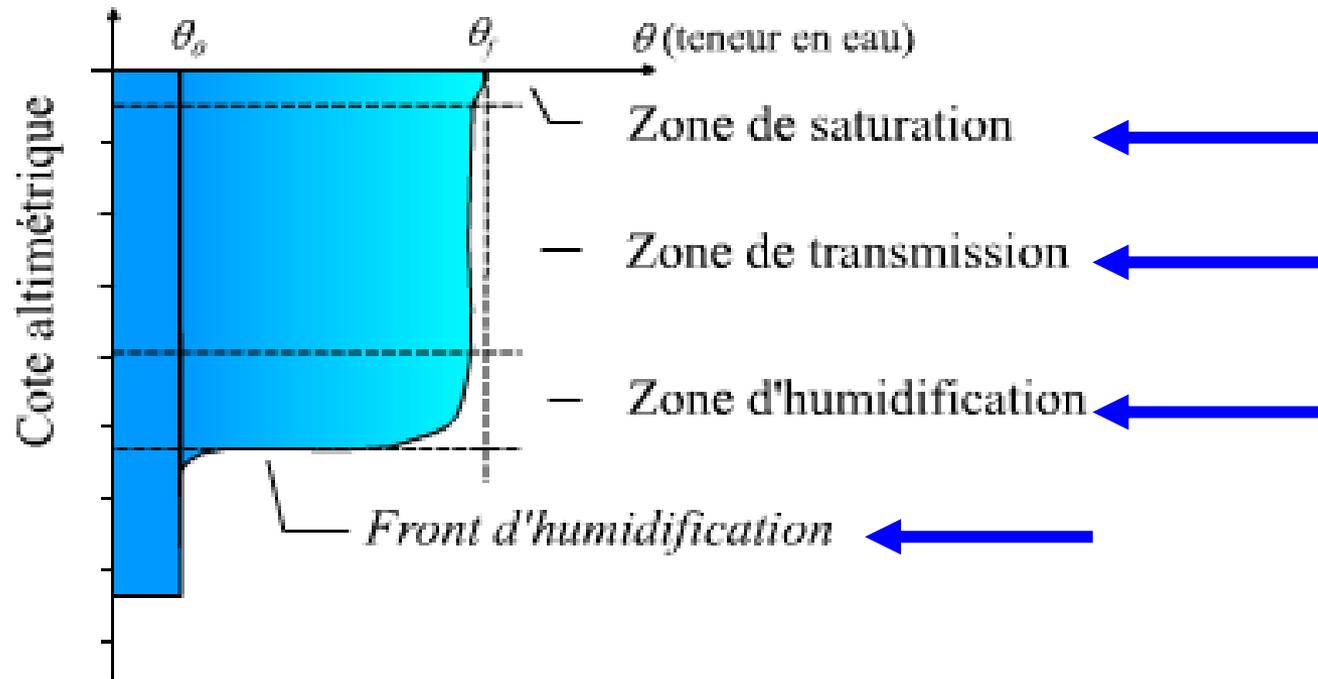
- L'humidité du sol est un facteur essentiel du régime d'infiltration, car les forces de succion sont aussi fonction du taux d'humidité du sol.

Le régime d'infiltration au cours du temps évolue différemment selon que le sol est initialement sec ou humide.

La variabilité spatiale et temporelle de la teneur en eau dans le sol est décrite par des profils d'infiltration ou profils hydriques (courbe de variation d'humidité d'un sol en fonction de la profondeur), représentant la distribution verticale des teneurs en eau dans le sol, à différents instants donnés.



Dans un sol homogène et lorsque la surface du sol est submergée, le profil hydrique du sol présente :



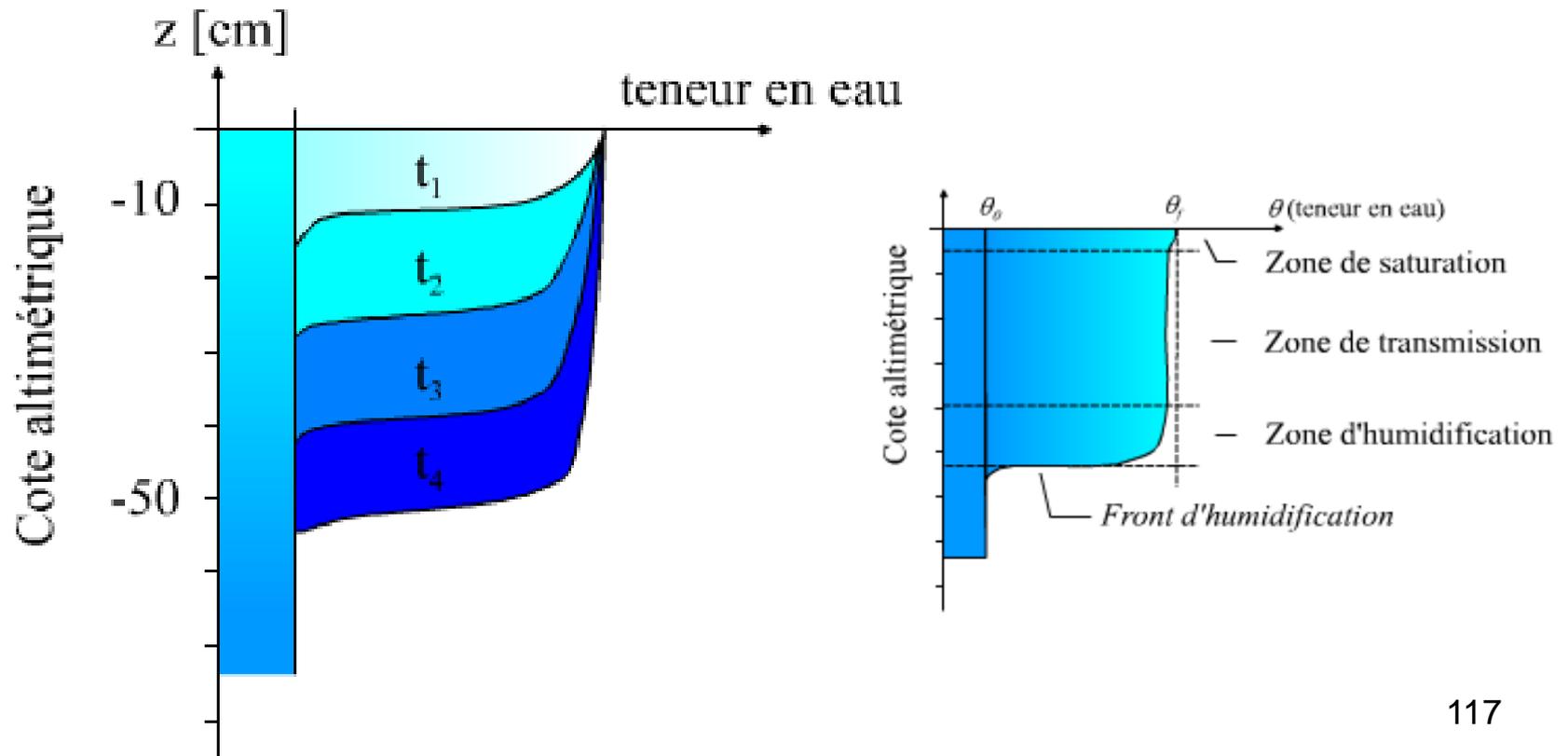
une **zone de saturation**, située immédiatement sous la surface du sol ;

une zone proche de la saturation appelée **zone de transmission**, qui présente une teneur en eau proche de la saturation et en apparence uniforme ;

et finalement une **zone d'humidification** qui se caractérise par une teneur en eau fortement décroissante avec la profondeur selon un fort gradient d'humidité appelé **front d'humidification** qui délimite le sol humide du sol sec sous-jacent.

Finalement la pluie qui arrive à la surface du sol y pénètre assez régulièrement selon un front d'humectation qui progresse en fonction des apports, selon le jeu des forces de gravité et de succion.

Cette figure montre comment au cours d'une infiltration, la zone de transmission s'allonge progressivement tandis que la zone et le front d'humidification se déplacent en profondeur, la pente de ce dernier augmentant avec le temps.



Au cours d'une averse, la **capacité d'infiltration du sol** décroît d'une valeur initiale jusqu'à une valeur limite qui exprime le potentiel d'infiltration à saturation.

En fait, la **capacité d'infiltration du sol** diminue très rapidement au début de l'infiltration mais par la suite, la décroissance est plus progressive vers un régime constant, proche de la valeur de la conductivité hydraulique à saturation.

Cette décroissance, due essentiellement à la diminution du gradient de pression, peut être renforcée par le colmatage partiel des pores et la formation d'une croûte superficielle suite à la dégradation de la structure du sol provoquant la migration de particules.

Si l'on compare **l'intensité de la pluie** et **la capacité d'infiltration d'un sol**, il existe deux possibilités :

- Tant que l'intensité de la pluie est inférieure à la capacité d'infiltration, l'eau s'infiltré aussi vite qu'elle est fournie.

Le régime d'infiltration est dans ce cas déterminé par le régime d'alimentation. C'est le cas au début du processus.

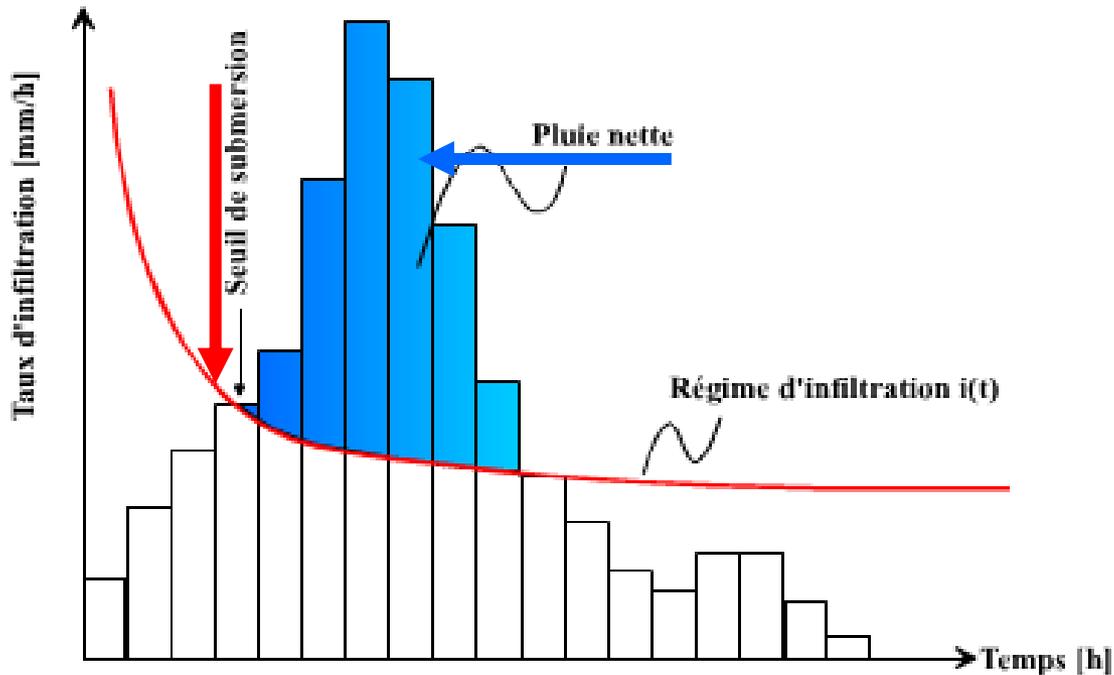
Le temps nécessaire pour égaler la capacité d'infiltration est variable. Il dépend principalement des conditions antécédentes d'humidité du sol et de l'averse.

Le temps requis est d'autant plus long que le sol est sec et que le régime d'alimentation est voisin de la conductivité hydraulique à **saturation K_s** .

- Lorsque l'intensité des précipitations est supérieure à la capacité d'infiltration du sol, l'excédent d'eau s'accumule en surface ou dans les dépressions formant des flaques, ou bien encore s'écoule en suivant les dénivelés topographiques.

Dans ce cas, on a atteint le **temps de submersion** (recouvrir) et l'on parle d'infiltration à capacité (le régime d'infiltration est limité par la capacité d'infiltration du sol).

Comme la détermination du **seuil de submersion** définit le début de l'écoulement superficiel, on peut alors déduire la lame ruisselée provoquée par une averse (volume du ruissellement divisé par la surface du bassin versant). qui correspond à la **pluie nette**.



Le ruissellement ou écoulement de surface

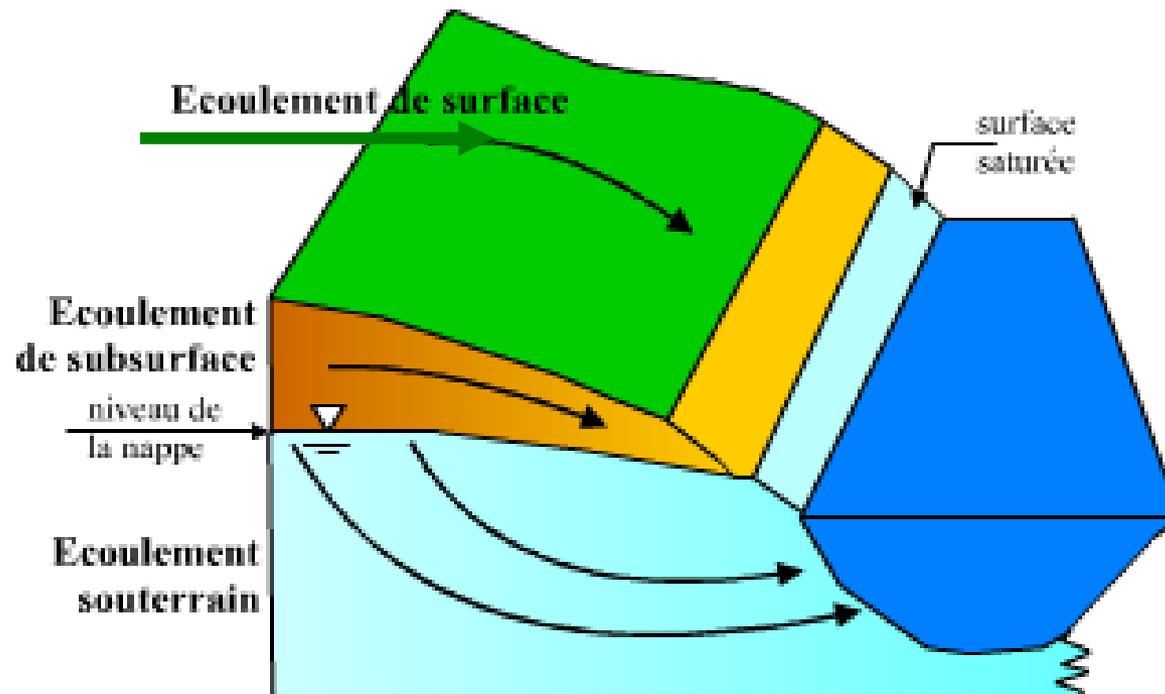
On peut distinguer en premier lieu les écoulements rapides des écoulements souterrains plus lents.

Les écoulements qui gagnent rapidement les exutoires pour constituer les crues se subdivisent en :

- **Écoulement de surface ou ruissellement** (mouvement de l'eau sur la surface du sol) ;
- **Écoulement de subsurface ou écoulement hypodermique** (mouvement de l'eau dans les premiers horizons du sol).
- **Écoulement souterrain** désigne le mouvement de l'eau dans le sol.

▪ **L'écoulement de surface** ou **ruissellement** est constitué par la frange d'eau qui, après une averse, s'écoule librement à la surface des sols.

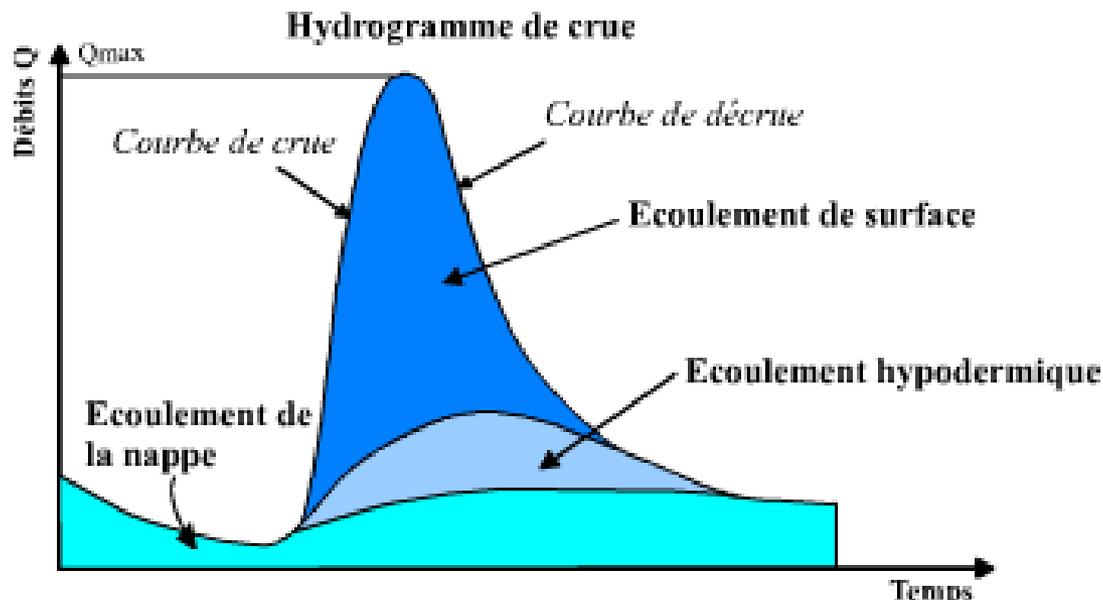
L'importance de l'écoulement superficiel dépend de l'intensité des précipitations et de leur capacité à saturer rapidement les premiers centimètres du sol, avant que l'infiltration et la percolation, phénomènes plus lents, soient prépondérants. (qui a plus d'importance).



▪ L'écoulement de surface

Après interception par la végétation, il y a partage de la pluie disponible au niveau de la surface du sol :

- en eau qui s'infiltrate et qui contribue, par un écoulement plus lent à travers les couches de sol, à la recharge de la nappe et au débit de base,
- et en ruissellement de surface dès que l'intensité des pluies dépasse la capacité d'infiltration du sol (elle-même variable, entre autre selon l'humidité du sol). Cet écoulement de surface, où l'excès d'eau s'écoule par gravité le long des pentes, forme l'essentiel de l'écoulement rapide de crue.



L'écoulement par dépassement de la capacité d'infiltration du sol est considéré comme pertinent pour expliquer la réponse hydrologique des bassins en climats semi-arides ainsi que lors de conditions de fortes intensités pluviométriques.

Il est généralement admis que même des sols naturels présentant une conductivité hydraulique élevée en climats tempérés et humides peuvent avoir une capacité d'infiltration inférieure aux intensités maximales des précipitations enregistrées.

