

Module : Hydrogéologie

Master 1

Spécialité : Hydropédologie

Dirigé par M^{me} MEBREK

Année universitaire 2021-2022

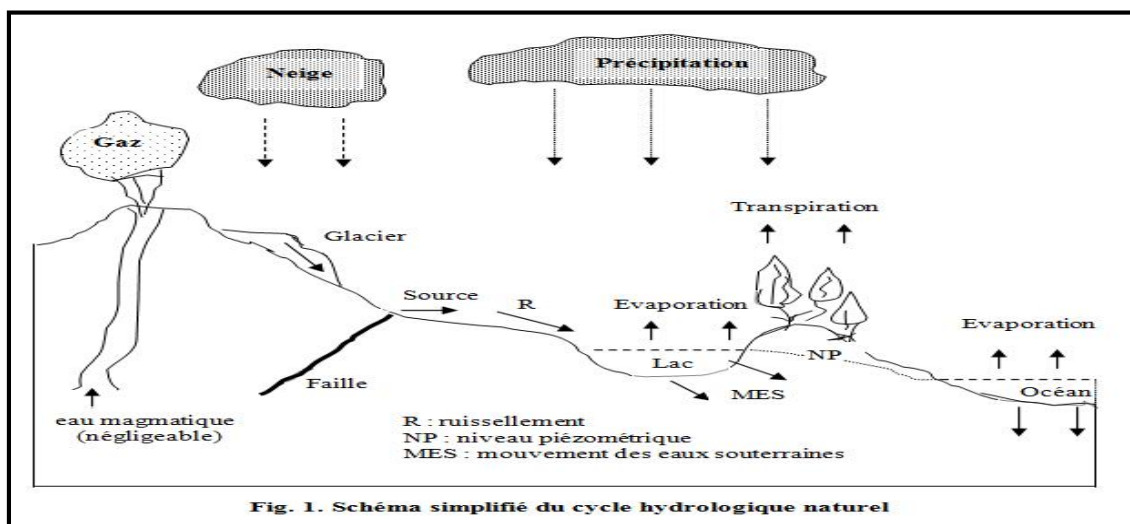
Introduction :

Dans la nature, on peut signaler d'une part les petites ressources en eau comme l'humidité de l'air et l'humidité du sol que certains animaux et plantes en profitent. Et d'autre part les grandes ressources d'eau dont: l'eau des pluies (précipitations), l'eau de mer, l'eau de surface et les eaux souterraines.

Lorsque l'eau de pluie tombe sur le sol, elle peut ou non y pénétrer. On conçoit aisément que suivant la nature du sol, l'eau s'infiltre ou ne s'infiltre pas dans les nappes d'eau souterraines. Les eaux superficielles et souterraines sont les deux principales sources utilisées par l'homme pour satisfaire ses différents besoins (domestiques, industriels et agricoles).

I-Distribution de l'inventaire des ressources en eau: le cycle de l'eau

La quantité d'eau sur la terre est plus ou moins constante. Plus de 97 % et environ 2% des eaux sont, respectivement, dans les océans et les glaciers. Les ressources en eau douce ayant trait à l'utilisation humaine (lacs, rivières, nappes souterraines etc...) représentent en moyenne moins de 1 % de l'inventaire global de l'eau. La quantité de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, étant petite (0.001%), est continuellement renouvelée par le phénomène d'évaporation en plusieurs endroits du globe. L'approvisionnement en eau douce est quasi-totalement assuré par les précipitations résultant de l'évaporation des eaux océaniques et maritimes. Le processus de transfert de l'humidité de la mer vers la terre puis de nouveau vers la mer forme le cycle hydrologique (fig. 1).



Le concept du cycle hydrologique est un point utile, à partir duquel commence l'étude de l'hydrologie. L'eau dans la nature suit un vaste cycle sous trois états principaux : gazeux, liquide et solide. . Ce cycle peut être visualisé en commençant par l'évaporation de l'eau à partir des océans. La vapeur d'eau est ensuite transportée par des masses d'air en mouvement. Sous des conditions bien déterminées, la vapeur se condense pour former les nuages qui donnent naissance aux précipitations. La pluie tombant sur les continents se répartit en plusieurs directions. La plus grande partie ($\approx 2/3$) est retenue temporairement dans le sol pour retourner, ensuite, vers l'atmosphère suite aux phénomènes d'évaporation et de transpiration des végétaux. Une proportion de l'eau s'écoule en surface ou à travers le sol vers les cours d'eau ou les nappes souterraines. Sous l'influence de la gravité, les eaux superficielles et souterraines s'écoulent vers les basses altitudes pour rejoindre éventuellement les océans.

Le bilan d'eau

Tout phénomène cyclique implique une égalité des pertes et des gains. Le bilan hydrologique sera exprimé par :

$$\boxed{P = E + R + I}$$

P: Précipitations totales;

E: Évapotranspiration;

R: Ruissellement de surface;

I: Infiltration;

I-1 Les précipitations :

Les précipitations représentent l'un des principaux facteurs climatiques. Elles englobent toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface du globe sous forme liquide (pluies, brouillard, rosée) ou solide (neige et grêle ...).

La précipitation est la quantité d'eau totale, liquide ou solide, qui tombe sur une surface horizontale déterminée, appelée la section pluviométrique. En générale c'est la surface collective de pluviomètre.

La hauteur des précipitations est la hauteur de la lame d'eau qui s'accumulerait sur une surface horizontale si toutes les précipitations (p) y étaient immobilisées. Elle est assimilée au volume total d'eau tombée, en m^3 , divisé par la section pluviométrique évalué en m^2 . Elle s'exprime en mm et se rapporte à devers intervalles de temps (jours, mois, année).

Les précipitations sont mesurées par des pluviomètres et des nivomètres, les pluviomètres sont de trois types : simples, pluviographes et totaliseurs.

Les données pluviométriques permettent de tracer les lignes d'égales hauteurs de précipitations ou isohyètes.

I-1-1 Le calcul de la lame d'eau moyenne tombée sur un bassin :

La lame d'eau moyenne tombée sur un bassin est égale au quotient de la précipitation (P) en mm par la superficie en m^2 . Elle peut être calculée par plusieurs méthodes :

Moyenne arithmétique des précipitations;

Utilisation des isohyètes;

Méthode de Thiessen;

Autres ;

I-1-2 Les paramètres influents les précipitations

Orientation du bassin versant ou bien son exposition; Éloignement par rapport à la mer; Altitude; Végétation; Type de climat; Présence des points d'eau.

I-2 Évapotranspiration

I-2-1 Généralités

L'évaporation est le phénomène physique de transformation de l'eau en vapeur d'eau. La transpiration est un phénomène biologique lié à la couverture végétale.

Fréquemment, on groupe les actions de ces deux éléments sous le terme d'évapotranspiration. La hauteur de la lame d'eau évapotranspirée sur un bassin versant, pendant une période déterminée est l'**évapotranspiration réelle (ETR)**.

Il est évident que le phénomène est essentiellement fonction de l'alimentation en eau, donc de degré d'humidité du sol, lequel fréquemment limite son action.

Ainsi donc, l'évapotranspiration réelle qui apparaît dans les conditions réelles ou naturelles d'humidité du sol, lui est étroitement liée. C'est pourquoi, il a été introduit la notion **d'évapotranspiration potentielle (ETP)**. Laquelle représente la quantité d'eau qui serait évaporée et transpirée si les réserves en eau étaient suffisantes pour compenser les pertes maximales. Lorsque la teneur en eau du terrain est suffisante, l'ETR est égale à l'ETP.

I-2-2 Méthodes de mesure et de calcul de l'évapotranspiration

Suivant l'objectif recherché par l'étude, l'évapotranspiration peut être estimée expérimentalement ou empiriquement par diverses méthodes dont les suivantes.

Expérimentalement : Etude du bilan hydrologique de sites expérimentaux ou d'un bassin versant (dans le cours des écoulements), utilisation des lysimètres;

Equations empiriques: Il existe de nos jours plusieurs équations permettant d'estimer l'évapotranspiration réelle et potentielle dont le degré de précision varie selon les paramètres propres à chacune d'entre elles. Les formules et méthodes les plus communément utilisées sont **formule de Thornthwaite, formule de Turc, formule de Blaney et Criddle.**

I-3 L'écoulement

I-3-1 Généralité

L'eau des précipitations qui échappe à l'infiltration profonde et à l'évapotranspiration s'écoule dans le réseau hydrographique. Cette phase du cycle de l'eau est l'écoulement (Q).

Il ne faut pas confondre l'écoulement et le ruissellement de surface (R) car ces deux termes sont différents. L'écoulement est la quantité d'eau circulant dans le réseau hydrographique et évaluée aux stations de jaugeages. Le ruissellement de surface, en revanche, est la quantité d'eau qui, au cours d'une précipitation échappe à l'infiltration et à l'évapotranspiration. Il est difficile de le mesurer.

I-3-2 Composantes de l'écoulement

L'eau des précipitations atteint le lit du cours d'eau par 4 voies différentes :

- **Les chutes d'eau sur l'impluvium direct** des surfaces d'eau libre : ces chutes jouent un rôle très faible.

- **Le ruissellement de surface (R) :** c'est l'écoulement par gravité sur le sol de la partie des eaux de pluie ayant échappée à l'infiltration et à l'évaporation. Le ruissellement est conditionné par les caractéristiques des précipitations et du sol.
- **L'écoulement hypodermique :** il concerne l'écoulement latéral dans les couches superficielles du sol. L'importance de cet écoulement varie avec la nature géologique du sol et la topographie. Il présente plus de 80% du débit total sur des versants en pentes douces ameublées par des labours ou dans des zones forestières à forte couche d'humus.
- **L'écoulement souterrain :** il intéresse les nappes souterraines et joue un rôle régulateur. En période sèche il alimente seul l'écoulement.

I-3-3 Déficit d'écoulement

Le déficit d'écoulement (D), rapporté à un BV, est la différence entre la lame d'eau tombée (P) sur un bassin et la lame d'eau écoulée (Q) à la station de jaugeage de l'exutoire, pendant une période donnée. Il est exprimé en mm et calculé en général sur une année.

$$\mathbf{D = P - Q = ETR + I}$$

L'infiltration alimente l'évapotranspiration et les eaux souterraines. Les eaux d'infiltration, sur une longue période, sont reprises par l'évapotranspiration et l'écoulement. Dans la pratique $\mathbf{D = ETR}$

I-4 l'infiltration

I-4-1 Généralité

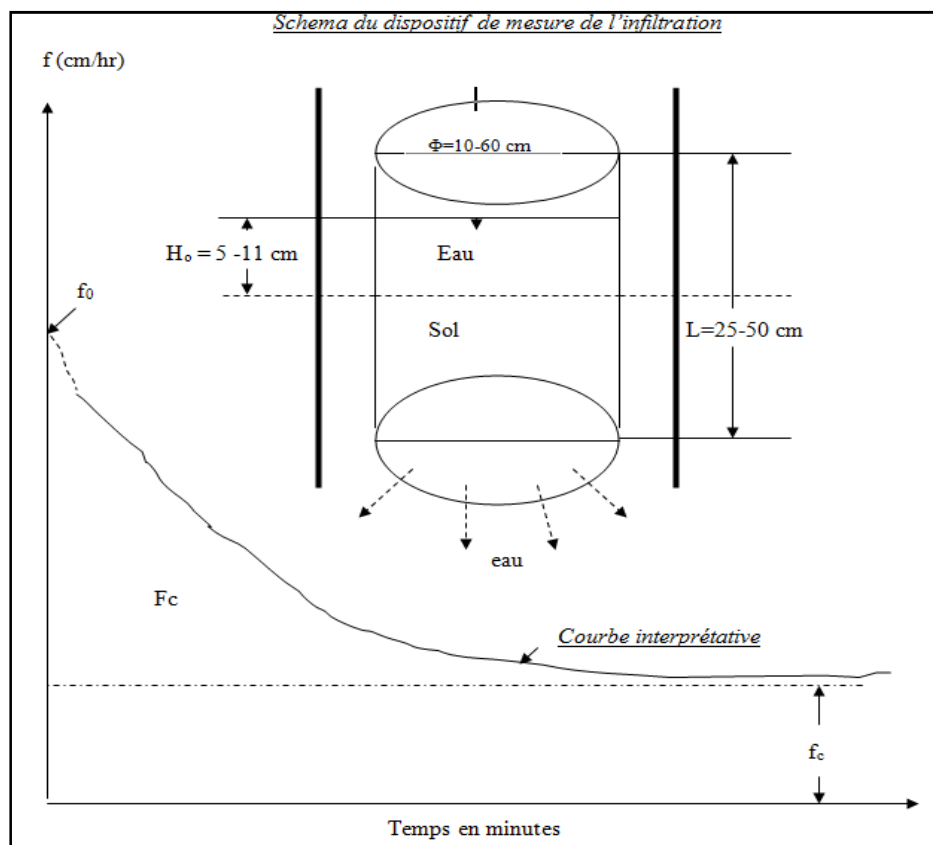
L'infiltration représente la quantité d'eau qui pénètre dans le sol ou le sous sol où elle alimente les eaux souterraines : eau de rétention, écoulement hypodermique, écoulement souterrain et reconstitution des réserves aquifères.