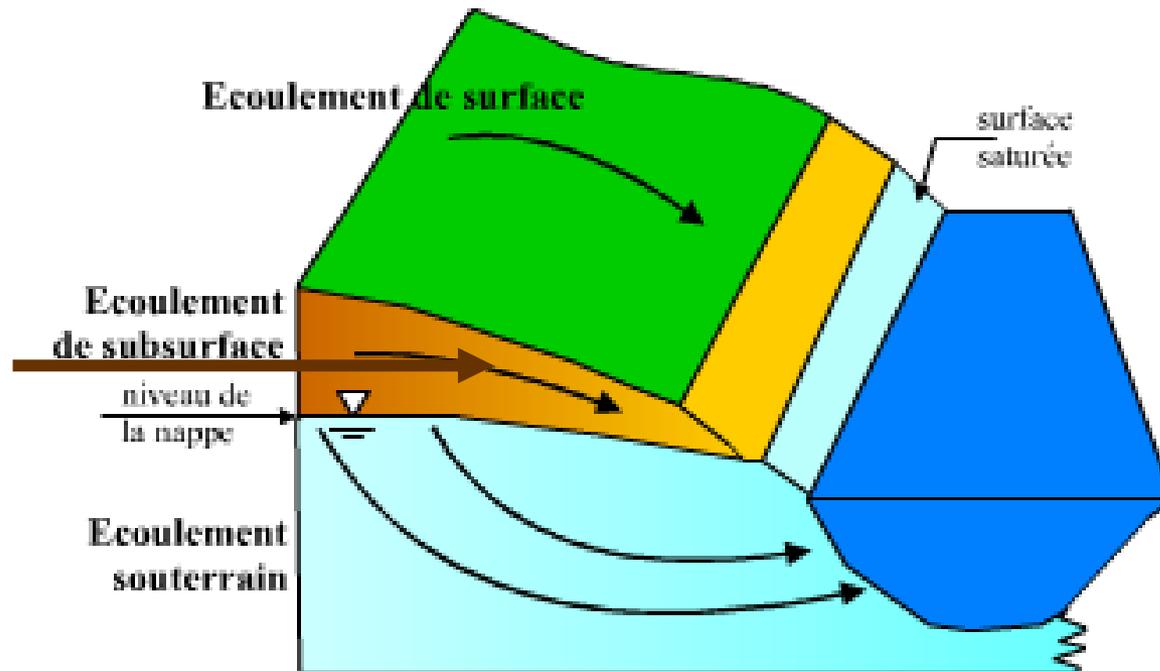
Cependant des crues sont fréquemment observées pour des pluies d'intensité inférieure à la capacité d'infiltration des sols.

Dans ce cas, d'autres processus tel que **l'écoulement sur des surfaces saturées** en eau, permettent d'expliquer la formation des écoulements.

Des zones de sol peuvent être saturées soit par contribution de l'eau de subsurface restituée par contribution directe des précipitations tombant sur ces surfaces saturées.

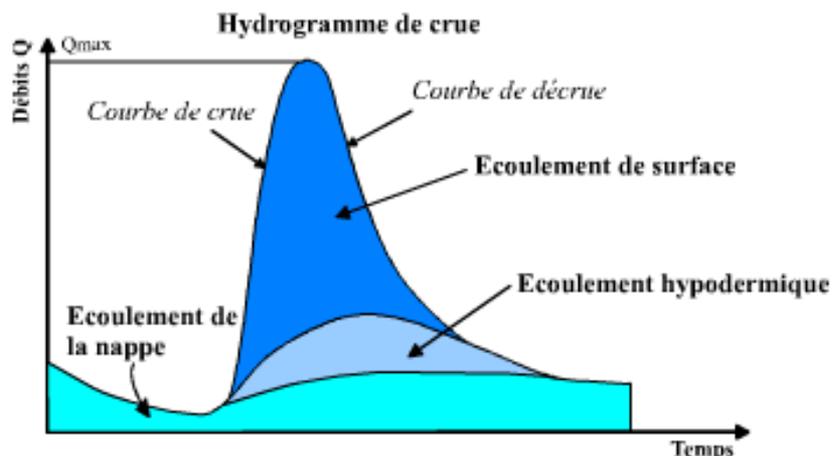
- **L'écoulement de subsurface** ou **écoulement hypodermique** comprend la contribution des horizons de surface partiellement ou totalement saturés en eau.

Ces éléments de subsurface ont une capacité de vidange plus lente que l'écoulement superficiel, mais plus rapide que l'écoulement différé des nappes profondes.



L'écoulement de subsurface ou écoulement hypodermique

Une partie des précipitations infiltrée chemine horizontalement dans les couches supérieures du sol pour réapparaître à l'air libre, à la rencontre d'un chenal d'écoulement.



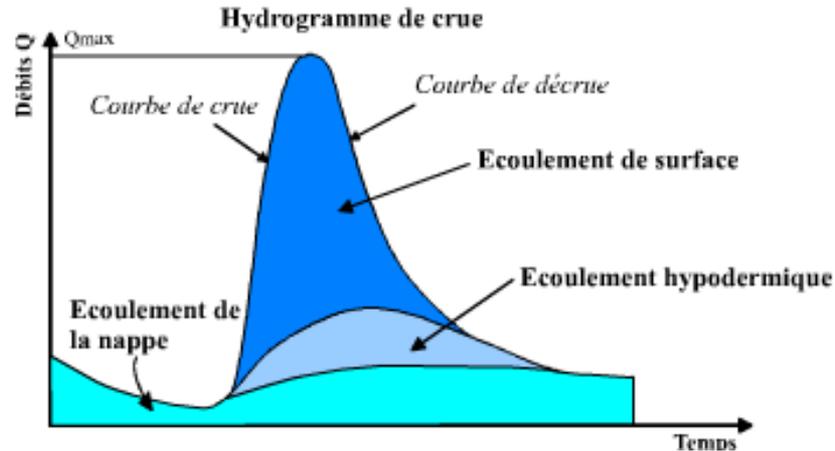
L'importance de la fraction du débit total qui emprunte la voie subsuperficielle dépend essentiellement de la structure du sol.

La présence d'une couche relativement imperméable à faible profondeur favorise ce genre d'écoulement.

Les caractéristiques du sol déterminent l'importance de l'écoulement hypodermique qui peut être important. Cet écoulement tend à ralentir le cheminement de l'eau et à allonger la durée de l'hydrogramme.

L'écoulement souterrain ou écoulement de la nappe

Lorsque la zone d'aération du sol contient une humidité suffisante pour permettre la percolation profonde de l'eau, une fraction des précipitations atteint la *nappe phréatique*.



L'eau va transiter à travers l' **aquifère** à une vitesse de quelques mètres par jour à quelques millimètres par an avant de rejoindre le cours d'eau.

A cause des faibles vitesses de l'eau dans le sous-sol, l'écoulement de base ou écoulement souterrain n'intervient que pour une faible part dans l'écoulement de crue.

De plus, il ne peut pas être toujours relié au même événement pluvieux que l'écoulement de surface et provient généralement des pluies antécédentes.

L'écoulement de base assure en générale le débit des rivières en l'absence de précipitations et soutient les débits d'étiage .

Bilan annuel des écoulements

L'**écoulement total** E_t représente la quantité d'eau qui s'écoule chaque année à l'exutoire d'un bassin versant considéré.

L'écoulement est la somme des différents termes : **écoulement superficiel** E_s , **écoulement hypodermique** E_h et **écoulement de base** (ou écoulement souterrain) E_b qui résulte de la vidange des nappes.

$$E_t = E_s + E_h + E_b$$

le **coefficient d'écoulement total** C_{et} , défini par le rapport entre les quantités d'eau écoulées et les quantités d'eau précipitées P :

$$C_{et} = E_t / P$$

le **coefficient d'écoulement de surface** C_{es} , obtenu en calculant le rapport entre les quantités d'eau écoulées rapidement et les quantités d'eau précipitées :

$$C_{es} = E_s + E_h / P$$

le **coefficient de ruissellement** C_r est défini par le rapport entre la quantité d'eau ruisselée (i.e. écoulée) à la surface du sol et celles des précipitations :

$$C_r = E_s / P$$

Transport solides dans les cours d'eau

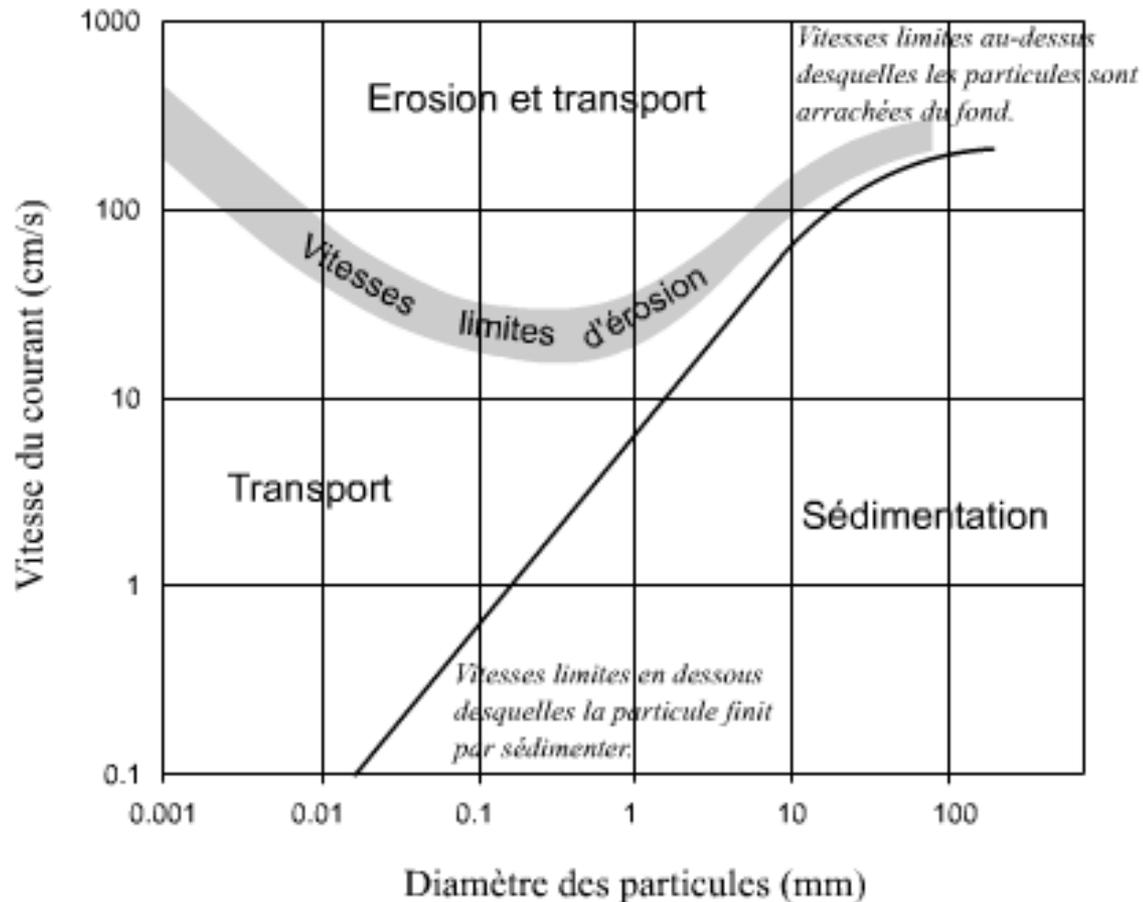
Le transport solide est par définition la quantité de sédiment (ou débit solide) transportée par un cours d'eau.

Ce phénomène est limité par la quantité de matériaux susceptible d'être transportée (c'est à dire la *fourniture sédimentaire*).

Il est principalement réglé par deux propriétés du cours d'eau :

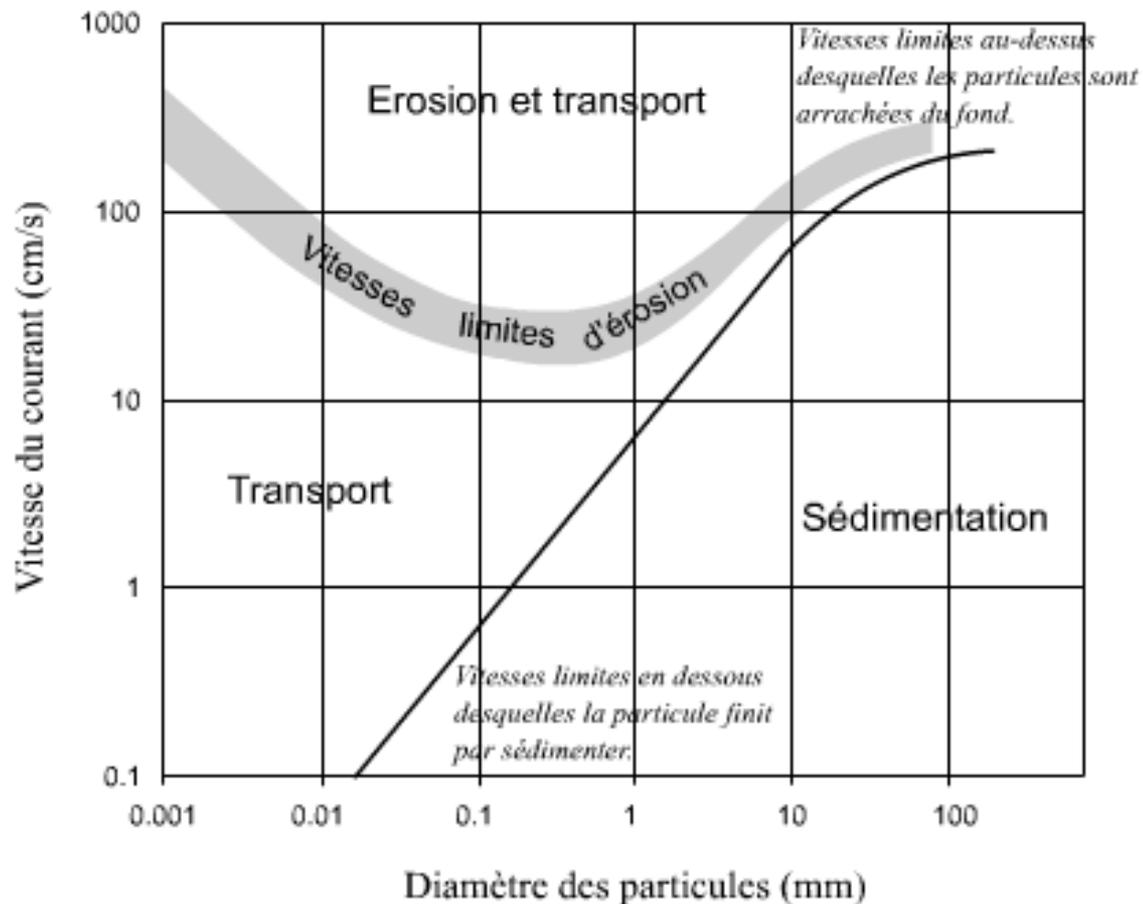
- **Sa compétence** - Elle est mesurée par le diamètre maximum des débris rocheux que peut transporter le cours d'eau.

Cette caractéristique est essentiellement fonction de la vitesse de l'eau.



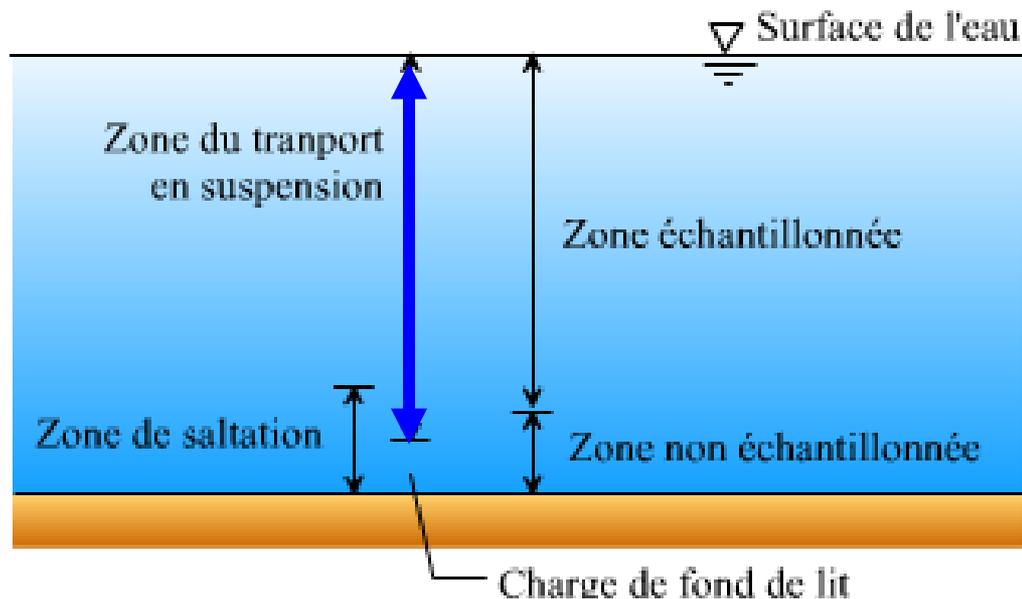
- **Sa capacité** - C'est la quantité maximale de matériaux solides que peut transporter en un point et à un instant donné le cours d'eau.

La capacité est fonction de la vitesse de l'eau, du débit et des caractéristiques de la section (forme, rugosité, etc.).

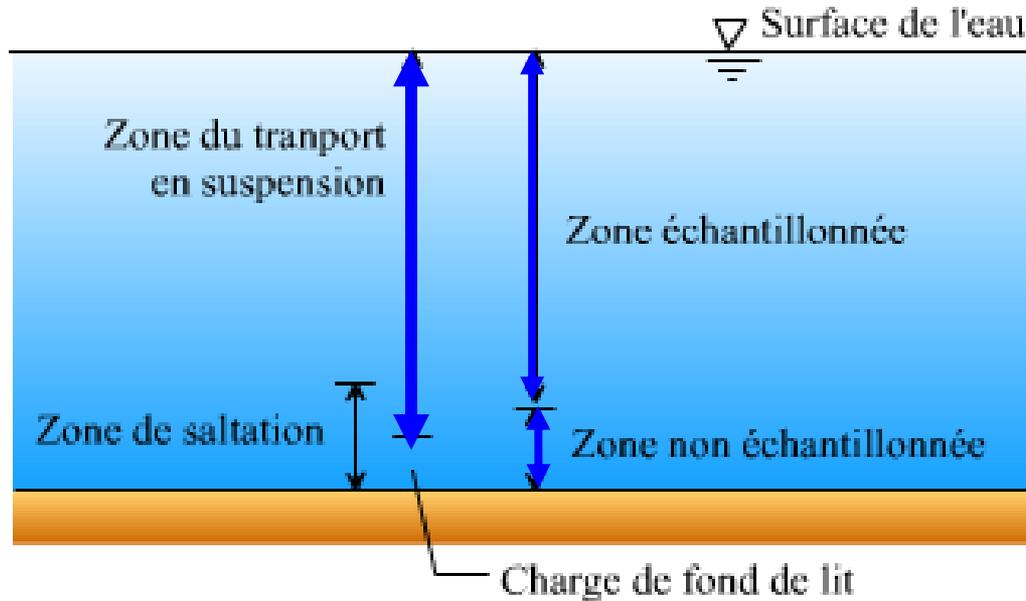


Le transport des sédiments par les cours d'eau est donc déterminé par les caractéristiques des particules (taille, forme, concentration, vitesse de chutes et densité des particules). Ce qui permet de distinguer :

- **la charge en suspension**, constituée de matériaux dont la taille et la densité leur permettent, dans des conditions d'écoulement déterminées, de se déplacer sans toucher le fond du lit.



Le transport en suspension est en général constitué de matériaux fins, argiles et colloïdes et quelquefois de silts.



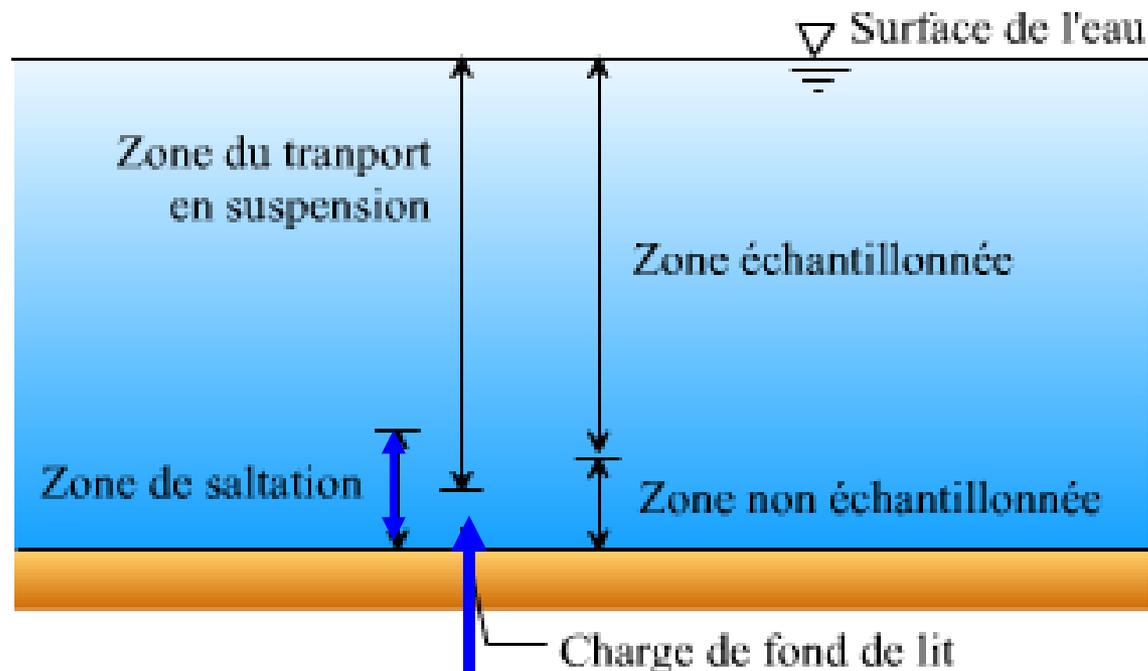
C'est souvent la seule fraction du débit solide qui puisse être aisément mesurée par rapport à la capacité de mesures,

on peut d'ailleurs distinguer la charge échantillonnée de la charge non échantillonnée .

Dans la très grande partie des cas, la charge en suspension représente quantitativement un pourcentage très important du transport global.

- **la charge de fond**, formée de matériaux trop gros pour être mis en suspension compte tenu de leur densité et de la vitesse du courant.

Ces particules roulent sur le fond ou se déplacent par saltation . Le transport par saltation correspond à un déplacement par bonds successifs.



CHAPITRE VI

Le stockage et ses variations

Pour compléter l'étude des composantes du cycle de l'eau, il est indispensable de déterminer **le stockage d'eau** et ses variations.

Rappelons que l'équation du bilan hydrologique peut s'écrire pour une période donnée :

$$\mathbf{E = I + O \pm \Delta S}$$

E : évaporation [mm] ou [m³],

I : volume entrant [mm] ou [m³],

O : volume sortant [mm] ou [m³],

ΔS : variation de stockage [mm].

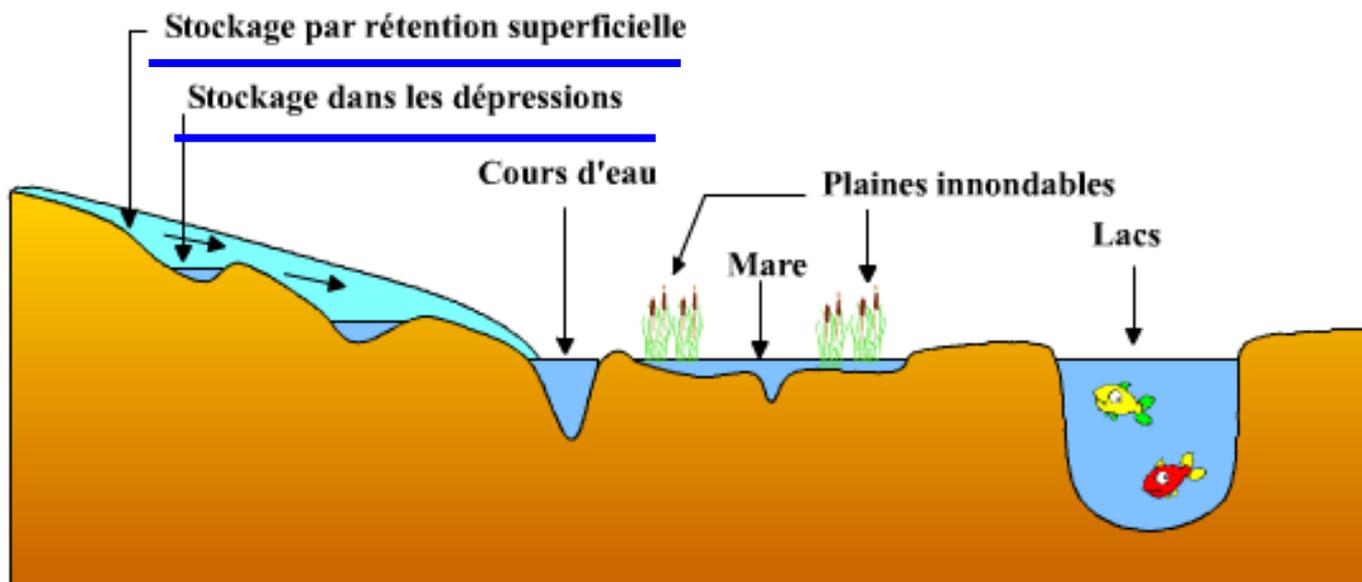
Le stockage d'eau se présente sous différentes formes. On peut distinguer trois grands types de réservoirs

- Les dépressions de la surface du sol dans lesquelles l'eau peut s'accumuler. C'est le stock d'eau de surface.
- Le sol et le sous-sol dans lesquelles l'eau est emmagasinée. C'est le stock d'eau souterraine.
- Les couvertures neigeuses et glaciaires qui constituent le stock d'eau sous forme solide.

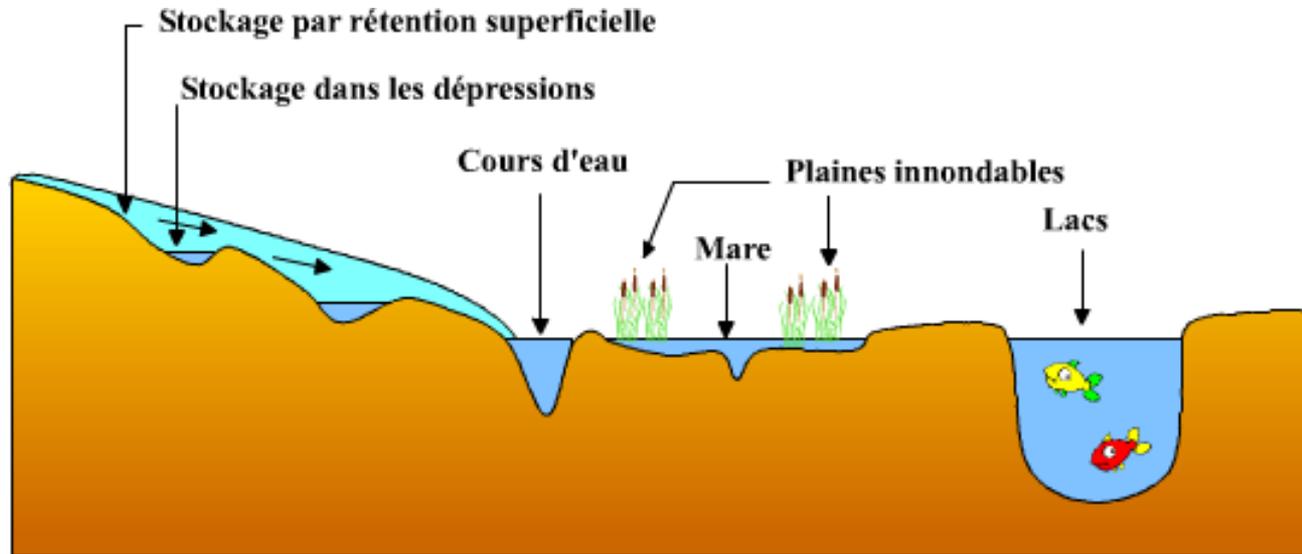
La **rétenction de surface** comprend toute l'eau accumulée sur, ou au-dessus du sol.

Elle comprend l'eau interceptée par le couvert végétal, l'évaporation durant les précipitations et le **stockage dans les dépressions** du sol qui est le volume d'eau emmagasiné dans les petites dépressions du sol jusqu'à leur niveau de déversement.

Elle ne comprend pas **la rétenction superficielle** qui est la partie de la pluie qui demeure à la surface du sol durant la précipitation et qui ruisselle ou s'infiltré quand la pluie a cessé.



Toute l'eau captée dans les dépressions de surface, des plus petites, dues à la rugosité du sol, aux plus grandes plaines inondées, lacs, marais, etc., est désignée comme le **stock d'eau de surface** .



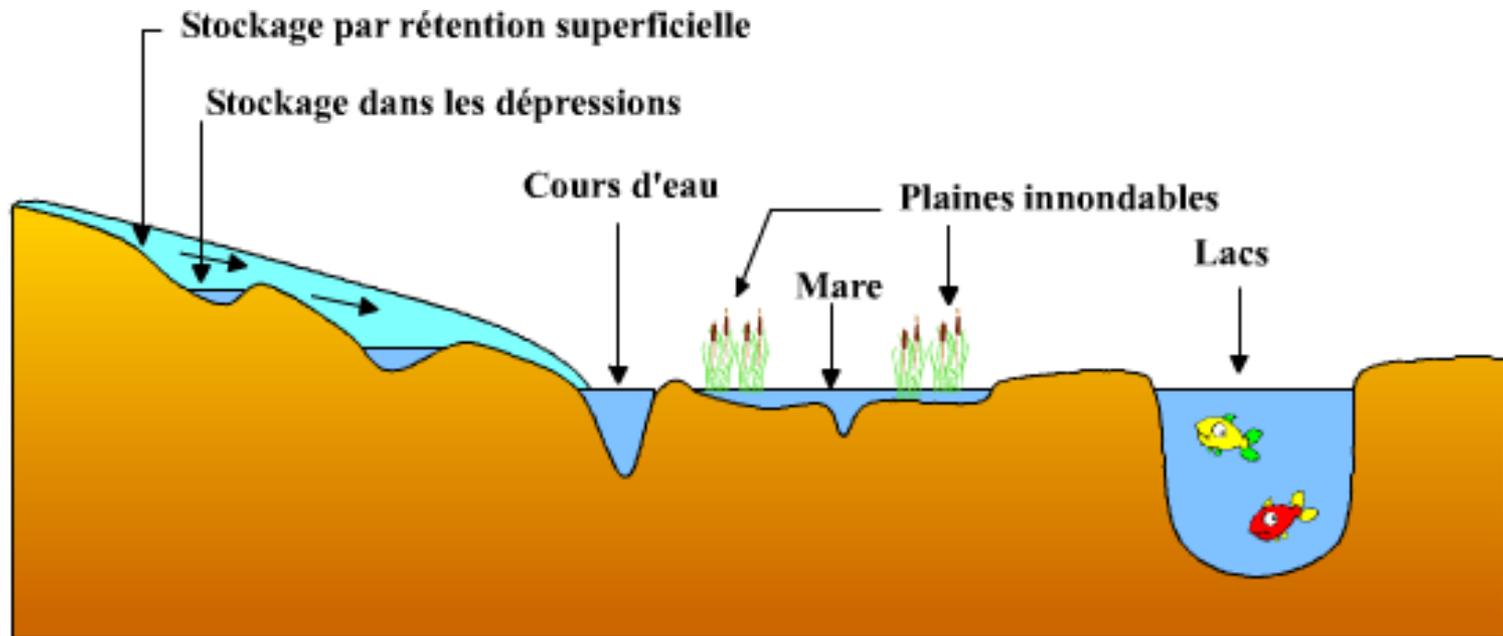
- Les petites dépressions de surface qui se remplissent dès que l'intensité des précipitations est supérieure à la capacité d'absorption du sol.

Lors d'averses suffisamment importantes, ces dépressions sont comblées et le surplus prend part au ruissellement de surface.

- Le volume total d'eau pouvant être retenu dans ces dépressions de surface est appelé **capacité de rétention** de surface.

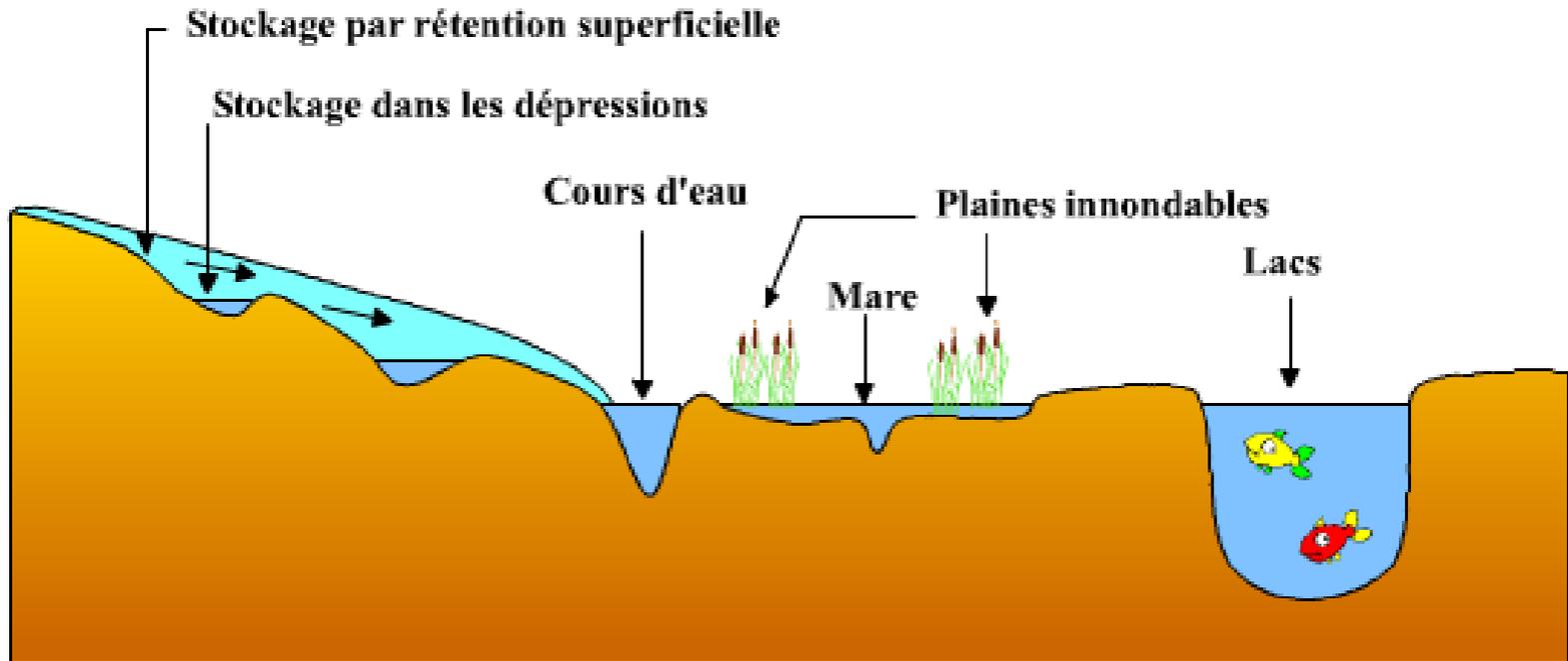
Après l'averse, l'eau emmagasinée dans ces dépressions s'infiltré dans le sol, ou est utilisée par les végétaux ou encore s'évapore directement.

Ces dépressions ne sont que de petits réservoirs temporaires, qui peuvent agir comme tampons durant une averse sur un bassin versant.



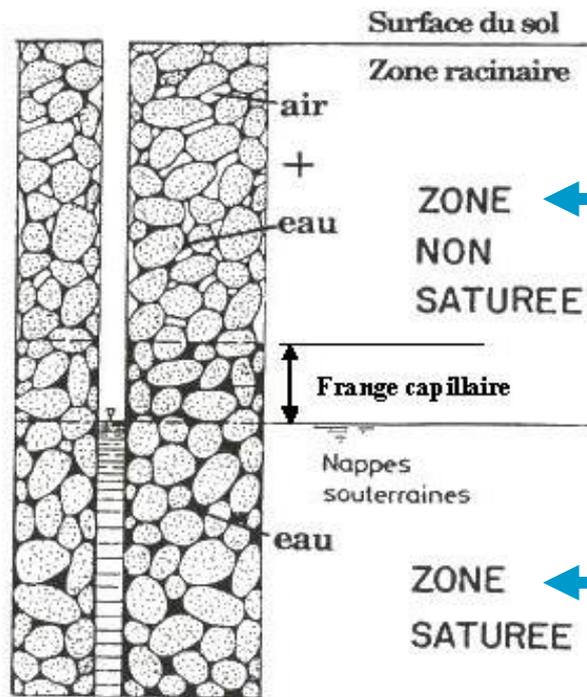
•Les **lacs** , les **plaines inondées** sont des réservoirs d'eau de surface, naturels ou artificiels, de volume et superficie pouvant être très importants.

Ils interviennent directement dans le bilan hydrologique par les échanges d'eau avec le sol (relations eau de surface-nappe), en favorisant l'évaporation à leur surface ou encore, en retardant l'écoulement en rivière par laminage.



Cette section s'intéresse à l'eau qui pénètre dans le sol et y séjourne, un court instant ou de longues années (phase souterraine du cycle de l'eau).

Les contraintes qui régissent la circulation de l'eau dans toute l'épaisseur du sol et du sous-sol amène à distinguer l'eau du sol et l'eau des réservoirs souterrains.

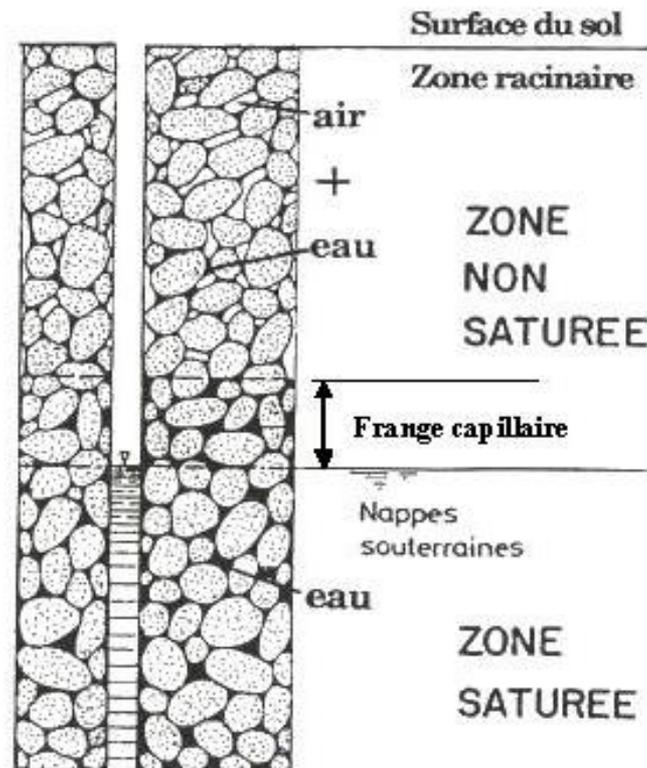


• La **zone non saturée**, système à trois phases (solide, liquide, gaz) ou seule une partie des espaces lacunaires sont remplis d'eau, le reste étant occupé par l'air du sol,

• La **zone saturée**, système à deux phases (solide, liquide) où tous les pores sont remplis d'eau.

La distinction fondamentale entre la zone saturée et la zone non saturée réside dans le comportement hydrodynamique de l'eau dû à l'effet de l'air et se traduit notamment par une **conductivité hydraulique** différente.

Cependant, les zones saturées et non saturées ne sont pas des domaines séparés, mais font partie d'un système d'écoulement continu.