L'évapotranspiration dépense une part importante de stock d'humidité. Ainsi une fraction seulement des précipitations alimente les nappes : écoulement souterrain et reconstitution des réserves. C'est l'infiltration efficace.

En hydrogéologie l'infiltration est le facteur le plus important du cycle de l'eau et aussi le plus difficile à évaluer car il échappe aux mesures directes par des processus simples.

L'infiltration dépend de plusieurs facteurs, les plus significatifs sont:- la nature du sol (texture et composition granulométrique),- la perméabilité et la porosité du sol, - la couverture végétal et l'état hygroscopique initial du sol.

Quel que soit l'état initial du sol, l'infiltration **décroit** avec le temps d'une valeur initiale (f_0) dite "capacité d'infiltration initiale" vers une valeur finale plus ou moins constante (f_c) appelée "capacité d'infiltration ultime ou finale" (voir figure ci-jointe).



I-4-2 Méthode de mesure de l'infiltration

L'infiltration se mesure par des méthodes qui peuvent être directes ou bien indirectes :

Les méthodes directes permettent d'évaluer la quantité d'eau infiltrée sur surface de sol déterminée. Elles comprennent :

- Méthode expérimentale par alimentation en eau à l'aide de fossés, rigoles, tranchées ou tubes perforés enfoncés dans le terrain;
- Le débit des sources dans un bassin hydrogéologique individualisé en fonction de la pluviométrie;

- L'étude des variations de la surface piézométrique dans un bassin hydrogéologique et des oscillations du niveau piézométrique dans les puits ou les sources;

- Les lysimètres;
- La mesure de gradient vertical d'humidité dans le sol.

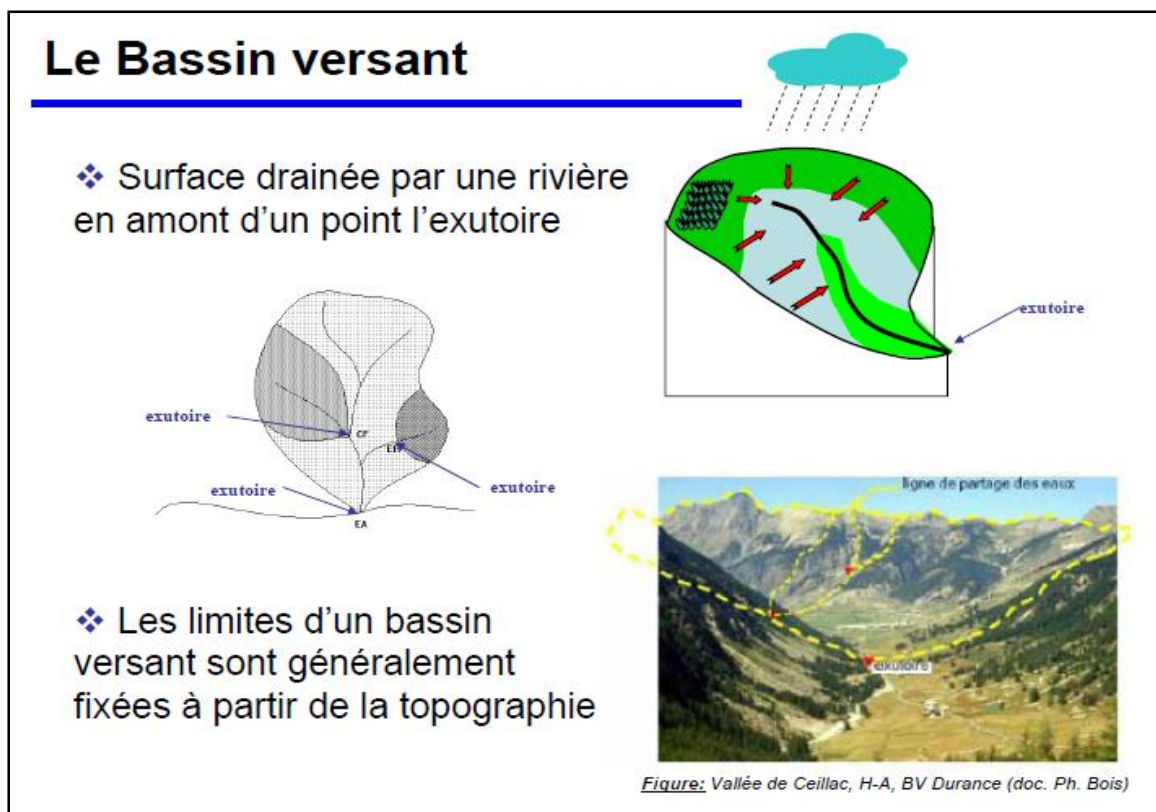
La méthode indirecte permet de calculer l'infiltration par différence entre les précipitations (P) et le ruissellement plus l'évapotranspiration (R+E°); il faut tout de même signaler que cette pratique est déconseillée.