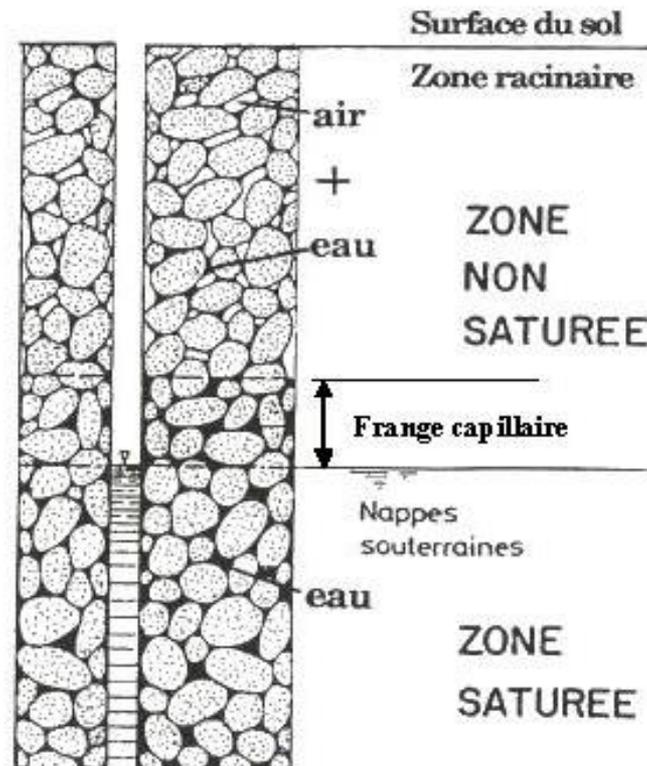


Pour faciliter l'étude de l'eau souterraine, nous distinguons toutefois :

- **L'eau du sol**, assimilée à celle se trouvant dans la zone non saturée.

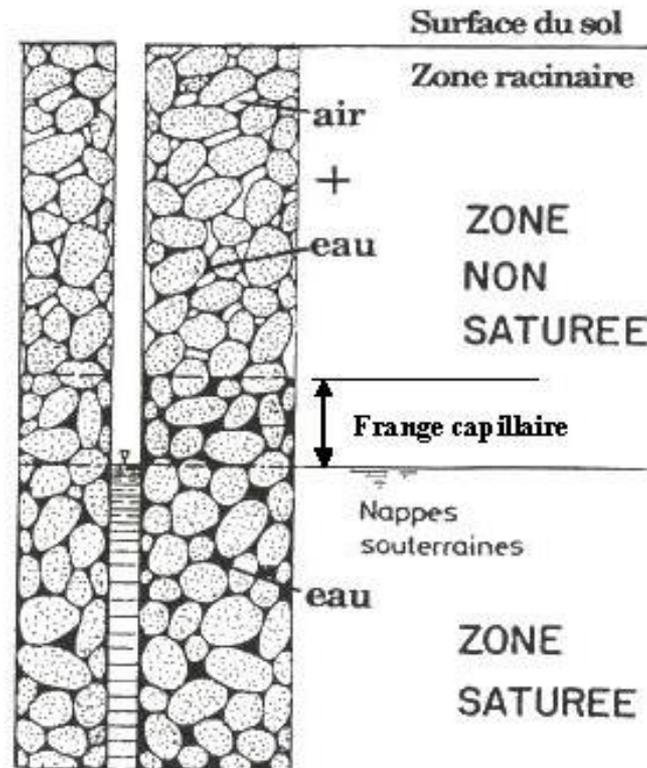
La zone de l'eau du sol est le siège des racines des végétaux et constitue surtout une limite supérieure importante des nappes (alimentation, évaporation) ;

elle est également le lieu de transit de matières et de substances. Ces processus font partie du continuum sol-plante-atmosphère.



- **L'eau du sous-sol** correspondant à celle de la nappe. L'infiltration renouvelle l'eau du sous-sol et des réservoirs souterrains et entretient, par son circuit dans les aquifères, le débit de l'écoulement souterrain (débit de base).

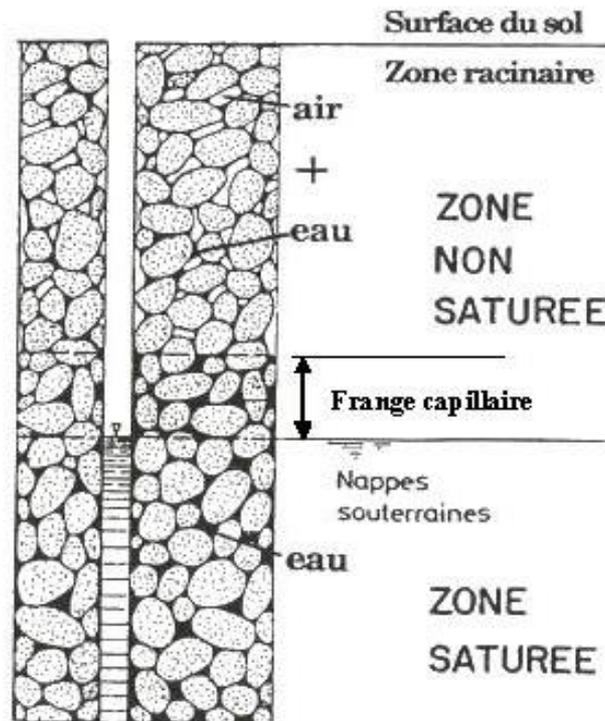
Celui-ci alimente les sources et les cours d'eau. Le niveau de l'eau souterraine est influencé par le régime de percolation de la pluie ou de l'eau d'irrigation à travers la zone non saturée. L'étude des réservoirs souterrains intéresse l'hydrogéologie.



Le sol dans sa partie non saturée apparaît comme un complexe dynamique à trois phases : liquide, solide et gazeuse.

La variabilité temporelle et spatiale de la phase liquide d'un sol se manifeste aussi bien sur le plan quantitatif que qualitatif.

L'évolution de la quantité (volume) et de la qualité (composition de l'eau) découle d'une dynamique de transferts liée aux propriétés même de l'eau et aux caractéristiques du sol.



La description quantitative de la phase liquide du sol repose sur la notion de **teneur en eau** ou **humidité du sol**.

Celle-ci varie principalement en fonction de la structure du sol et de sa porosité. Selon qu'on la rapporte à la masse ou au volume,

la teneur en eau d'un sol peut s'exprimer par :

- La **teneur en eau volumique** ou **humidité volumique θ** :

C'est le rapport du volume d'eau présent dans le sol au volume apparent de ce sol (volume de sol en place).

La teneur en eau volumique varie entre une **valeur minimale**, la teneur en eau résiduelle θ_r , et une **valeur maximale**, la teneur en eau à saturation θ_s .

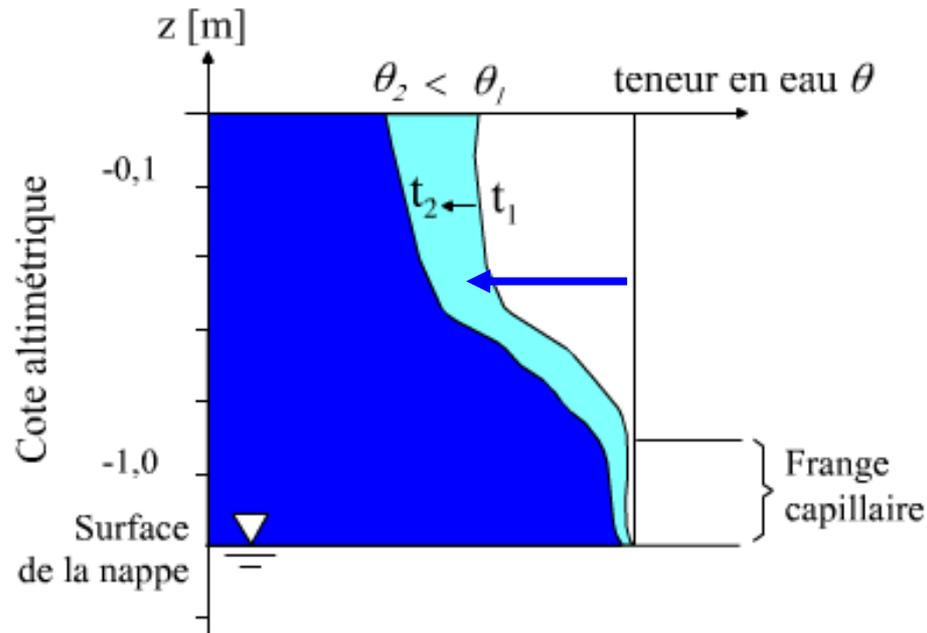
Celle-ci est en principe égale à la **porosité efficace** (définie comme le rapport du volume des vides au volume total du milieu).

- La **teneur en eau pondérale** ou **humidité pondérale w** : quantité (masse) d'eau contenue dans un échantillon de sol, rapportée à la masse des particules de sol sec.

La teneur en eau des éléments minéraux varie généralement entre 5 et 40%.

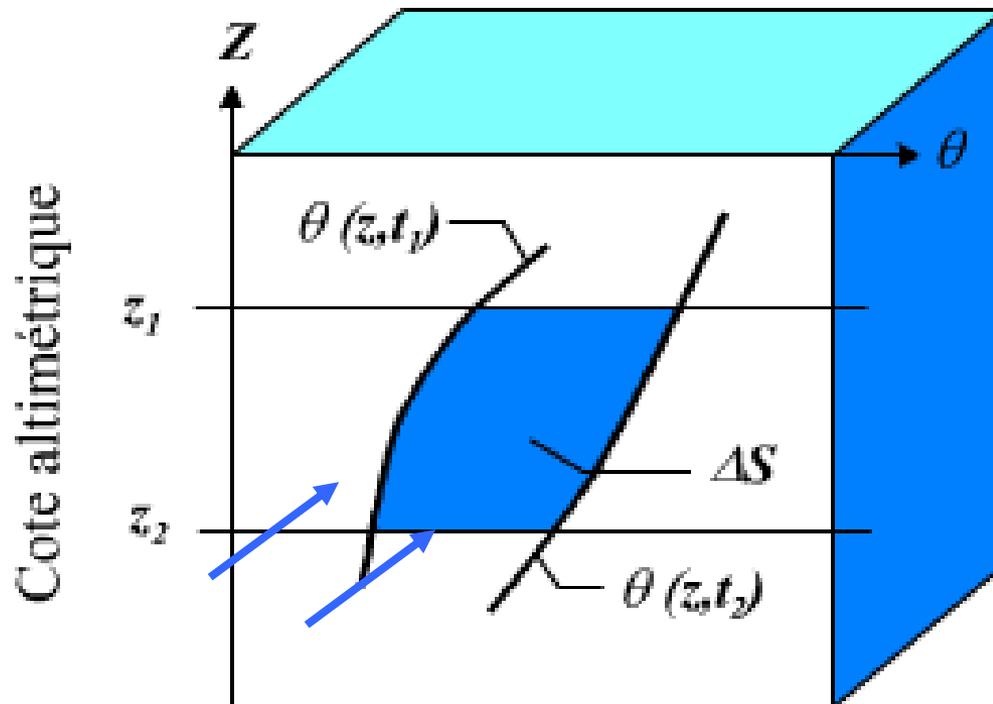
La présence de matière organique augmente cette valeur qui peut dépasser 100% (par exemple les tourbes où la teneur en eau pondérale peut atteindre 800%).

La variabilité spatiale et temporelle de la teneur en eau dans le sol est décrite par des **profils hydriques** successifs, représentant la distribution verticale des teneurs en eau dans le sol, à différents instants donnés.



La surface comprise entre deux profils successifs, aux temps **t1** et **t2**, représente le volume d'eau par unité de surface stocké ou perdu dans l'intervalle de temps .

La **variation de stock ΔS** entre les **cotes altimétriques z_1 et z_2** durant l'intervalle de **temps $\Delta t = t_2 - t_1$** est représentée par la surface de profondeur unitaire comprise entre ces deux profondeurs et les deux profils hydriques correspondants



La quantification des flux repose sur l'application de l'**équation de continuité**.

La loi de continuité exprime que la variation de la teneur en eau dans le temps est égale aux variations spatiales du flux :

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = - \frac{\Delta q}{\Delta z} \quad \text{ou encore} \quad \Delta q = - \frac{\Delta\theta \cdot \Delta z}{\Delta t}$$

$\Delta\theta$: variation de la teneur en eau [m^3/m^3] $\cdot 100[\%]$, valeur positive ou négative suivant que le sol perd ou stocke de l'eau ;

Δq : variation du flux transitant [mm/h] ;

Δz : variation de la profondeur [mm] ;

Δt : variation du temps [h].

On a alors les équations suivantes :

$$\Delta q = q_{z_2} - q_{z_1}$$

$$\Delta q = -\frac{1}{\Delta t} \int_{z_1}^{z_2} \Delta \theta \cdot dz$$

$$\Delta q = -\frac{1}{\Delta t} \cdot (\Delta S)_{z_2-z_1}$$

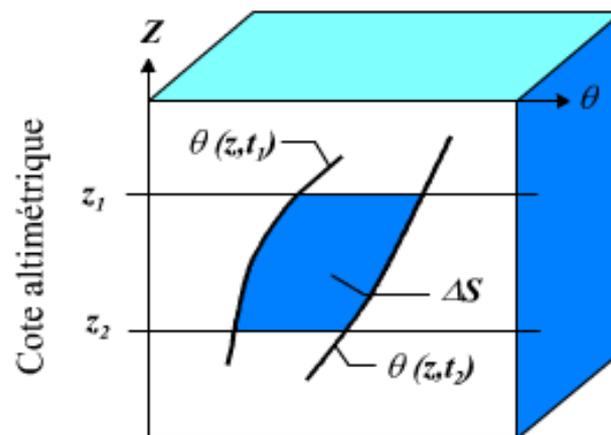
Où :

Δq : variation du flux transitant [mm/h] ;

q_{z_1} et q_{z_2} : flux d'eau moyen entre t_1 et t_2 à travers les sections de cote respectives z_1 et z_2 ,

Δt : intervalle de temps compris entre t_1 et t_2 ,

$\Delta S_{z_2 - z_1}$: surface comprise entre les deux profils hydriques et les profondeurs z_1 et z_2 .



CHAPITRE VII

Etat énergétique de l'eau dans le sol

La dynamique de l'eau résulte de l'action de différents champs de forces auxquelles elle est soumise : force de gravité, de capillarité, d'adsorption, etc.

On parle d'**eau gravitaire** lorsque l'effet de la gravité est prépondérant, d'**eau capillaire** lorsque l'effet des forces de capillarité prédomine, ou encore d'**eau hygroscopique** pour signaler la supériorité des forces d'adsorption.

Le concept de potentiel total de la phase liquide permet de quantifier l'état énergétique de l'eau du sol et de décrire son comportement au sein du système sol-plante-atmosphère.

Il s'exprime de façon courante par la notion de la **charge hydraulique totale H**, définie comme la somme des énergies potentielles de pression et de gravité, rapportée à l'unité de poids de liquide :

$$\mathbf{H = h + Z}$$

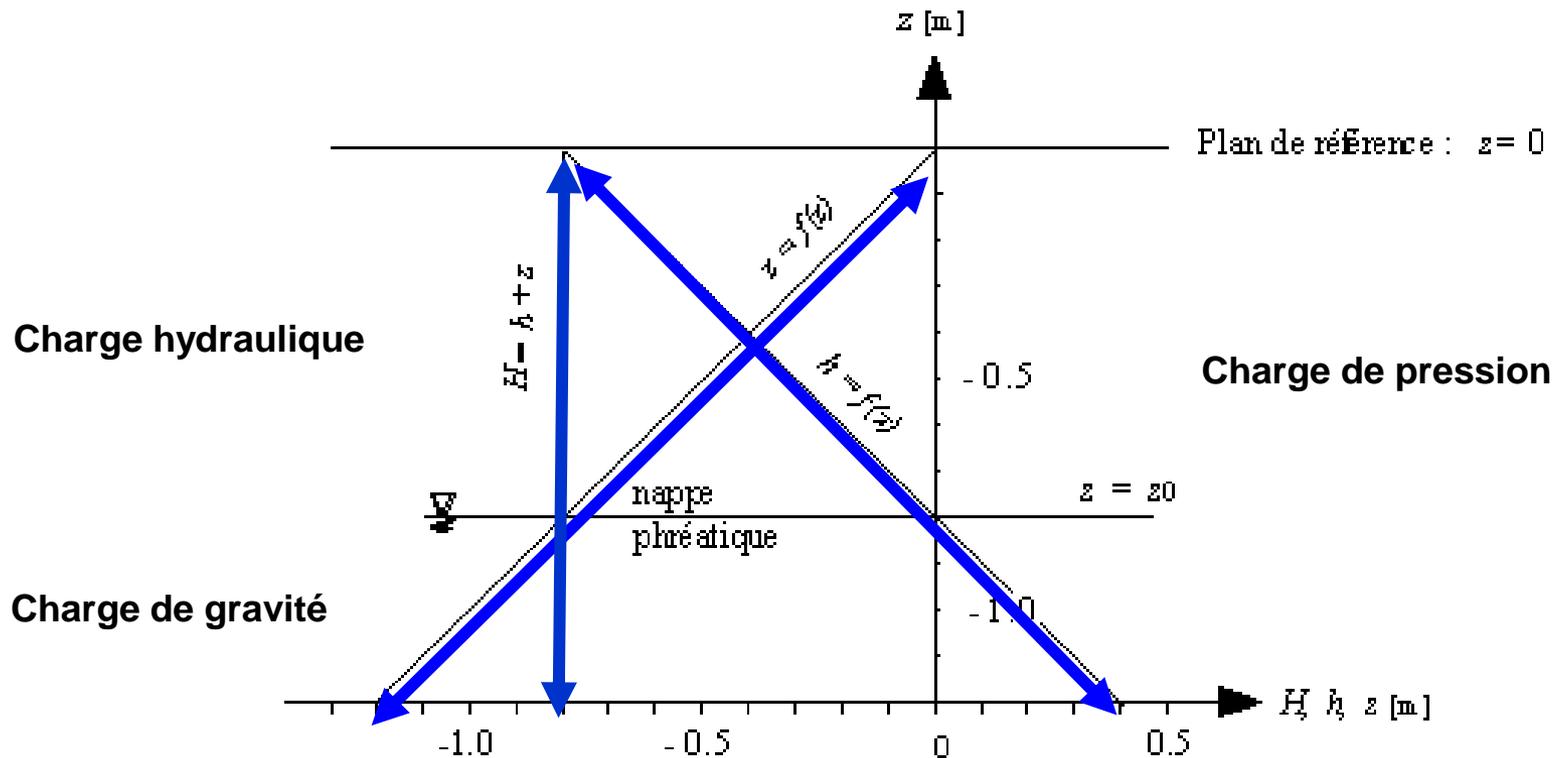
Avec :

H : charge hydraulique [m], c'est-à-dire la pression exprimée en hauteur d'eau équivalente, soit la pression exercée par une colonne d'eau verticale de même hauteur ;

h : charge de pression [m], c'est-à-dire la pression effective de l'eau du sol, en hauteur d'eau, par rapport à la pression atmosphérique ;

z : charge de gravité [m], c'est-à-dire la hauteur de l'eau au-dessus du plan de référence.

La distribution des potentiels de pression, de gravité et du potentiel total dans le sol le long d'une verticale est représentée graphiquement par des **profils de charge** de pression, de gravité et de charge totale .



Les mouvements d'eau dans le sol, leur direction et leur importance sont régis par les différences d'énergie potentielle totale de l'eau, celle-ci se déplaçant d'un point à énergie élevée vers un point de plus basse énergie, pour tendre vers un équilibre

La loi Darcy de comportement dynamique de la phase liquide d'un sol traduit l'existence d'une relation entre les forces auxquelles est soumis le fluide et sa vitesse d'écoulement.

$$q = -K_s \cdot \frac{dH}{dz}$$

q : flux transitant [mm/h]

H : charge hydraulique totale [m]

z : profondeur à partir de la surface du sol [m]

K_s : conductivité hydraulique à saturation [mm/h].

Deux cas sont à distinguer selon que l'on se situe en milieu **saturé** ou non.

Dans le cas d'un milieu non saturé, la conductivité hydraulique n'est plus constante ; elle varie avec la teneur en eau **q** tout comme la pression effective de l'eau du sol qui est négative.

En **milieu saturé**, la pression effective de l'eau du sol est positive ; elle correspond à la profondeur de submersion en dessous de la surface d'eau libre.

L'infiltration et la percolation

3- L'infiltration et la percolation

L'infiltration désigne le mouvement de l'eau pénétrant dans les couches superficielles du sol et l'écoulement de cette eau dans le sol et le sous-sol, sous l'action de la gravité et des effets de pression.

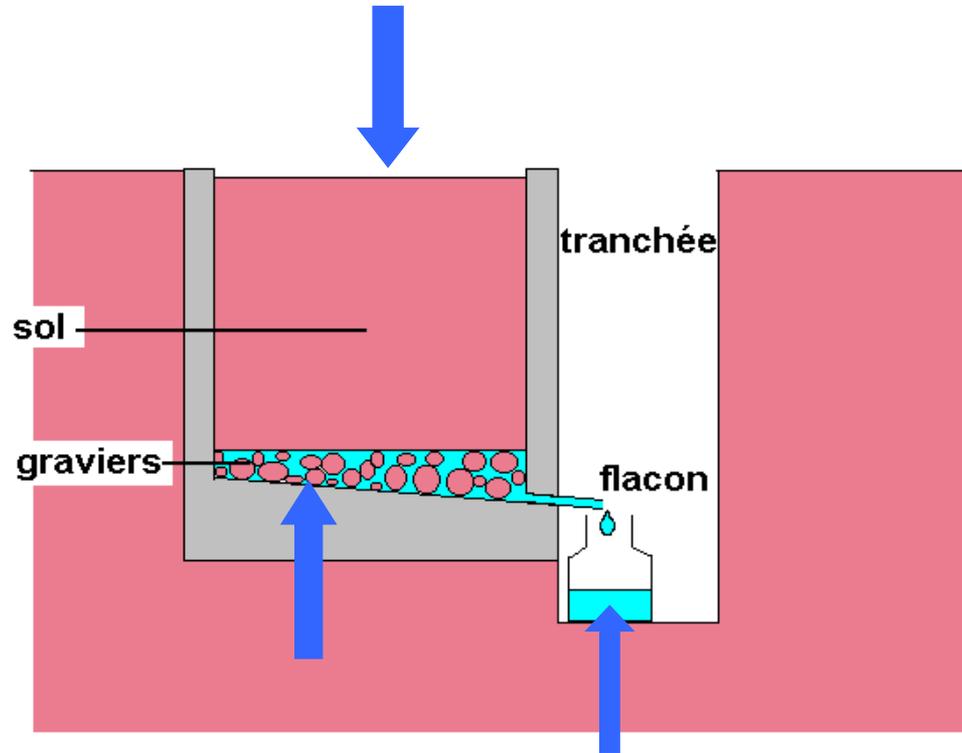
La percolation représente plutôt l'infiltration profonde dans le sol, en direction de la nappe phréatique.

Le taux d'infiltration est donné par la tranche ou le volume d'eau qui s'infiltre par unité de temps (mm/h ou m³/s).

La capacité d'infiltration est la tranche d'eau maximale qui peut s'infiltrer par unité de temps dans le sol et dans des conditions données.

L'infiltration est nécessaire pour renouveler le stock d'eau du sol, alimenter les eaux souterraines et reconstituer les réserves aquifères.

L'infiltration peut être mesurée expérimentalement à l'aide de cases lysimétriques



Une case lysimétrique est un bac exposé en plein air qui contient un sol couvert d'un certain type de végétation, ou laissé à nu,.

dont on évalue la quantité d'eau infiltrée et drainée par rapport à celle apportée par les précipitations.

5- Alimentation des systèmes hydrologiques

5-1- Alimentation et pertes du bassin hydrologique-précipitation efficace et Evaporation

Les précipitations efficaces PE représentent la quantité d'eau fournie par les précipitations qui reste disponible à la surface du sol, après soustraction des pertes par évaporation réelle.

$$PE = P - ETR$$

L'évapotranspiration est considérée comme une perte par les hydrogéologues.

Elle résulte de deux phénomènes :

On calcule l'évapotranspiration à l'aide de formules empiriques comme celle de **Thornthwaite**, de **Penman** ou de **Turc**.

Thornthwaite : formule qui est valable dans les régions semi arides et semi pluvieuses

$$ETP = 1,6 \times (10 t / i)^\alpha$$

ETP : en cm pour un mois théorique de 30 jours et une durée théorique d'éclairement de 12h sur 24h

t : température moyenne mensuelle en °C

i : indice thermique annuel, il est égal à la somme de 12 indices thermiques mensuels

$$i = (t/5) 1,514$$

$$\alpha = (1,6/ 100) \times i + 0,5$$

La formule Turc : valable dans une zone où l'**atmosphère n'est pas très sèche** (humidité relative supérieure à 50%) :

$$\text{ETP} = 0,40 (\text{I}_g + 50) (t/t+15)$$

I_g : radiation globale du mois considéré exprimé en cal/cm²/jour

Pour le mois de février le coefficient 0,40 est réduit à 0,37.

t : température moyenne mensuelle en °C

Dans les zones arides ou en **périodes sèches** où l'**humidité relative (hr)** est inférieure à 50% on utilise la formule suivante:

$$\text{ETP} = 0,40 (\text{I}_g + 50) (t/t+15) (1+(50-hr)/70)$$

On retiendra uniquement la **formule de Turc** établie à partir des observations faites sur 254 bassins versants situés sur **tous les climats du globe** :

$$ETR = \frac{P}{(0,9 + P^2 / L^2)^{1/2}}$$

$$L = 0,05T^3 + 25T + 300$$

P précipitations en mm

T température en °C

ETR en mm par an

Connaissant **la précipitation** et **l'évapotranspiration potentielle** au niveau d'une région, nous pouvons classer les régions en fonction du rapport **P/ETP** dans des zones d'aridité suivantes :

$0,2 < P/ETP < 0,5$: **semi aride**

$0,03 < P/ETP < 0,2$: **aride**

P/ETP est inférieur ($<$) 0,03 : **hyper aride**

6- Alimentation du bassin hydrologique-Infiltration

L'eau des précipitations est répartie à la surface du sol en deux parties fixes conventionnelles et inégales :

- **le ruissellement (R)** qui alimente l'écoulement de surface (**Qs**), directe, rapide à la surface du sol. Il est collecté par le réseau hydrographique.
- **L'infiltration (I)** est la quantité d'eau franchissant la surface du sol, elle renouvelle les stocks d'eau souterraines et entretient le débit de l'écoulement souterrain des sorties après circulation dans les formations hydrogéologiques perméables du sous sol.

La hauteur d'infiltration ou la **lame d'eau infiltrée** est la quantité d'eau infiltrée à travers la surface du sol pendant une durée déterminée. Elle est exprimée en mm/an.

Le taux d'infiltration est le rapport entre la hauteur d'infiltration et une hauteur de précipitation efficace.

L'alimentation spécifique est le quotidien des quantités d'eau globales apportées en moyenne à une nappe,

pendant une durée définie par l'aire de l'aquifère considérée, elle s'exprime en **I/s km²**.

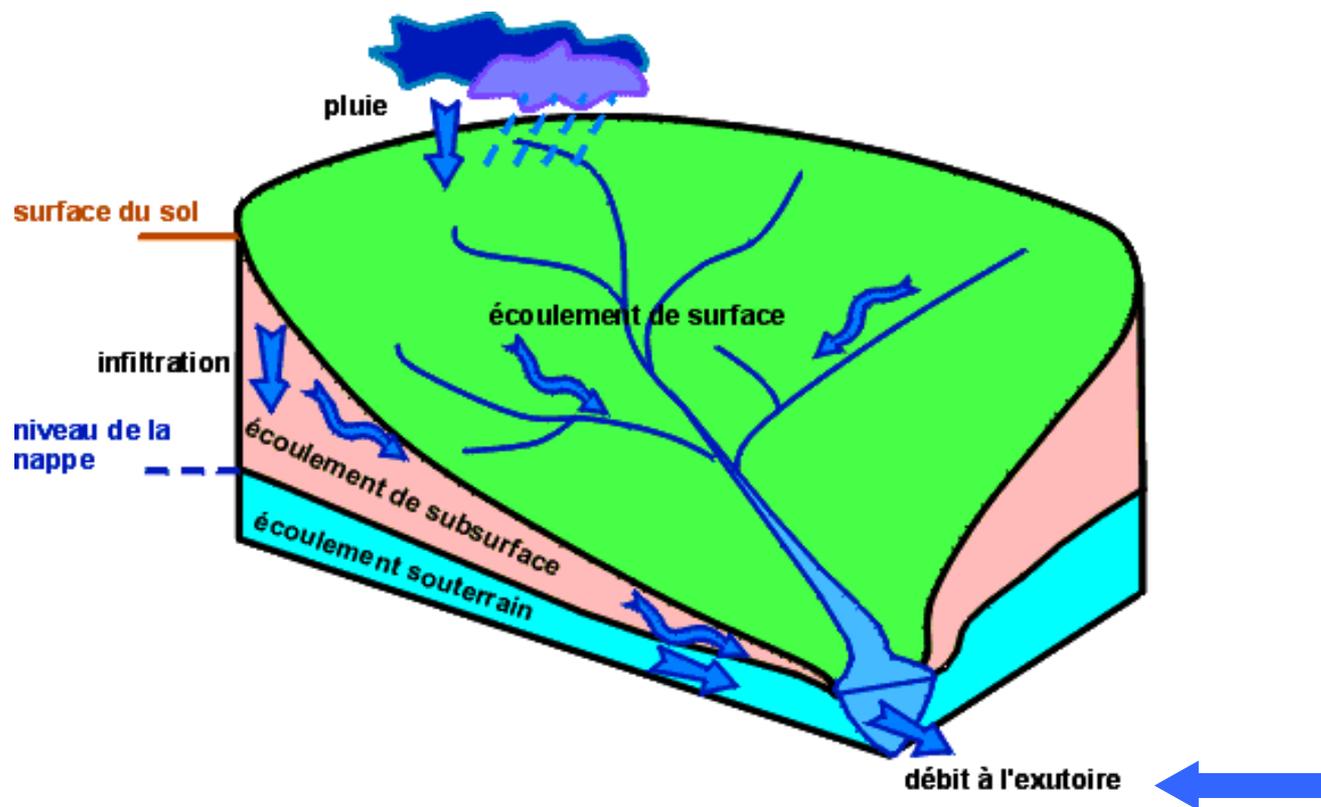
6-1- Alimentation de l'aquifère-infiltration efficace

L'aquifère est alimentée par l'infiltration efficace **IE**. C'est la quantité d'eau qui parvient à la surface de la nappe.

Au cours de son trajet entre la surface du sol et la surface de la nappe,

l'eau d'infiltration subit des pertes par évapotranspiration.

7- Débit de l'écoulement total du bassin hydrologique



La sortie du bassin hydrologique est mesurée, à son exutoire principal par le débit de l'écoulement total naturel moyen, Q_t ou écoulement total

Le terme naturel implique le fait que le débit des cours d'eau du bassin n'est pas modifié par des interventions humaines.

En équilibre naturel, sur une longue période, l'écoulement total est égal aux précipitations efficaces.

7-1- Débit de l'écoulement souterrain du bassin hydrologique et de l'aquifère

Le débit de l'écoulement souterrain naturel moyen représente les sorties du bassin hydrogéologique ou l'aquifère.

C'est-à-dire son drainage par les cours d'eau et l'alimentation des sources du bassin hydrologique. Il assure le débit des rivières en absence de précipitations.

Les débits d'étiages sont égaux au débit de l'écoulement souterrain des aquifères.

C'est donc le débit total des eaux souterraines dans les exutoires compris dans le bassin hydrologique : source, surface d'eau libre, dépression fermés et mer.

Il est possible de distinguer selon leur origine, quatre types de sources : émergence, déversement, débordement et artésienne.

Les aquifères dans les vallées sont en relation étroites avec les rivières ou les lacs, lesquels les alimentent ou les drainent.

Les exutoires peuvent être des dépressions fermées occupées par des lacs ou sèches dans les zones arides (dépressions endoréiques). Le long des littoraux les aquifères affluent vers la mer avec contact eau douce/eau salée.

En équilibre naturel, sur une longue période, l'écoulement souterrain est égal à l'infiltration pour le bassin hydrogéologique et à l'infiltration efficace pour l'aquifère.

En terme de système, c'est donc le débit des apports, fraction de l'écoulement total ou des précipitations efficace qui, après avoir transité avec modulation dans l'espace considéré, alimente le débit des écoulements.

Il ne doit pas être confondu avec le mouvement de quantité d'eau dans les aquifères ou écoulement de l'eau souterraine ou flux souterrain qui est étudié par l'hydrodynamique souterraine.

Ce tableau du bilan moyen annuel d'un aquifère à nappe captive du continental intercalaire du Sahara septentrional au m³/s : superficie 600 000 km² (Unesco 1972)

Débit des apports			Débits des écoulements		
Composante du bilan	1956	1977	Composante du bilan	1956	1970
Atlas Saharien	2,03	2,03	Exutoire Tunisie	3,58	3,48
Tinrhet	0,43	0,43	Foggaras : Gourara	1,80	1,80
Lybie	0,49	0,49	Foggaras Tidikelt	1,94	1,90
Dahar Sud Tunisie	1,99	1,99	Percolation verticale Chotts	0,30	0,29
Grand Erg occidental	3,55	3,55	Percolation verticale El Abiod	0,55	0,55
Totaux	8,49	8,49	Totaux	8,17	8,02
			Prélèvement par sondages	0,32	3,05
			Totaux	8,49	11,07
Prélèvements sur la réserve					2,58

Le tableau du bilan global moyen annuel des grands domaines du cycle de l'eau : continent, océan et globe. Valeurs d'eau en milliers de km³ (Unesco 1978)

Continents	Baumgartner 1975			Monographie soviétique 1978			Lvovich 10974		
	P	ET	QT	P	ET	QT	P	ET	QT
Europe	6,6	3,8	2,8	8,3	5,3	3	7,2	4,1	3,1
Asie	30,7	18,5	12,2	32,2	18,1	14,1	32,7	19,5	13,2
Afrique	20,7	17,3	3,4	22,3	17,7	4,06	20,8	16,6	4,2
Australie	7,1	4,7	2,4	7,1	5,6	2,5	6,4	4,4	2,0
Amérique du Nord	15,6	9,7	5,9	18,3	10,1	8,2	13,9	7,9	6,0
Amérique du Sud	28,0	16,9	11,1	28,4	16,2	12,2	29,4	19,0	10,4
Antarctique	2,4	0,4	2,0	2,3	0	2,3	-	-	-
Total	111	71	40	119	72	47	113	72	41
Océans	385	425	- 40	458	505	- 47	412	453	- 41
Monde	496	496	0	577	577	0	525	525	0 169

8- Aquifère, réservoir d'eau souterraine

L'aquifère est un complexe de deux constituants en interaction : **le réservoir** et **l'eau souterraine**:

Le terme, **eau souterraine**, désigne toute l'eau contenue ou circulant dans le réservoir. La fraction mobile est la nappe d'eau souterraine.

La première fraction du réservoir est capacitive. Elle caractérise le stockage ou la libération de l'eau souterraine.

Ces deux actions sont groupées sous le terme d'emmagasinement souterrain de l'eau.

La libération de l'eau du réservoir est provoquée par l'action de la force de la gravité (aquifère à nappe libre) ou

par expulsion et décompression (aquifère à nappe captive).

8-1 Caractéristiques physique du réservoir

Le réservoir représente la trame solide de la structure de l'aquifère. L'eau souterraine mobile s'emmagasine et circule dans les vides du réservoir, d'où l'importance de leur étude.

Celle-ci porte sur les grandes caractéristiques des vides : morphologie, interconnexions et genèse.

8-1-2 Morphologie et interconnection des vides

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

L'étude morphologique des vides porte sur leur nature, leur forme et leurs dimensions.

Deux grands types de vides, pores et fissures, caractérisent respectivement le milieu poreux et le milieu fissuré.

8-1-3 Etude granulométrique et caractéristiques du milieu poreux

L'étude granulométrique, ou granulométrie, est l'ensemble des techniques permettant de déterminer les caractéristiques

physiques, pétrographiques, et géochimiques des roches meubles.

a. Analyse granulométrique et paramètres granulométriques

Une roche meuble, milieu poreux, est constituée d'un assemblage de particules solides, ou grains.

Leurs caractéristiques géométrique, leur répartition et leur disposition vont déterminer le type de réservoir.

L'analyse granulométrique a pour but la mesure des diamètres des grains par des paramètres granulométriques.

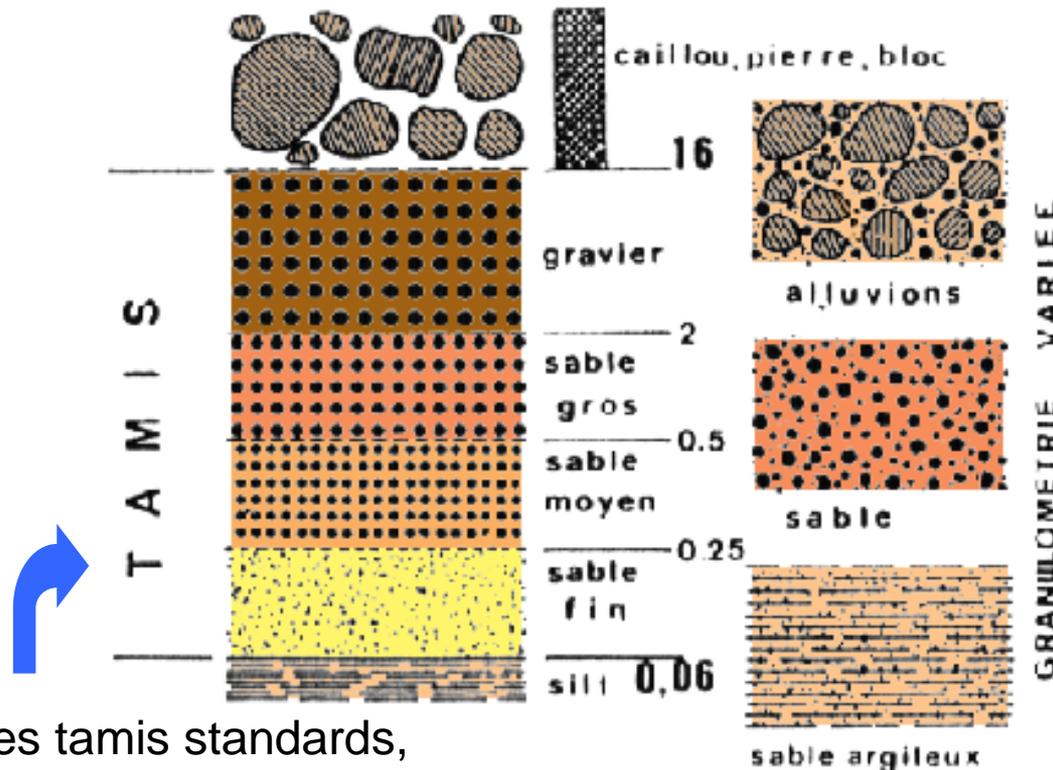
Les dimensions des grains des roches meubles s'étalent dans une gamme, en général continue.