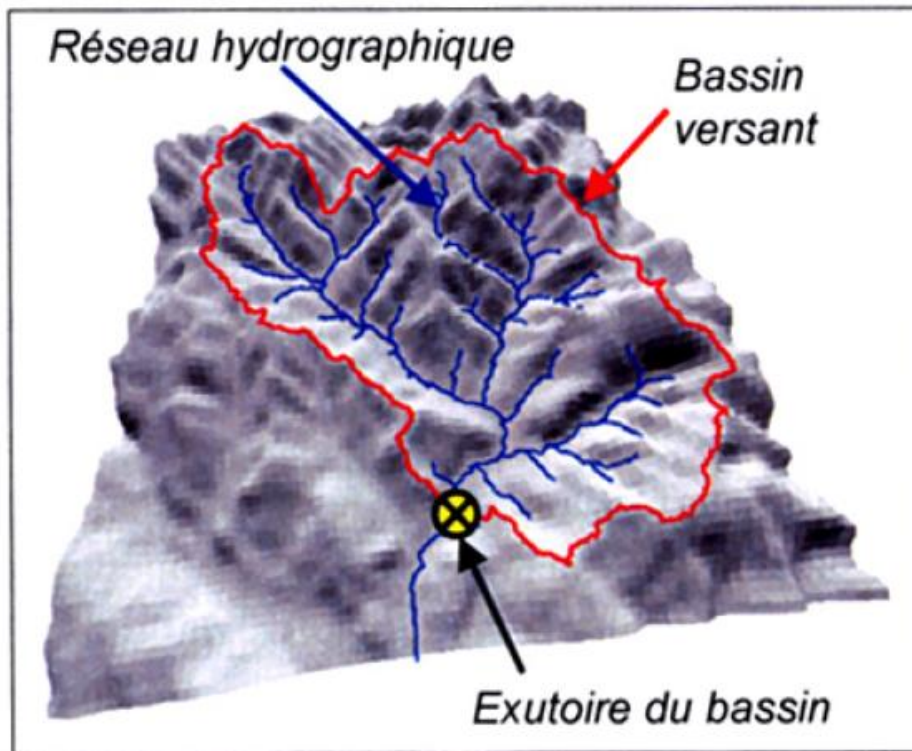
II-Le bassin versant

II-1 Définition et délimitation d'un bassin versant

Le bassin versant ou bassin du drainage, est un ensemble topographique, dont la surface est délimitée par les lignes de crêtes et drainée par un réseau hydrographique. Il a la fonction de collecteur des eaux de ruissellement des pluies et des rejets des centres urbains, industriels et agricoles qui produisent un écoulement à son exutoire.

Chaque bassin est séparé de ceux qui l'environnent par une "ligne de partage des eaux". Cette limite sera tracée sur une carte en courbes de niveau en suivant les lignes de crête bordant le bassin et ne traversera le cours d'eau qu'au droit de la section considérée. On définit ainsi le bassin versant topographique qui peut parfois différer du bassin versant réel. La surface du bassin peut être estimée par planimétrie sur une carte topographique à une échelle convenable.

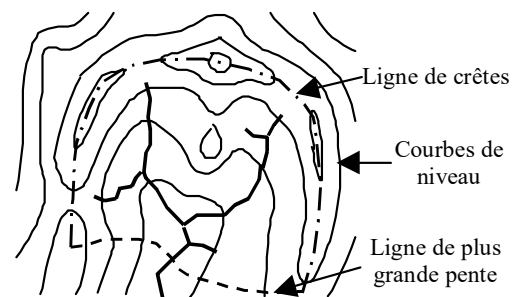




Selon la nature des terrains, nous serons amenés à considérer deux définitions.

II-1-1 Bassin versant topographique :

Si le sous-sol est imperméable, le cheminement de l'eau ne sera déterminé que par la topographie. Le bassin versant sera alors limité par des lignes de crêtes et des lignes de plus grande pente comme le montre la figure ci-jointe.



II-1-2 Bassin versant hydrogéologique

Dans le cas d'une région au sous-sol perméable, il se peut qu'une partie des eaux tombées à l'intérieur du bassin topographique s'infilte puis sorte souterrainement du bassin (ou qu'à l'inverse des eaux entrent souterrainement dans le bassin).

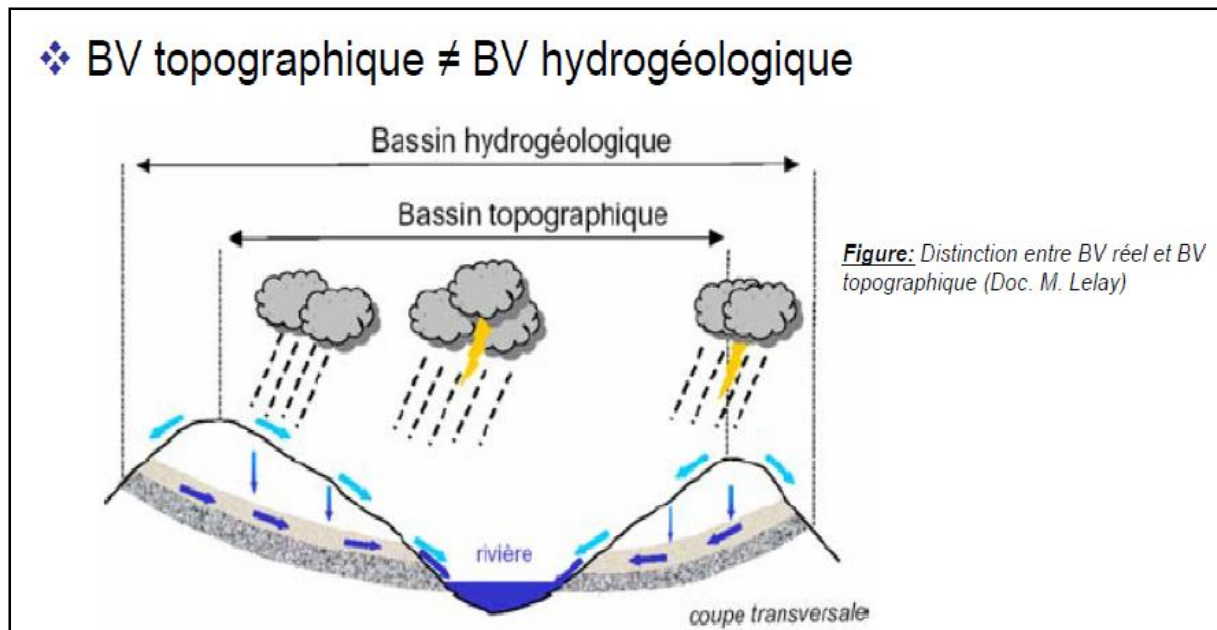


Fig : Délimitation d'un bassin versant hydrologique et bassin versant hydrogéologique.