L'analyse granulométrique a pour but le tri, par des tamis standards, des grains en fourchettes de diamètres conventionnels.

Une première opération est donc le classement des grains en gammes de diamètres déterminés. C'est-à-dire l'établissement d'une classification granulométrique.

b. Phases et classification granulométriques

Les dimensions des grains des roches meubles s'étalent dans une gamme, en général continue. L'analyse granulométrique a pour but le tri,



Une première opération est dans le classement des grains en gammes de diamètres déterminés.

C'est-à-dire l'établissement d'une classification granulométrique).

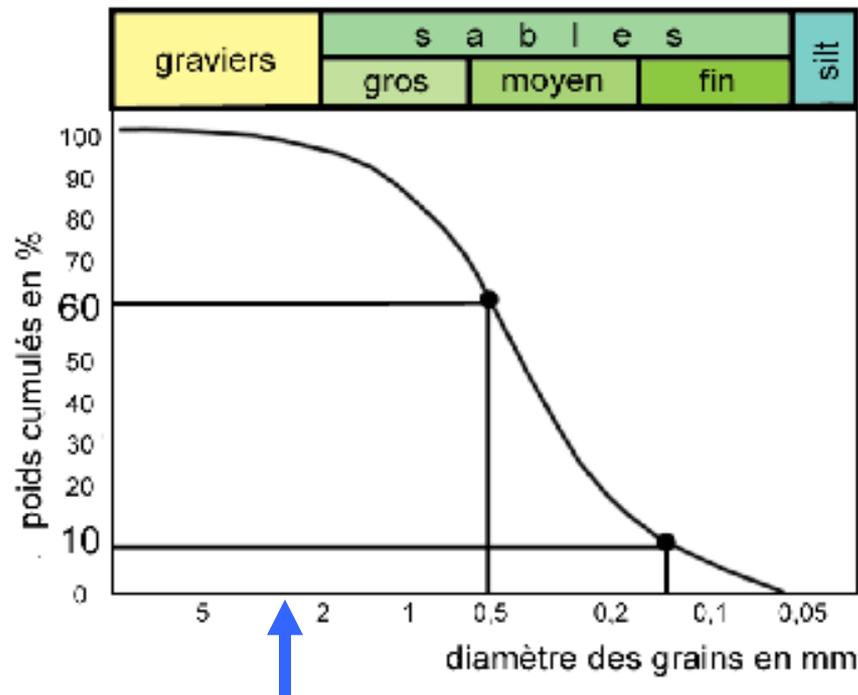
par des tamis standards, des grains en fourchettes de diamètres conventionnels.

c. Courbe granulométrique cumulative

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

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

- En ordonnée linéaire les poids cumulés, en grammes, exprimés en pourcentage du poids de l'échantillon étudié.

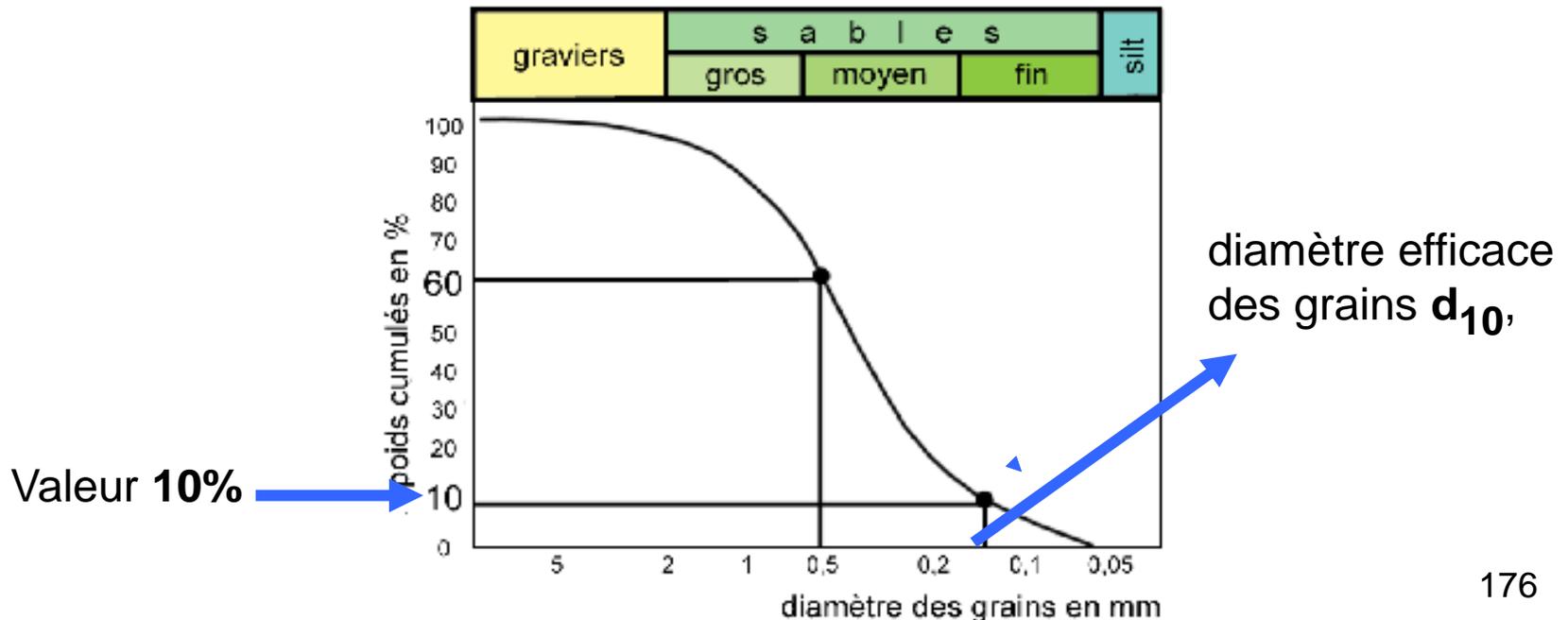


- En abscisses logarithmiques les diamètres des grains, en mm, déterminés par les dimensions des mailles des tamis ;

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

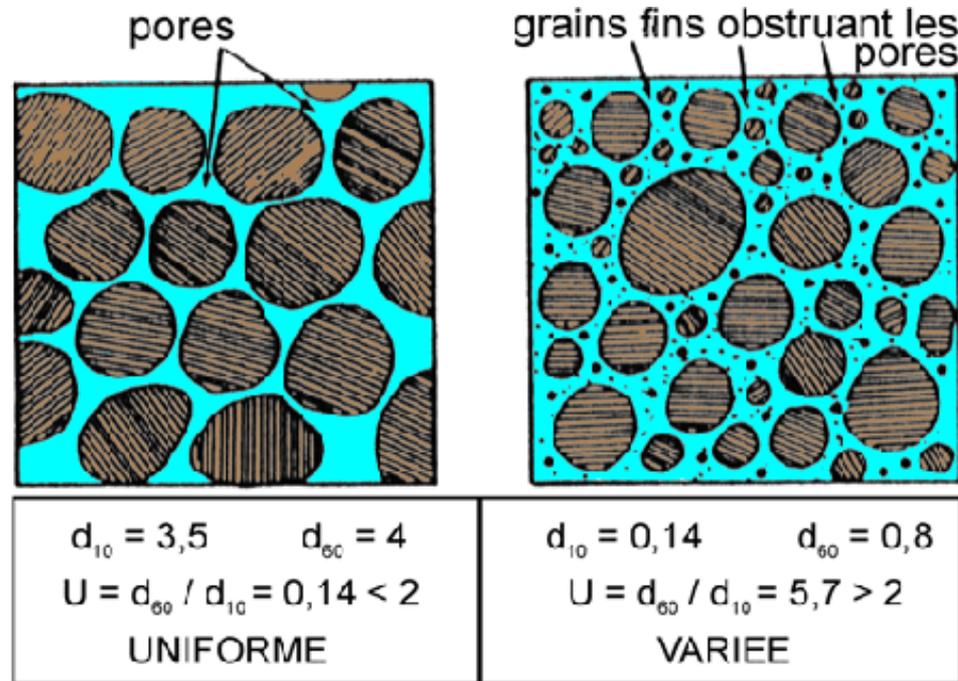
La courbe cumulative permet de calculer 2 paramètres granulométriques principaux : le diamètre caractéristique, d_x et le coefficient d'uniformité, U .

Le diamètre caractéristique, d_x est mesuré par la valeur lue abscisse, correspondant à un pourcentage en poids cumulé. Le plus utilisé est le diamètre efficace d_{10} , obtenu par la valeur **10%**. Cette valeur a été fixée conventionnellement en considérant que les grains fins, entraînés par l'eau en mouvement obstruent les pores réduisant ainsi leurs dimensions



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

$$U = d_{60}/d_{10}$$

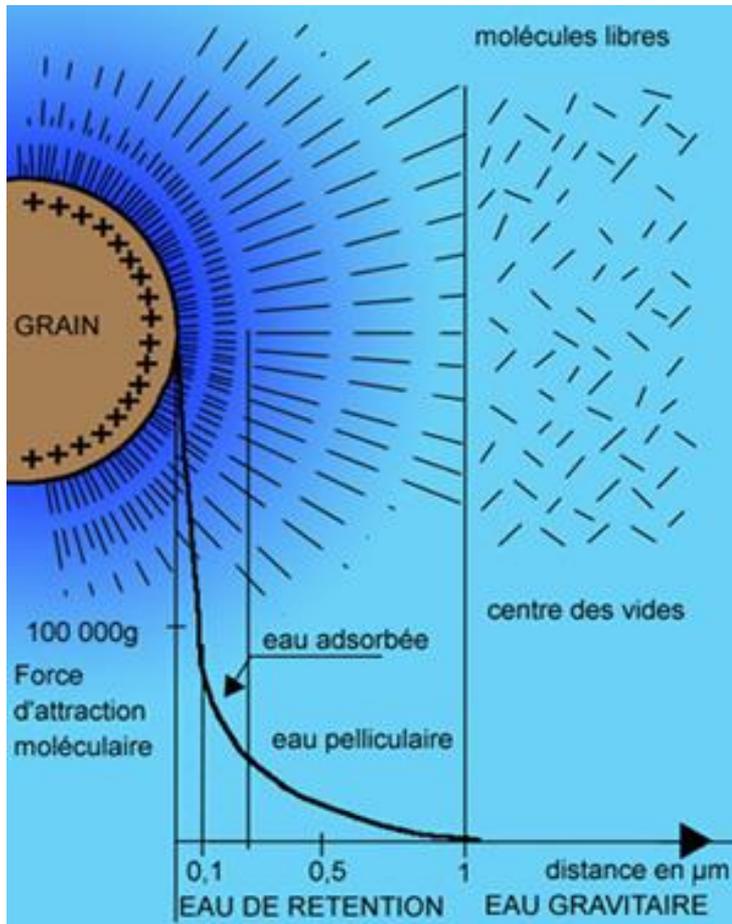


Par convention, si **U** est compris entre 1 et 2, la granulométrie est dite uniforme.

S'il est supérieur à 2, elle est variée.

9- Types d'eau souterraine

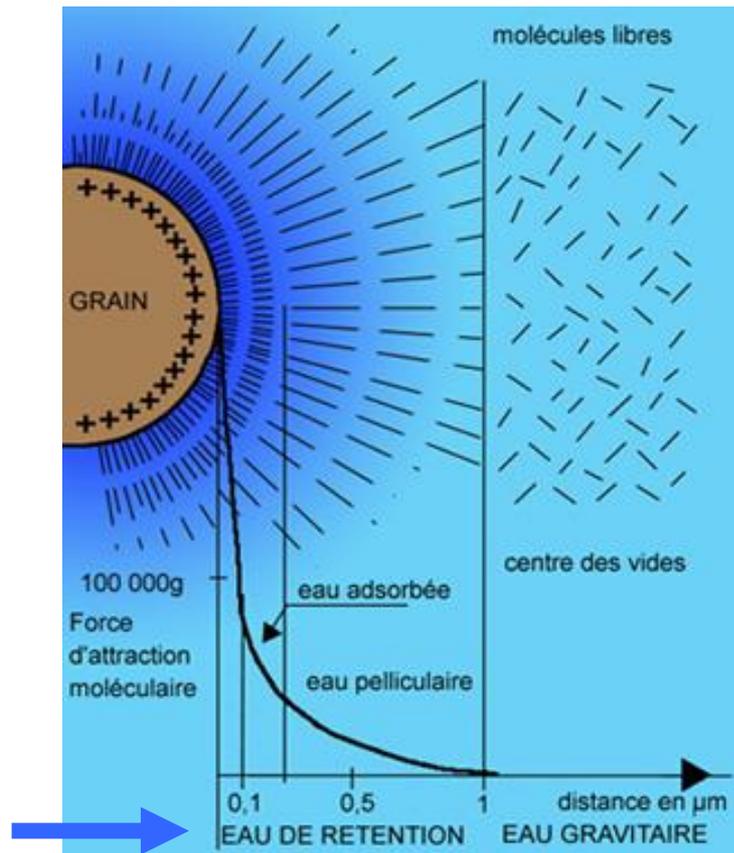
Il convient de distinguer, pour définir les caractéristiques hydrogéologiques des réservoirs, deux types d'eau souterraine :



L'eau gravitaire est la fraction de l'eau souterraine libérée par l'action de la force de gravité. C'est l'eau mobilisable.

Elle seule circule dans les aquifères, sous l'action des gradients et alimente les ouvrages de captage et les sources.

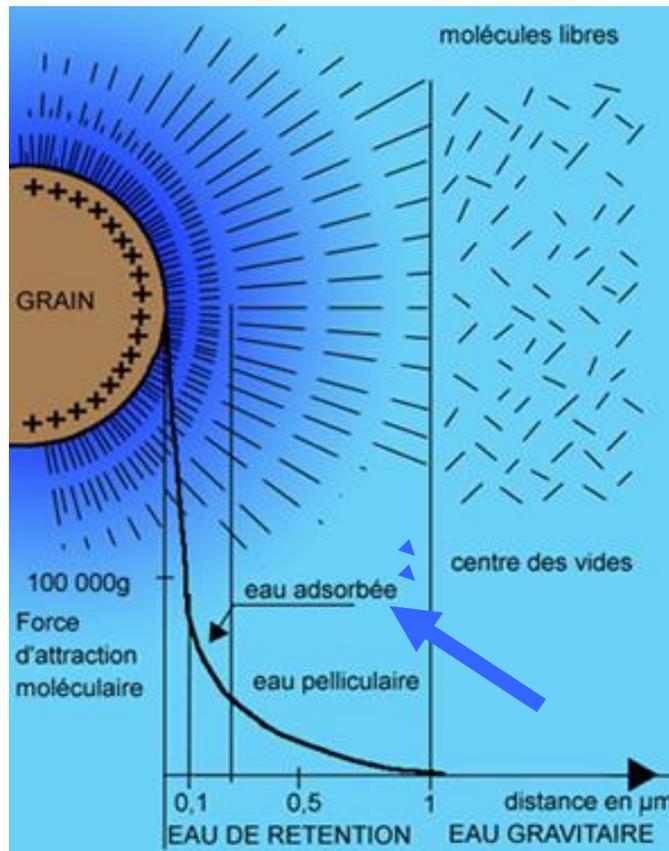
Le volume d'eau gravitaire libéré est fonction du temps d'égouttage et de la granulométrie.



Et l'eau de rétention qui est la fraction de l'eau souterraine, maintenue dans les vides à la surface des grains par des forces supérieures à celle de la gravité. Elle n'est donc pas mobilisable

Attirée fortement à la surface du solide, elle fait corps avec lui et appartient physiquement et mécaniquement à la même phase de l'aquifère, **réservoir/eau de rétention**.

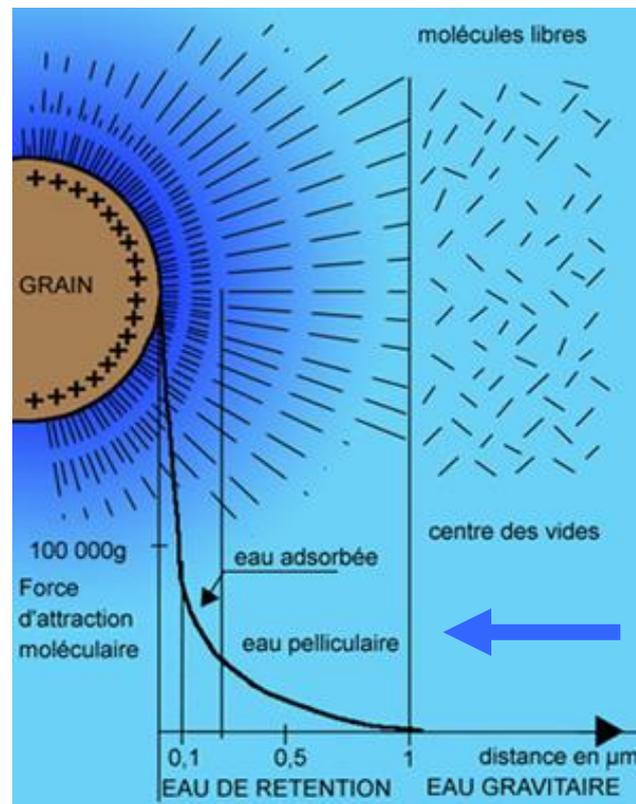
On peut ainsi séparer 2 phases dans la classe de **l'eau de rétention** :



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% , **argiles:** 40-50%



L'eau pelliculaire entoure les particules de sol et leur eau hygroscopique d'une mince pellicule d'épaisseur variable (0 à 0,1micron).

Elle peut se déplacer à l'état liquide par le jeu des attractions moléculaires de particules voisines.

L'eau pelliculaire ne peut pas se déplacer par gravité ; elle ne peut être extraite que par centrifugation.

La teneur des roches en eau pelliculaire varie de 40 – 45 % pour **les argiles** à 1,5 – 3 % pour **les sables**.

L'eau hygroscopique: Les particules du sol sont recouvertes d'eau qui imprègne les micropores

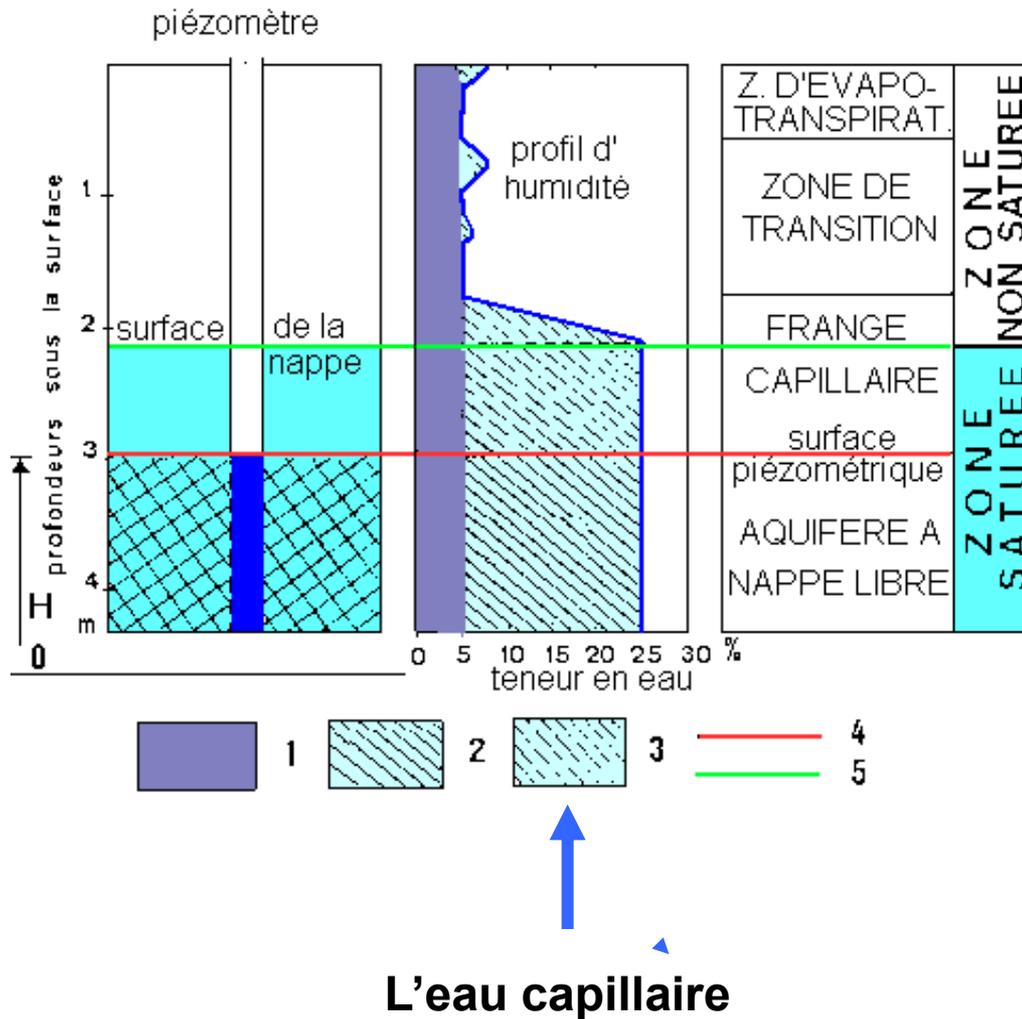
formant des parcelles isolées retenues par les forces d'adsorption ou d'attraction moléculaire.