II-2 Le fonctionnement d'un bassin versant

Le bassin versant transforme les pluies en un débit de rivières, son comportement hydrologique dépend des mécanismes hydrologiques qui vont s'y développer. Ces processus sont contrôlés par :

- a- La géométrie du bassin versant ;
- b- La géométrie du réseau hydrographique ;
- c- L'occupation du sol, sa nature et celle de sous-sol ;

II-3-1 Caractéristiques physiques d'un bassin versant

Caractéristiques géométriques

- **Périmètre:** ce paramètre, de faible importance en hydrologie ; est défini par la ligne de crête formant le contour général du bassin versant. Il se mesure directement à partir de la carte topographique à l'aide d'un curvimètre. Il est exprimé en kilomètre.
- **Superficie:** C'est l'aire géographique délimité par les lignes de crêtes topographiques qui se rejoignent à l'exutoire. Elle est mesurée et obtenue par planimétrie sur les cartes topographiques. Ce planimétrie peut être réalisé à l'aide d'un planimètre ou d'un papier quadrillé tel que le papier millimétré.

Caractéristiques morphologiques

La forme d'un bassin versant est la configuration géométrique telle qu'elle est projetée sur un plan horizontal. Elle exerce une influence directe sur la concentration des débits résultants d'une pluie donnée.

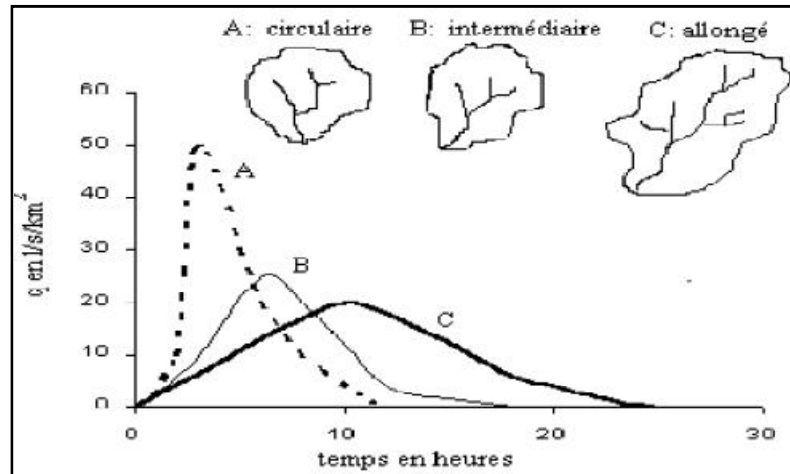


Fig : Influence de la forme du BV sur le temps de concentration des débits.

La détermination de la forme du bassin passe par le calcul de certains coefficients tels que :

-Indice de compacité de GRAVELIUS (Kc): Il est établi en comparant le périmètre d'un bassin versant donné à celui d'un cercle de même superficie. Cet indice de compacité se rapproche de 1 pour un bassin versant ramassé et croît d'autant plus que la compacité diminue. Il est donné par la formule suivante:

$$K_c = 0,28 P / \sqrt{S}$$

Avec: **P** : Périmètre du bassin versant; **S**: Superficie du bassin versant;

-Rectangle équivalent: Afin de pouvoir comparer le comportement hydrologique de deux bassins versants, on utilise la notion du **rectangle équivalent** ou rectangle de Gravelius. Il s'agit d'une transformation purement géométrique, en vertu de laquelle, on assimile le bassin à un rectangle ayant le même périmètre et la même superficie. De cette façon, les droites parallèles aux petits côtés du rectangle et à l'exutoire, constituent les courbes de niveau.

Les formules pour calculer la longueur **L** et la largeur **l** sont :

$$L = K_c \frac{\sqrt{S}}{1,128} \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,128}{K_c} \right)^2} \right)$$

$$l = K_c \frac{\sqrt{S}}{1,128} \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,128}{K_c} \right)^2} \right)$$

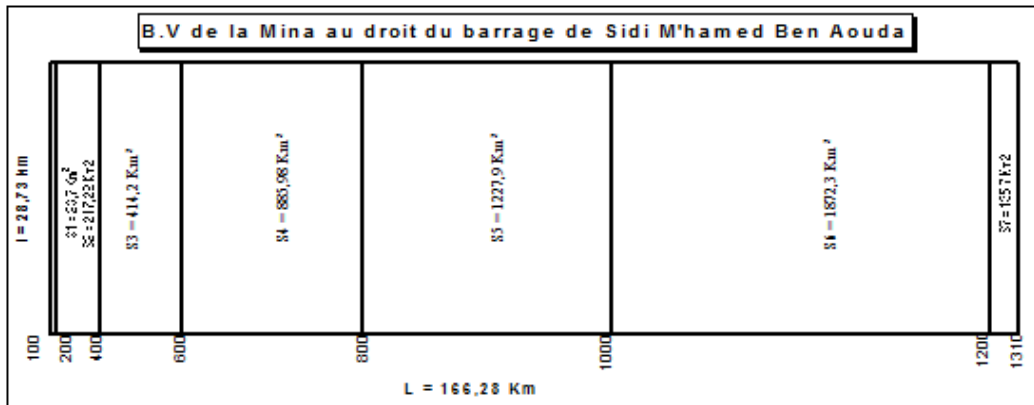


Fig: le rectangle équivalent du bassin versant de l'Oued Mina au droit du barrage SMBA

II-3-2 Paramètres de relief

De par son influence sur les facteurs météorologiques (précipitations, températures, vents etc...), le relief ou la topographie est un élément essentiel qu'il importe d'étudier. Plus que la forme, il peut avoir un rôle déterminant dans le conditionnement du comportement hydrologique du bassin. Il est caractérisé par la courbe hypsométrique du bassin versant.

Hypsométrie des bassins versants

Le portrait le plus précis de l'élévation d'un bassin est donné par la **courbe hypsométrique**. Cette courbe n'est rien d'autre qu'une représentation de la distribution statistique des altitudes sur l'ensemble du bassin versant. Le plus souvent, une courbe hypsométrique peut être remplacée sinon associée à un histogramme des fréquences altimétriques (Fig).