Ces phénomènes d'adsorption des molécules d'eau et des ions sont liés à la surface spécifique du milieu

et particulièrement importants pour les minéraux argileux, ce qui réduit considérablement la possibilité pour l'eau de circuler dans les argiles.

Cette eau ne peut se déplacer qu'à l'état de vapeur. Elle varie en fonction de la porosité, de l'humidité, de la température et de la pression.

Elle varie en moyenne de 15 à 18 % pour les **sables fins ou moyens**, de 0,2 à 0,5 % pour les **sables grossiers**.



L'eau capillaire remplit les pores et est retenue par des forces dites de capillarité.

Elle est maintenue au dessus de la surface libre de l'eau par la tension superficielle

et on distingue l'eau capillaire continue qui remplit la totalité des pores

et l'eau capillaire isolée qui n'occupe qu'une partie des vides.

La hauteur capillaire dépend de la nature des pores; plus les pores sont petits, plus la hauteur est grande.

10- Paramètres des vides

Les deux paramètres principaux des vides sont **la porosité**, et **la surface spécifique**.

Tous sont exprimés en référence au **volume total de l'échantillon** car la géologie évalue les volumes des formations hydrogéologiques.

- **La porosité totale (η_t)**, ou **porosité**, est la propriété d'un milieu poreux ou fissuré, de comporter des vides interconnectés ou non. Elle est exprimée, en pourcentage, par la relation suivante :

$$\text{Porosité} = \text{volume des vides} / \text{volume total}$$

Ce paramètre est d'une utilisation pratique très limitée en hydrogéologie, un réservoir n'étant jamais complètement dépourvu de son eau.

C'est pourquoi les facteurs de la porosité seront étudiés avec la porosité efficace.

10-1 Surface spécifique des grains ou des fissures

La surface spécifique d'un milieu poreux ou fissuré est le rapport de la surface totale des grains ou des parois des fissures,

soit à l'unité de volume d'échantillon (surface volumique), soit à l'unité de masse (surface massique) du solide.

C'est le facteur principal des actions physico-chimiques d'interface eau/roche (phénomènes d'adsorption).

Elle croit fortement lorsque le diamètre des grains ou la densité des fissures diminuent.

▪ **La porosité totale (η_t)** ou **porosité**, des roches est définie comme étant le pourcentage du volume des vides (**Vv**) sur le volume total (**Vt**) :

$$\eta_t (\%) = v_v / v_t \cdot 100$$

La surface spécifique d'un milieu poreux ou fissuré notée :

Surface volumique (cm^2/cm^3) = surface totale des grains / unité de volume

Surface massique (cm^2/cm^3) = Surface totale des grains / unité de masse

La surface spécifique croit fortement lorsque le diamètre des grains ou la densité des fissures, diminue.

La porosité totale (η_t) d'une roche dépend de la forme des grains, de leurs dimensions respectives et de leur arrangement. De plus, le tassement et la cimentation auront tendance à diminuer cette porosité.

- **Porosité efficace (concerne l'eau libre)**

La porosité efficace (η_e) est définie comme étant le rapport du volume d'eau gravitaire (V_e) que le réservoir peut contenir à l'état saturé, puis libérer sous l'effet d'un égouttage complet, à son volume total (V_t)

$$\eta_e (\%) = V_e / V_t \cdot 100$$

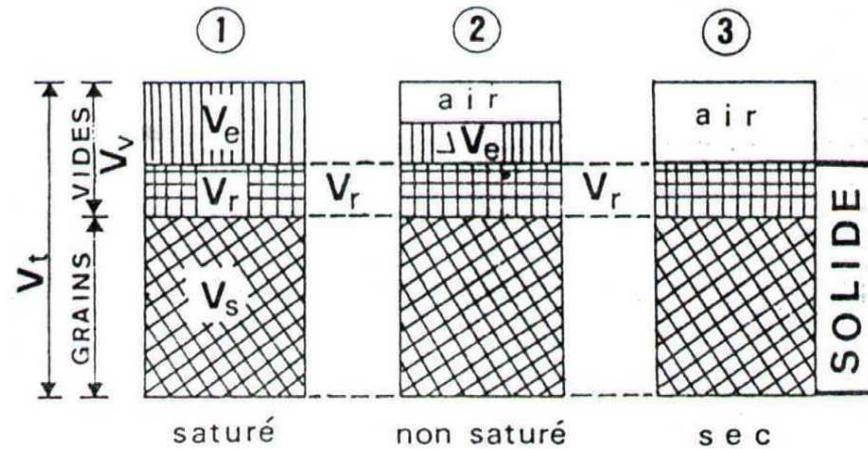
- **Coefficient de rétention spécifique (concerne l'eau de rétention)**

Le coefficient de rétention spécifique (η_s) est le rapport du volume d'eau de rétention (V_r) retenu par la roche après avoir éliminé l'eau gravitaire, au volume total (V_t) de l'échantillon.

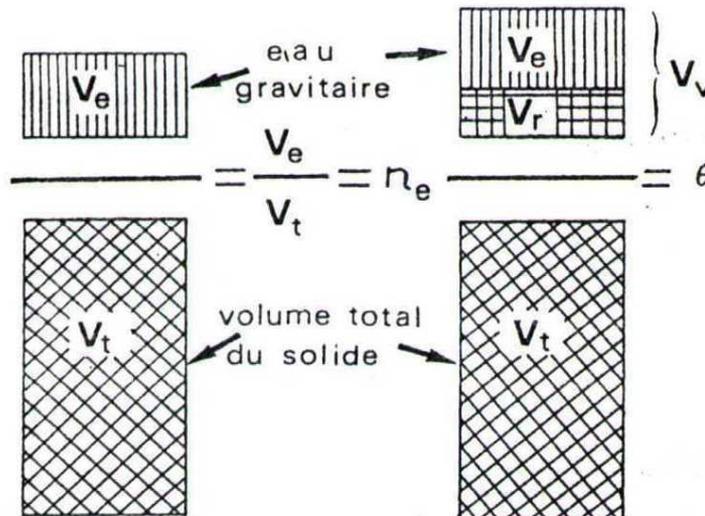
$$\eta_s (\%) = V_r / V_t \cdot 100$$

L'expression de la **porosité totale** peut aussi s'écrire :

$$\eta_t (\%) = V_v / V_t \cdot 100 = (V_e + V_r) / V_t \cdot 100$$



$$\eta_e (\%) = V_e / V_t \cdot 100$$

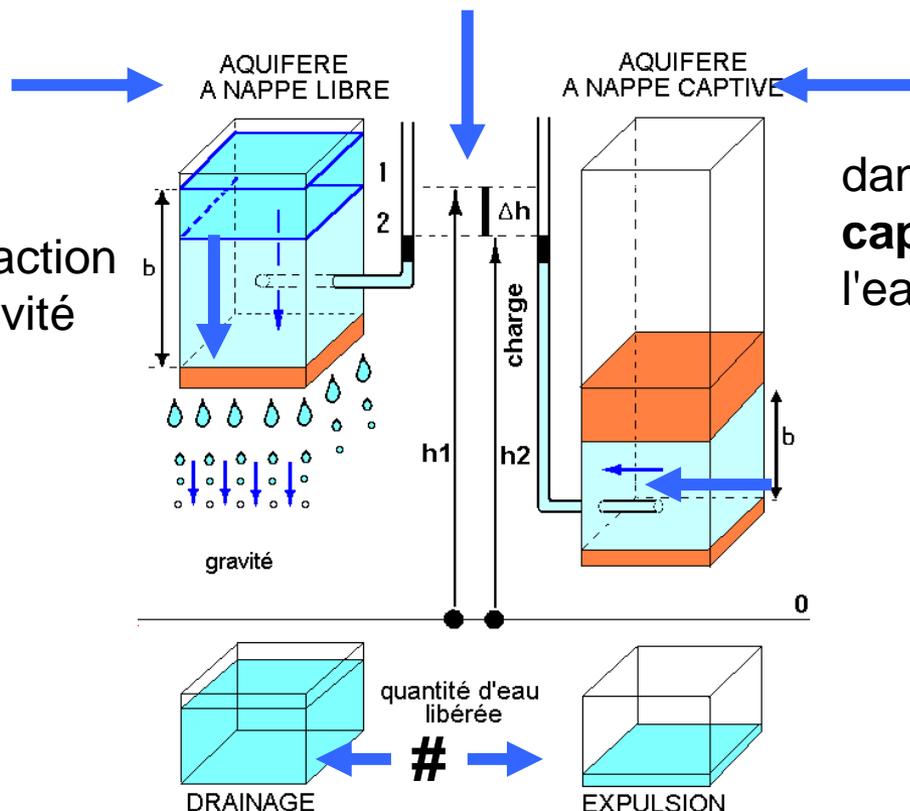


11- Le coefficient d'emmagasinement souterrain

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

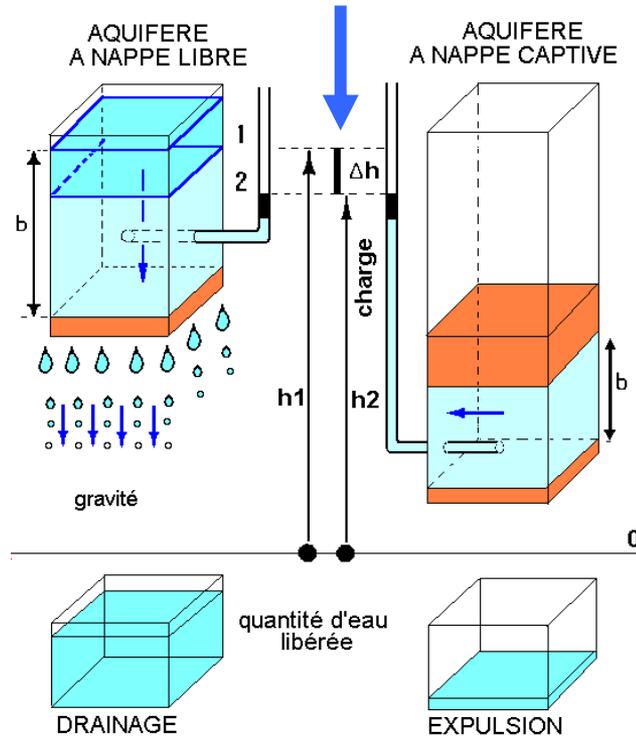
Sous l'effet d'un abaissement unitaire de niveau piézométrique, entraînant une différence de charge, l'eau est libérée du réservoir :

dans l'aquifère à nappe libre par l'action de la force de gravité



dans l'aquifère à nappe captive par expulsion de l'eau

Dans l'aquifère à nappe libre, le coefficient d'emmagasinement est égal, en pratique, à la porosité efficace.



Par contre dans l'aquifère à nappe captive, il est 100 à 1000 (voir 10000) fois plus petit.

Le coefficient d'emmagasinement, (C_e) est le rapport du volume d'eau libérée ou emmagasinée par unité de surface de l'aquifère 1m^2 à la variation de charge hydraulique, Δh , correspondante.

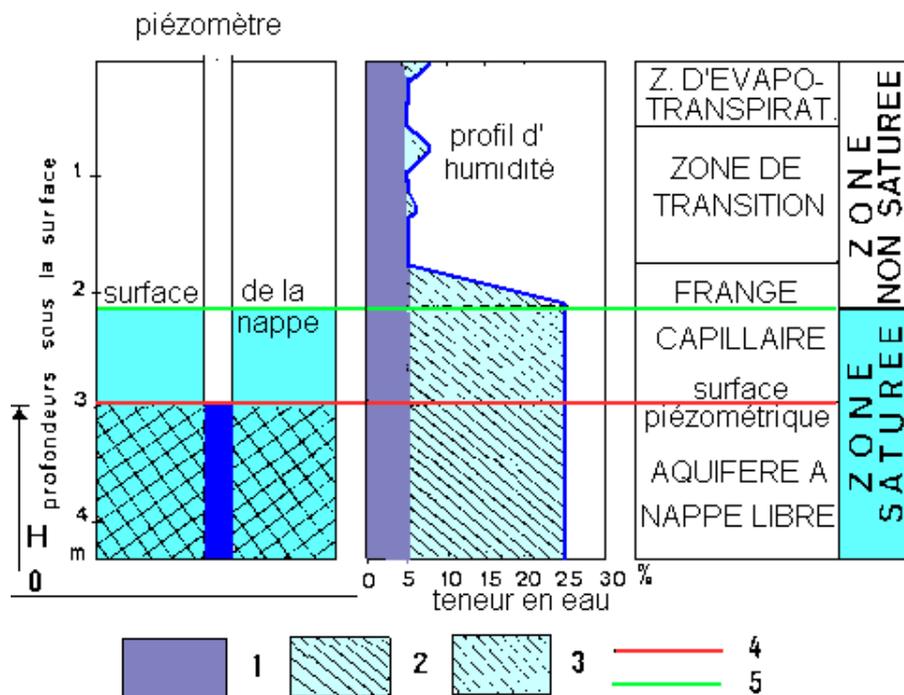
Il varie de 0.2 à 0.01 pour **les nappes libres**

et de 0.001 à 0.0001 pour **les nappes captives**.

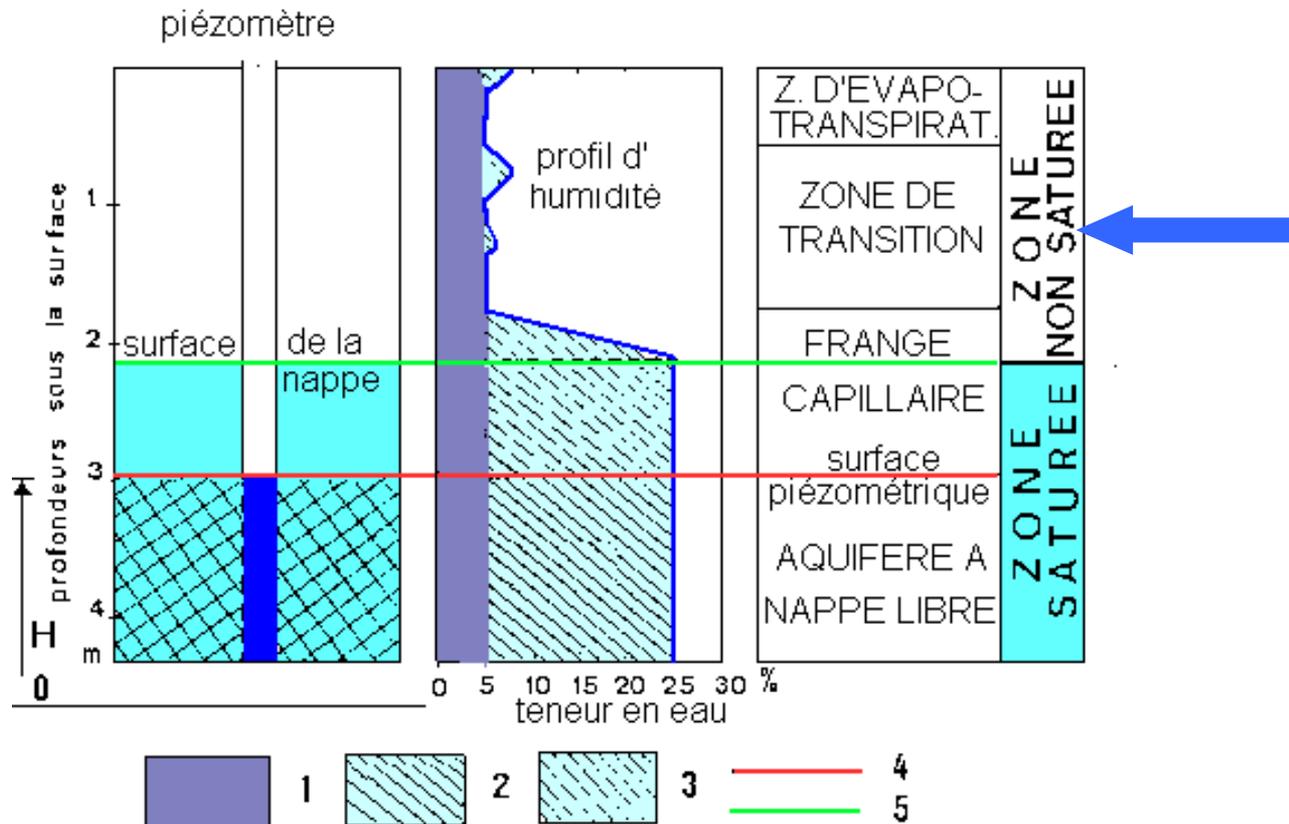
12- Zonalité Sol – Eau Souterraine

L'étude du premier aquifère, sous la surface du sol (aquifère à nappe libre), montre la présence de haut en bas deux zones caractérisées par la teneur en eau du réservoir

Une coupe depuis la surface du sol jusqu'à la nappe phréatique montre la zonalité suivante:

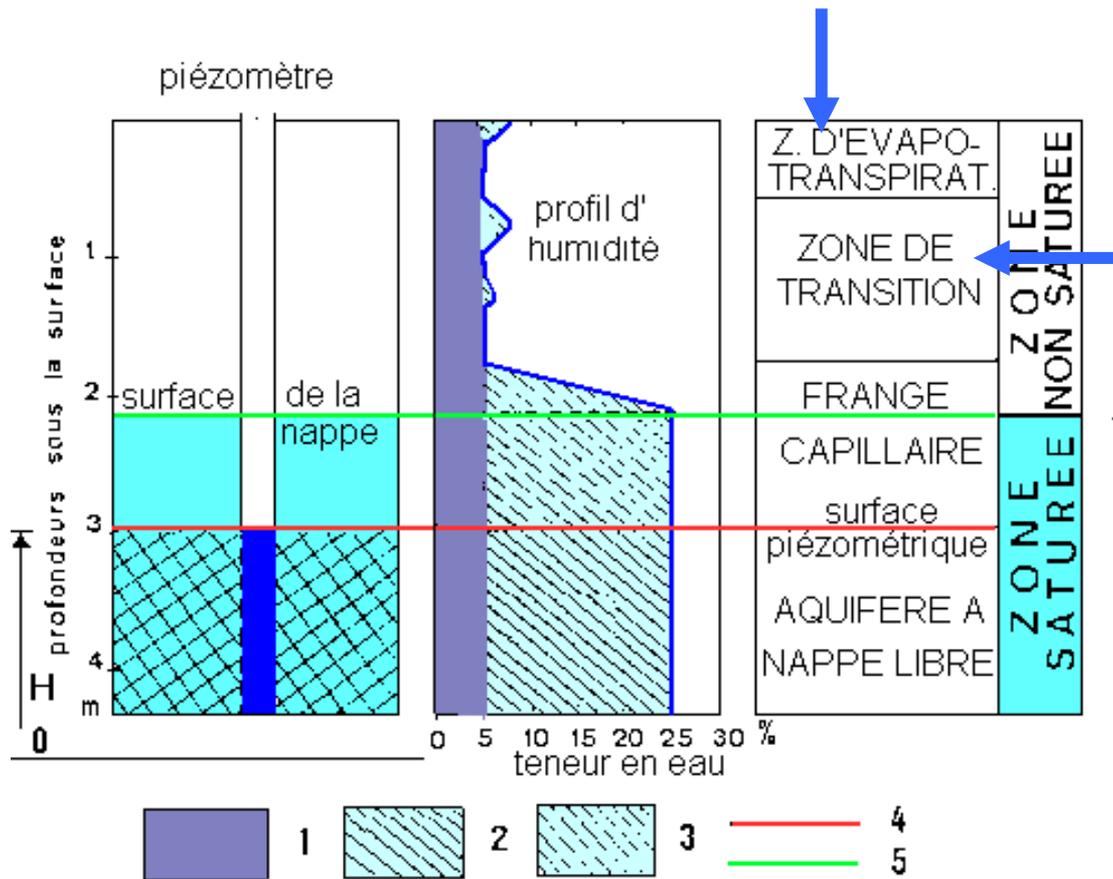


une zone non saturée ou d'aération, contenant de l'air, de l'eau de rétention inclut l'eau capillaire suspendue et de l'eau gravitaire en transit; la quantité d'eau gravitaire est temporaire, en transit, souvent nulle.