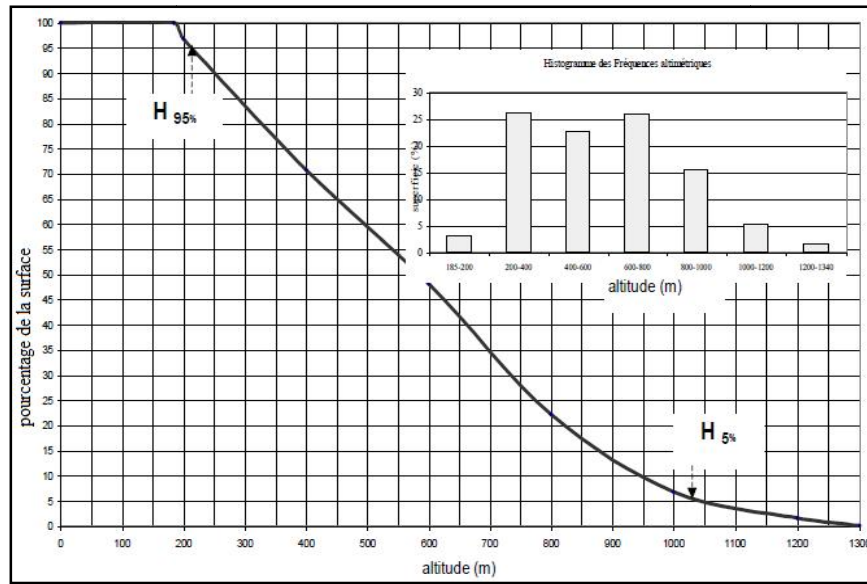


Fig courbe hypsométrique de BV de la Bounamoussa à mde Tayeb.

A partir des courbes ainsi obtenues, nous pouvons déterminer, certaines caractéristiques du relief, à savoir:

- L'altitude maximale (H_{max});
- L'altitude minimale (H_{min});
- L'altitude correspond à 50% de la surface ($H_{50\%}$);
- L'altitude à 5% de la surface ($H_{5\%}$);
- L'altitude correspond à 95% de la surface ($H_{95\%}$);
- Dénivelée ($D = H_{5\%} - H_{95\%}$);
- L'altitude moyenne ($H_{moy.}$), qui peut être déterminée par l'expression suivante :

$$H_{moy.} = \frac{\sum S_i \cdot h_i}{A}$$

avec: H_{moy} : altitude moyenne du bassin (m);

S_i : surface comprise entre deux courbes de niveaux i et $i+1$ (km^2);

h_i : Altitude entre ces deux courbes de niveaux (m).

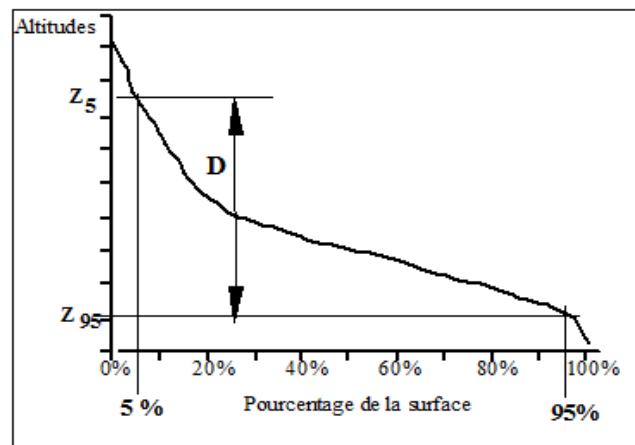


Fig: Courbes hypsométrique d'un bassin versant.

Indice de pente globale "I_g": il est défini comme étant le rapport entre l'altitude comprise entre 5% et 95% de la surface du bassin et la longueur du rectangle équivalent. Ceci dit que 90% de la superficie s'étend entre ces altitudes. Selon la classification adoptée par l'ORSTOM (France), le relief est dit assez fort si l'indice de pente global est compris entre 20 et 50 m/km. Il est donné par la formule suivante:

$$I_g = (H_{5\%} - H_{95\%}) / L$$

II-4 Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique, appelé aussi réseau de drainage, est constitué d'un cours d'eau principal et d'une multitude de cours d'eau, appelés affluents qui peuvent être temporaires ou permanents suivant l'importance des eaux superficielles et souterraines. Il renseigne sur le mode de drainage du bassin versant et son aptitude au ruissellement.

Le réseau hydrographique peut se caractériser par trois éléments: sa hiérarchisation, son développement (nombres et longueurs des cours d'eau) et son profil en long.

II-4-1 Hiérarchisation du réseau

Pour chiffrer la ramification du réseau, chaque cours d'eau reçoit un numéro fonction de son importance. Cette numérotation, appelée ordre du cours d'eau, diffère selon les auteurs. Parmi toutes ces classifications, nous adopterons celle de Strahler:

- tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1,
- au confluent de deux cours d'eau de même ordre **n**, le cours d'eau résultant est d'ordre **n + 1**,
- un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre, ce qui se résume par :

$$n + n = n + 1 \quad \text{et} \quad n + m = \max (n,m)$$

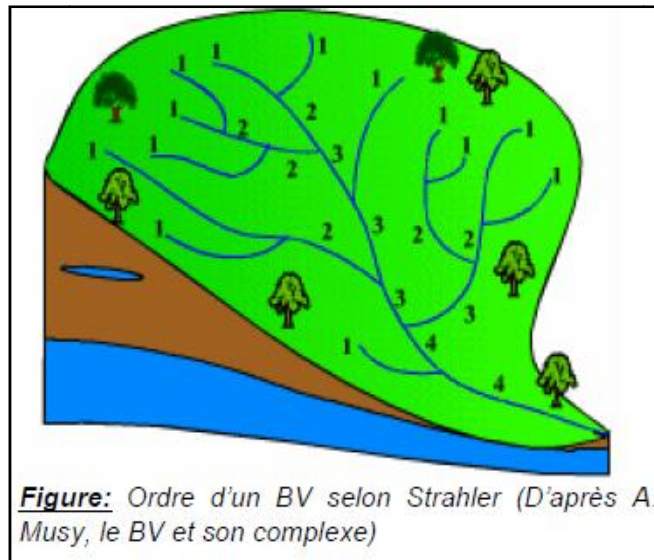


Fig : Ordre des talwegs d'un bassin selon Stahler.

II-4-3 Autres caractéristiques du chevelu

D'autres éléments que R_c et R_l sont pris pour caractériser le chevelu. Parmi ceux-ci, on peut citer :

- **Densité de drainage:** elle est définie comme étant le rapport entre la longueur totale de tous les talwegs L_i du bassin versant, à la surface totale S .

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{S} \text{ exprimée en Km/Km}^2$$

La densité de drainage dépend de plusieurs facteurs tels que la lithologie, la tectonique, l'exposition, le couvert végétal, les pentes et le climat.

D'une manière générale, des faibles densités de drainage sont caractéristiques des régions où le sol et le sous-sol sont fortement résistants ou perméables, où la couverture végétale est dense et où le relief est faible. Dans les conditions inverses, on rencontre le plus souvent des densités très élevées.

- **Temps de concentration**

C'est le temps que mis la particule d'eau la plus éloignée pour arriver à l'exutoire. Ce temps se calcul par la formule suivante.

$$T_c = \frac{4\sqrt{S} + (1,5L_{cp})}{0,8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$$

Où

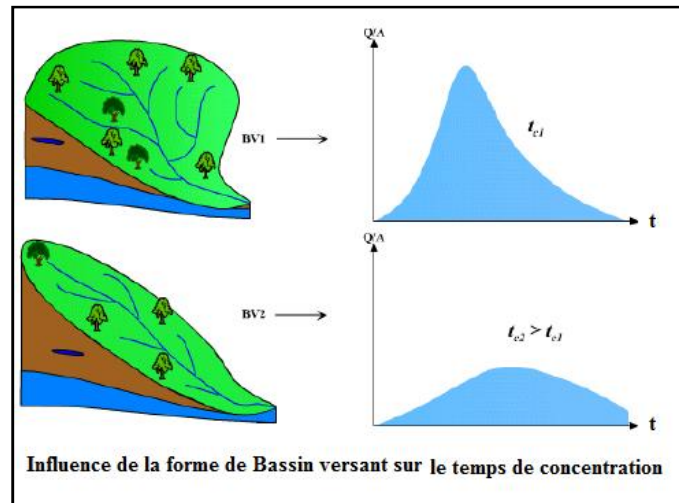
S: Surface du bassin versant en Km²;

L_{cp}: Longueur de cours d'eau principal en Km;

T_c: Temps de concentration en Heure;

H_{moy}: Altitude moyenne en m;

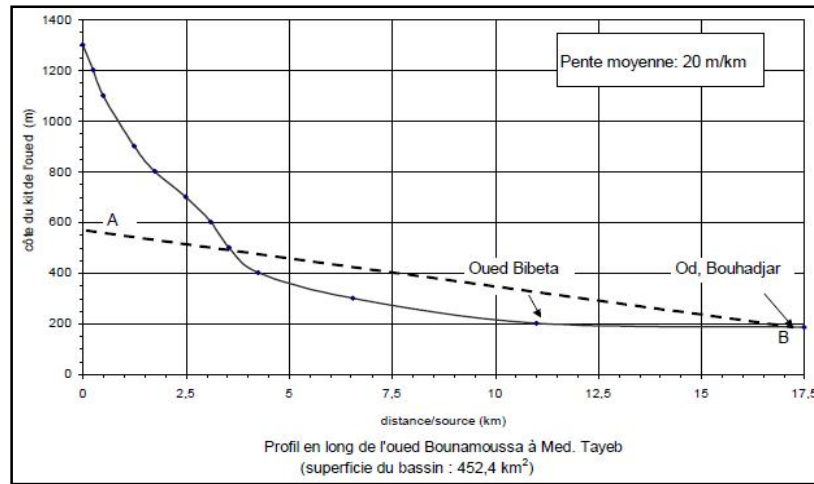
H_{min}: Altitude minimale en m.



On remarque que le temps de concentration est d'autant plus élevé que l'allongement du bassin est marqué. La lithologie et le couvert végétal influe également sur le temps de concentration en jouant le rôle d'entrave empêchant l'eau de s'écouler.

II-5 Profil en long du cours d'eau et pente du thalweg principal

Le profil longitudinal d'un cours d'eau traduit la variation de la côte du lit de l'oued; entre la source et l'exutoire; en fonction de la distance. Il rend compte de la variation de la pente du lit de l'oued en question. Il peut être établi en portant en abscisses les longueurs développées du lit de l'oued et en ordonnées l'altitude du fond (ou la côte de l'eau); ces paramètres étant obtenus par nivellement sur le terrain. A défaut, on dressera des profils approximatifs à partir des cartes en courbes de niveau de la région. Typiquement, les profils présentent une concavité vers le haut. La pente du chenal affecte la vitesse d'écoulement et joue un rôle capital dans la forme de l'hydrogramme.



De plus, chaque bassin contient plusieurs chenaux, chacun ayant sa propre pente. La définition de la pente moyenne des chenaux d'un bassin devient, donc, délicate. Ce qui conduit à ne considérer, dans la pratique, que la pente du thalweg principal. La méthode la plus utilisée pour estimer la pente moyenne du chenal consiste à tracer à l'estime une ligne droite AB (Fig précédente) telle que la surface; définie par l'intersection de la droite avec le profil longitudinal; est la même en dessous et au dessus de cette droite. La pente moyenne (S_m) est alors donnée par:

$$S_m = \frac{\Delta H}{\Delta L}$$

où ΔH et ΔL correspondent à la variation d'altitude par unité de variation de la longueur.

II-5 Autres caractéristiques du bassin : climat, couvert végétal et géologie

En plus des facteurs géométriques et morphométriques, le bassin versant présente des caractéristiques climatiques (pluies, évaporation, températures, humidité relative de l'air, vents, insolation, végétation, etc...) et géologiques (lithologie et activité tectonique) qu'il faut préciser au début de toute étude. La végétation et la lithologie ont une influence directe sur le phénomène de ruissellement.

La végétation peut être appréciée en dressant une carte du couvert végétal (ou carte de l'occupation des sols). A défaut, d'une telle carte, on calcule le degré de forêtation défini par le rapport, exprimé en pourcent, de la superficie forestière à celle du bassin versant. En effet, la végétation joue le rôle d'écran qui conditionne la rapidité du ruissellement superficiel et amortit son agressivité. Ainsi, les formes et l'importance de l'érosion hydrique sont

directement liées, en plus d'autres facteurs, à la répartition de la couverture végétale dans le bassin.

L'étude géologique portera essentiellement sur l'identification, la délimitation et l'inclinaison des différentes couches lithologiques (perméables et/ou imperméables), la localisation et l'orientation des zones à forte fracturation (réseaux de failles) et des terrains fortement fissurés où la circulation des eaux est favorisée. Les terrains aquifères à forte activité tectonique peuvent présenter de nombreuses sources.