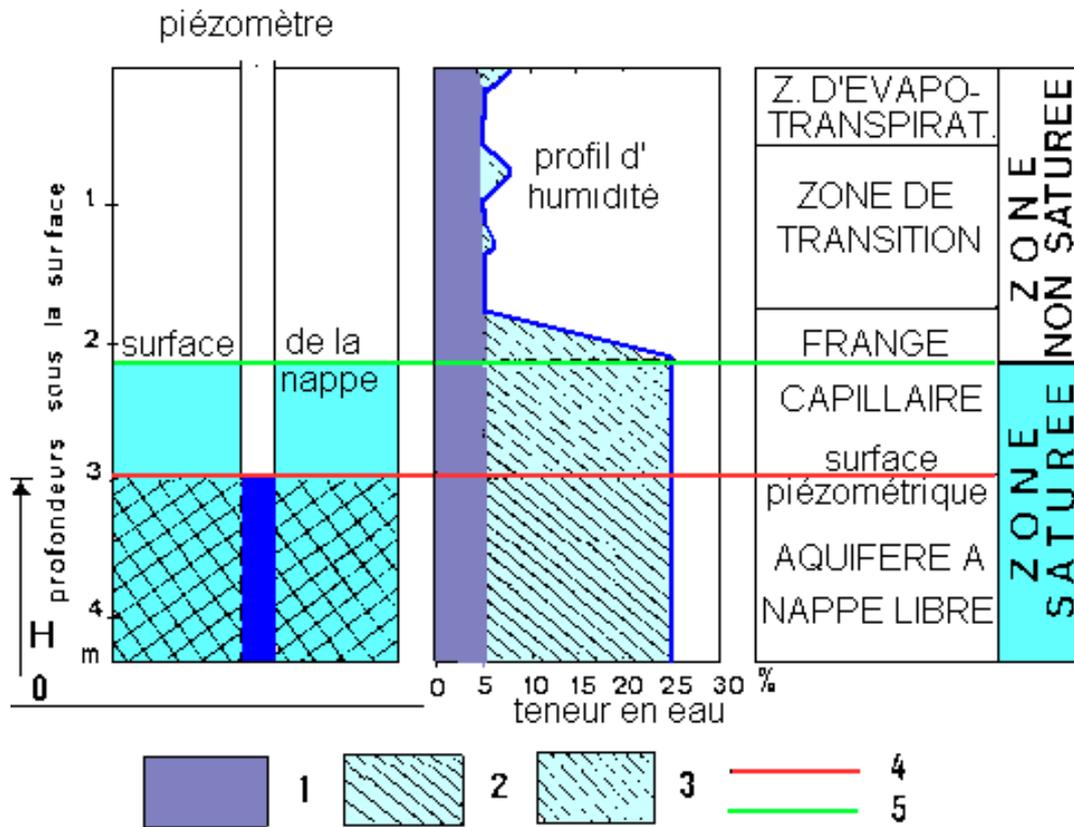


En fonction des teneurs en eau ou de l'humidité qui croissent vers le bas, elle est subdivisée en trois sous zones :

Zone d'évapotranspiration, interface sol/sous-sol, soumise à des variations de teneur en eau importantes provoquées par l'infiltration et l'évapotranspiration. Sa profondeur est en relation avec le type de sol et le climat ;



Zone de transition où la teneur en eau est voisine de la capacité de rétention (rapport du volume d'eau de rétention au volume total en pourcentage) ;

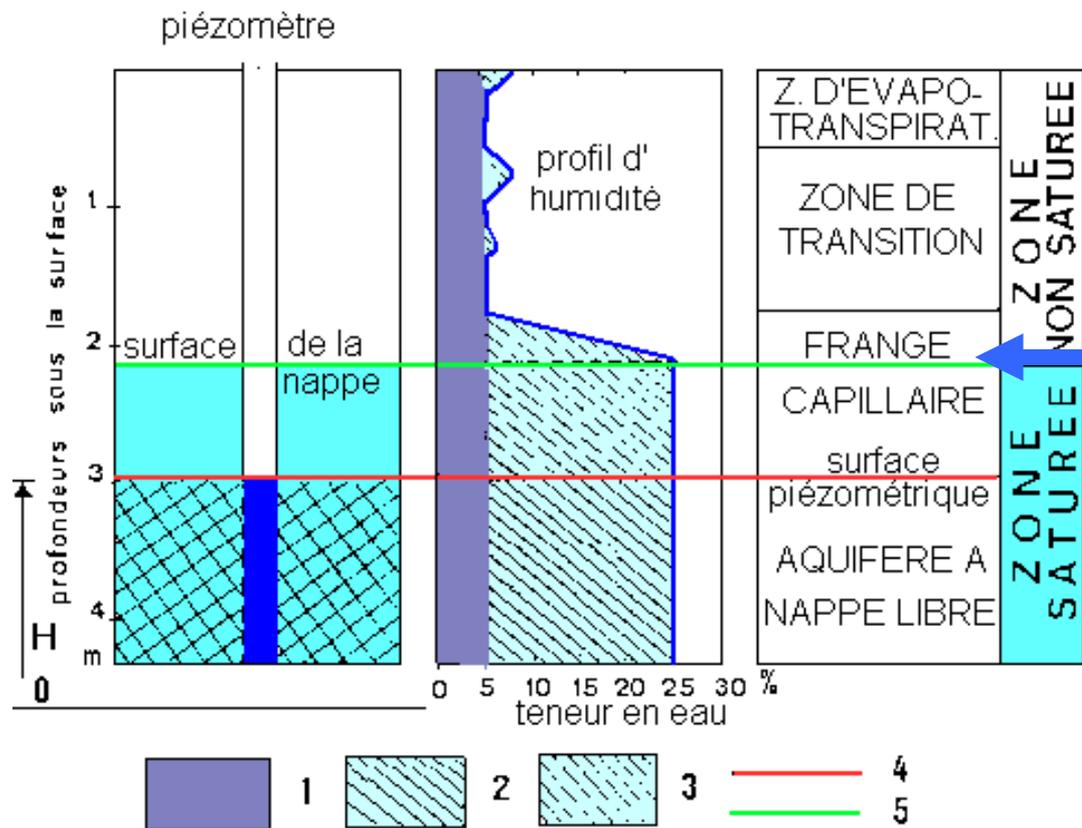


une zone saturée contenant de l'eau de rétention et de l'eau gravitaire; la partie supérieure est imprégnée d'eau remontant par capillarité.

C'est le domaine de l'eau gravitaire et de la nappe d'eau souterraine.

La surface supérieure de cette zone est la surface de la nappe qui ne doit pas être confondue, théoriquement, avec la surface piézométrique.

Dans la pratique sa limite supérieure est la surface piézométrique.



Zone frange capillaire,
alimentée par l'eau de la zone saturée remontant par ascension capillaire.

La surface de la nappe passe au sein de cette tranche de terrain.

Elle est en général à une cote supérieure à la surface piézométrique.

Mais elle n'est pas mesurable sur terrain avec précision par des dispositifs opérationnels simples.

C'est pourquoi elle est mesurée par le niveau cristaux sa tranche inférieure est rattachée à la zone saturée car les vides libres sont remplis par l'eau capillaire continue.

13 - Aquifère, conduite d'eau souterraine

La fonction conduite du réservoir permet le transport de quantités d'eau et la transmission d'influences.

Elle est imposée par la structure de l'aquifère : paramètres géométriques et hydrodynamiques.

La loi de Darcy, établie expérimentalement, est la base de l'hydrodynamique souterraine. Elle est applicable sur le terrain dans des conditions bien définies.

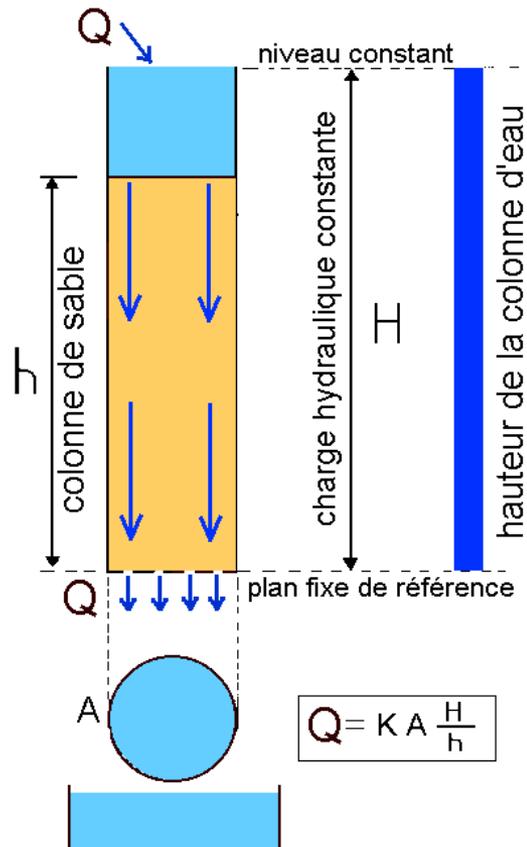
13-1 Loi de Darcy

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 proportionnelle à la longueur **h** du milieu traversé :

$$Q \text{ (m}^3\text{/s)} = K \text{ (m/s)} \cdot A \text{ (m}^2\text{)} \cdot H/h$$

H/h est la perte de charge par unité de longueur, appelée encore gradient hydraulique et noté **i**



L'expression précédente devient donc :

$$Q = K.A.i$$

Q: débit **A:** section de la colonne **i:** gradient hydraulique

La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau, sous l'effet d'un gradient hydraulique. Elle exprime la résistance du milieu à l'écoulement de l'eau qui le traverse.

Le coefficient de perméabilité **K** est le volume d'eau gravitaire en m³ traversant en une seconde, sous l'effet d'une section en m² orthogonale à la direction de l'écoulement, à la température de 20°C

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 :

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

H: hauteur de la colonne d'eau

h: hauteur de la colonne de sol

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.

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).

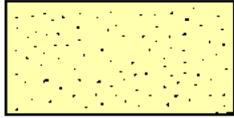
14- Hétérogénéité des aquifères et vitesse d'écoulement des eaux souterraines

La fraction mobile de l'eau contenue dans les aquifères (eau gravitaire) détermine les nappes d'eau souterraine.

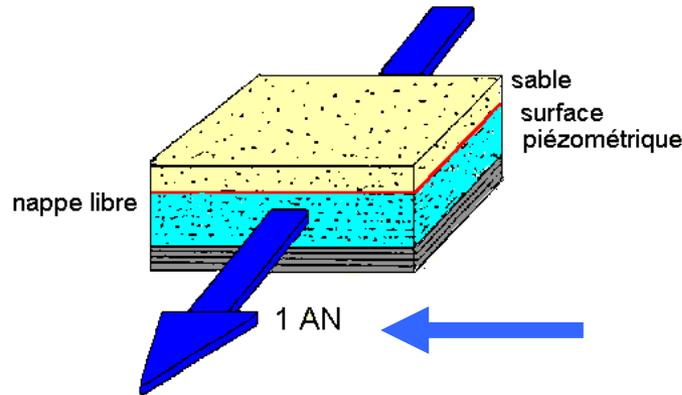
L'écoulement des eaux souterraines entre la zone d'infiltration et la zone d'exutoire s'effectue par gravité.

La vitesse d'écoulement des eaux souterraine est déterminée par la perméabilité et la porosité du réservoir.

milieu poreux



hétérogène à grande échelle
homogène à petite échelle

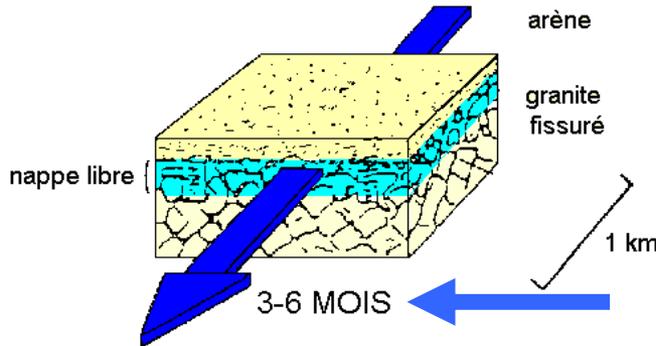


Ainsi le transfert d'un même volume d'eau sur une distance de 1 km peut varier d'une année ou plus en milieu poreux

milieu fissuré



hétérogène à grande échelle
homogène à petite échelle

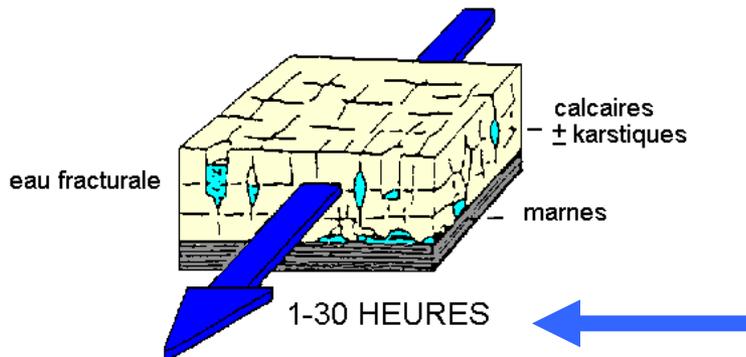


de quelques mois en milieu fissuré à quelques jours

milieu karstique



hétérogène
quelque soit l'échelle



voire quelques heures en milieu karstique.

Pour des **sols saturés** en eau la vitesse de filtration dépend du type de sol

- Sol sableux : **le coefficient de perméabilité K** est compris entre 5 et 10 cm/heure
- Sol silteux : **le coefficient de perméabilité K** varie de 2 à 50 cm/heure dans un horizon **A** selon le type d'humus. Il est de l'ordre de 1 mm/heure dans les horizons **B** enrichis en argiles.

Pour les **sols non saturés** (pluies faibles, air présents dans les pores du sol), **k** est beaucoup plus faible (0,1 mm/heure pour un sol silteux).

Une couche est réputée imperméable pour des valeurs de **k** de l'ordre de **10^{-9} m/s**.

L'eau qui tombe à la surface du sol commence à humidifier la partie supérieure du sol (quelques centimètres). Le profil hydrique change.

Cette augmentation de la teneur en eau en surface ne détermine pas automatiquement un transfert en profondeur :

l'eau peut rester retenue dans le sol par des forces de capillarité.

Lorsque la capacité de rétention du sol en eau est dépassée, l'eau descend sous l'effet de gravité et humidifie les couches inférieures.

Si l'humidification du sol continue, l'eau finalement atteint la nappe par infiltration :

ce phénomène est très lent et peut demander plusieurs mois.

En zone tempérée, la quantité d'eau infiltrée jusqu'à la nappe est estimée à 300mm/an, soit 10l/s par Km²

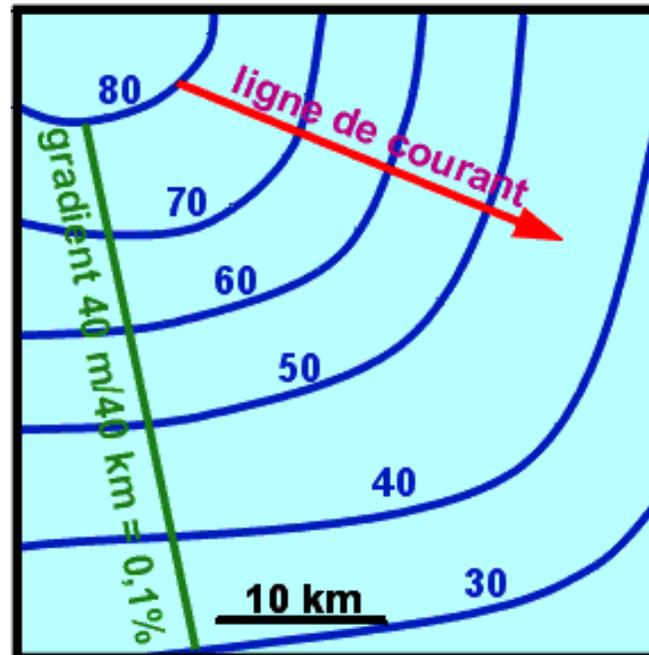
15- Configuration de l'aquifère. Types hydrodynamiques

15-1 Cartes piézométriques

Les cartes piézométriques représentent la distribution spatiale des charges et des potentiels hydrauliques.

Elles sont les documents de base de l'analyse et de la schématisation des fonctions capacitatives et conductrices du réservoir, et du comportement hydrodynamique de l'aquifère.

C'est la synthèse la plus importante d'une étude hydrogéologique.



Modélisation du processus d'infiltration

7 Modélisation du processus d'infiltration

Parmi les nombreux modèles existants, on peut retenir deux grandes approches, à savoir :

- une approche basée sur des relations empiriques, à 2, 3 ou 4 paramètres,
- une approche à base physique.

7-1 Relations empiriques

Les relations empiriques expriment une décroissance de l'infiltration en fonction du temps à partir d'une valeur initiale (soit exponentiellement, soit comme une fonction quadratique du temps) qui tend vers une valeur limite, :

en général K_s mais pouvant être proche de zéro. Citons à titre d'exemple deux formules empiriques

La formule de Horton - La capacité d'infiltration s'exprime comme suit :

$$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) \cdot e^{-r \cdot t} \text{ (3 paramètres)}$$

Avec :

$i(t)$: capacité d'infiltration au temps t [mm/h],

i_0 : capacité d'infiltration respectivement initiale dépendant surtout du type de sol [mm/h],

i_f : capacité d'infiltration finale [mm/h],

t : temps écoulé depuis le début de l'averse [h],

γ : constante empirique, fonction de la nature du sol [min^{-1}].

L'utilisation de ce type d'équation, quoique répandue, reste limitée, car la détermination des paramètres, i_0 , i_f , et γ présente certaines difficultés pratiques.