III-Stations de jaugeage

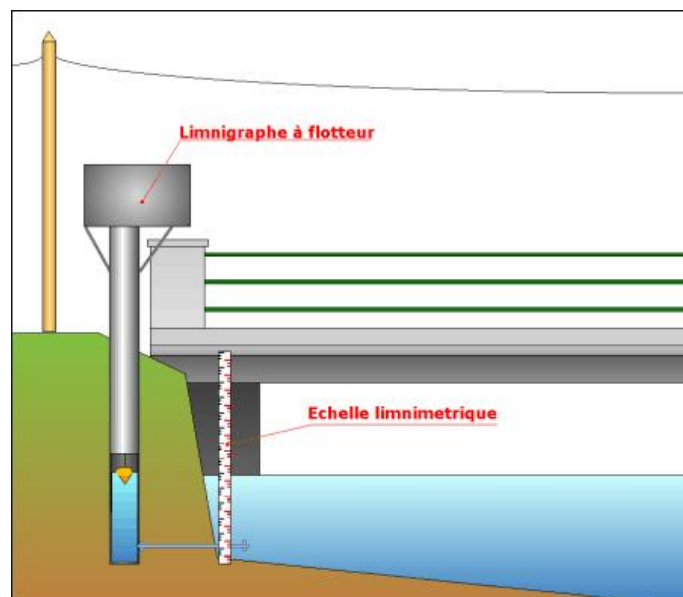
III-1 Généralité

Les stations de jaugeage: Ou station hydrométrique est un site où on réalisera les différentes opérations nécessaires à l'acquisition des débits en fonction du temps. Ce site doit être choisi en sorte que la relation "**Hauteur du plan d'eau - Débit**" soit aussi stable que possible dans le temps.

Il existe divers types de stations de jaugeage, dont on peut citer :

III-2 Les stations à échelles limnimétriques

La limnimétrie est la mesure des niveaux d'eau en fonction du temps. Toute station hydrométrique comporte au moins une échelle de mesures des hauteurs du plan d'eau et éventuellement un limnigraphe. Les échelles sont des repères fixes sur lesquels on lira le niveau d'eau (H). En pratique, il faut que le zéro de l'échelle soit toujours sous l'eau, même lors des étiages les plus sévères.



Les limnigraphes sont des appareils ayant pour but d'enregistrer les niveaux d'eau en fonction du temps (à flotteur, bulles)

III-3 Les stations à déversoirs

Il s'agit de l'établissement de stations de jaugeages comportant un déversoir implanté dans le lit du cours d'eau, notamment dans les ruisseaux et les petits torrents. Ces dispositifs peuvent être réalisés de façon à obtenir une relation univoque entre la hauteur du plan d'eau

(H) dans le bief amont et le débit (Q) qui le traverse. La courbe de tarage de la station résulte des formules de l'hydraulique générale donnant le débit du déversoir. On distingue, les déversoirs triangulaires, les déversoirs à mince paroi et les déversoirs à large seuil.

III-4 Les stations barrages et les stations usines

Le débit d'un cours d'eau (Q) peut être déduit de la production totale d'énergie (en Kwh) d'une usine hydroélectrique dont le rendement global, en fonction de la puissance (P) produite et de la hauteur de chute (H).

III-5 La courbe de tarage

Le jaugeage permet de connaître la vitesse du courant d'eau, à partir du laquelle on déduit le débit exprimé en m³/s (ou en l/s pour les bases eaux et les débits de sources).

Le débit des rivières varie continuelles et comme c'est difficile de faire plusieurs mesures de débit par jour, on mesure, d'une façon continue, les hauteurs d'eau dans le lit de la rivière puis on établit expérimentalement la relation entre la côte de l'eau et le débit.

III-6 Etablissement de la courbe de tarage

La fonction $Q = f(t)$ se déduit de la courbe $H = f(t)$. Les hauteurs sont lues une ou deux fois par jour sur une échelle limnimétrique ou enregistrée d'une façon continue par un limnigraphe. A partir de la courbe $H=f(t)$ on peut tirer $Q(t)$ au moyen de la courbe de tarage $Q=f(H)$ de la station. Cette dernière est établie expérimentalement en déterminant; en principe une fois pour toute; par une série de jaugeages effectués le plus souvent au moulinet, les débits Q_i traversant la section de mesure de la station pour des côtes du plan d'eau (H_i) lues à son échelle limnimétrique et échelonnées entre les plus hautes et les plus basses eaux. On admet le plus souvent que la relation $Q(H)$ est univoque, c'est à dire, qu'à une côte H_i déterminée correspondra toujours un et un même débit Q_i .

On se contente donc de reporter les couples $H_i - Q_i$ obtenues par jaugeage sur un graphique à échelle arithmétique (Fig. 4). Le nuage de points ainsi obtenu permet d'évaluer la relation la plus probable entre Q et H.

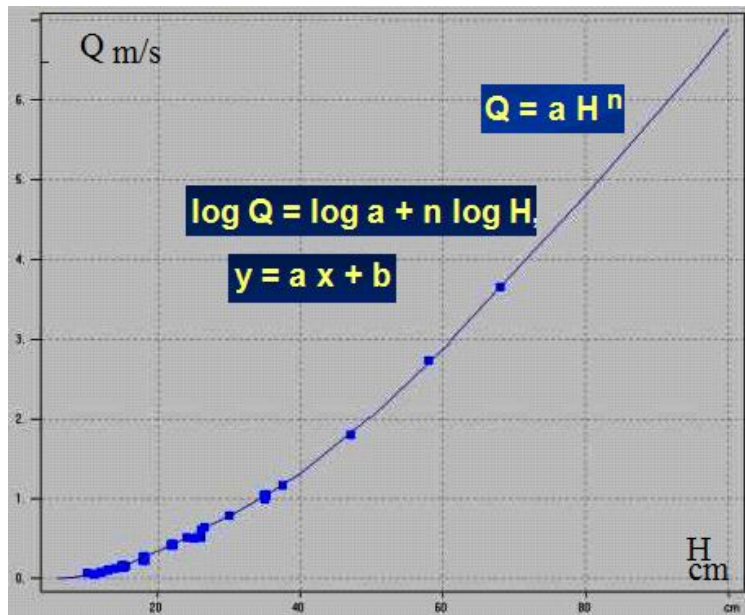


Fig : courbe de tarage