

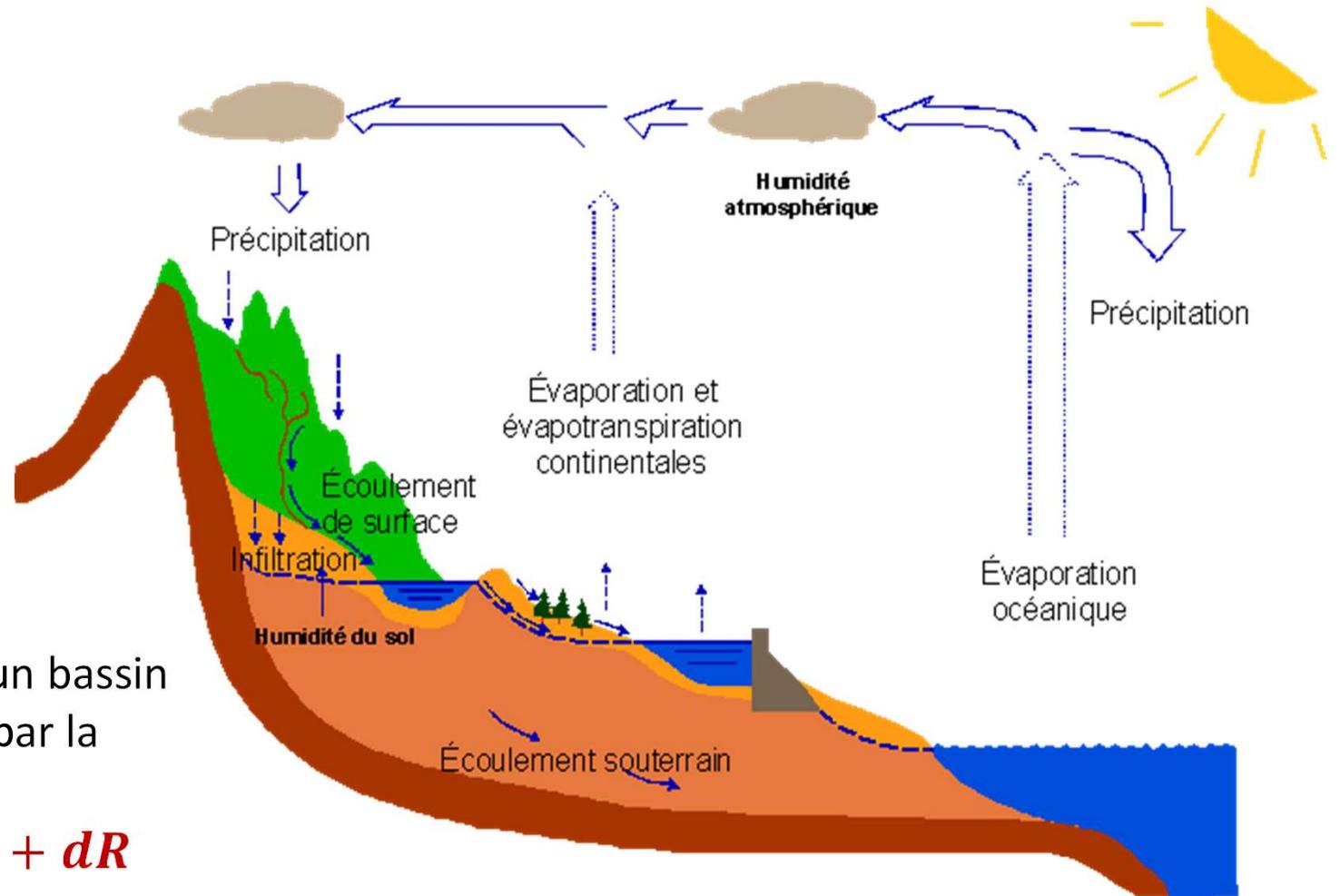
Chapitre II

L'Hydrographie

Hamid BOUCHELKIA

Rappels généraux

LE CYCLE HYDROLOGIQUE



Le bilan hydrologique d'un bassin versant peut s'exprimer par la formule suivante:

$$P = E + Q + I + U + dR$$

- P: Précipitation
- E: Evaporation + Evapotranspiration
- I: Infiltration
- U: Utilisation humaine
- dR: Stockage

Chacun des termes du bilan hydrologique est naturellement pondéré par divers paramètres climatiques et géographiques. Par exemple la température est un facteur du pouvoir évaporant de l'atmosphère,

Notion de bassin versant

Le bassin versant, en une section d'un cours d'eau, est défini comme la surface drainée par ce cours d'eau et ses affluents en amont de la section.

Tout écoulement prenant naissance à l'intérieur de cette surface doit traverser la section considérée, appelée exutoire, pour poursuivre son trajet vers l'aval.

Le bassin versant topographique

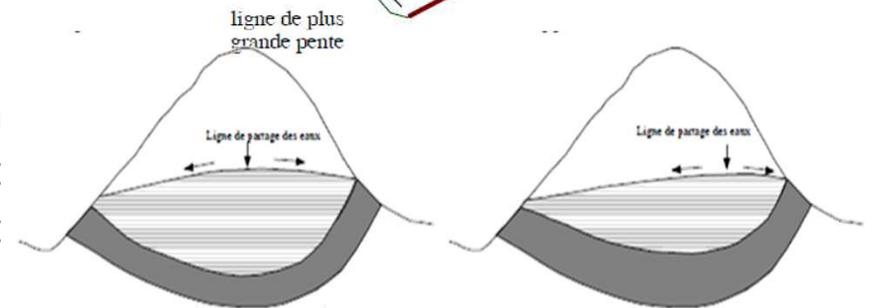
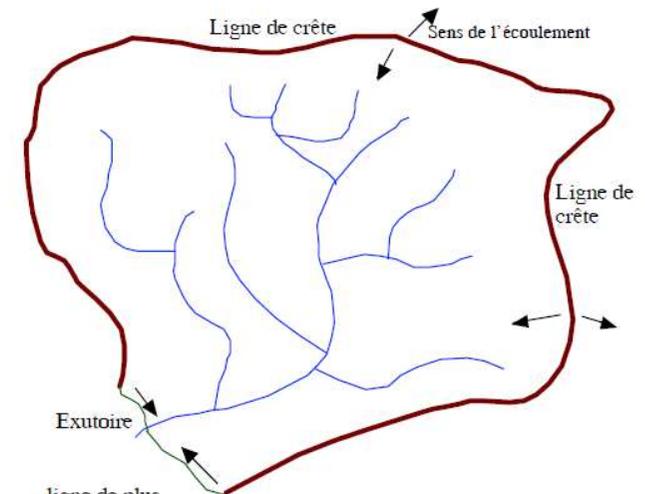
Si le sous-sol est imperméable, le cheminement de l'eau ne sera déterminé que par la topographie ; le bassin versant sera limité par les lignes de crêtes et les lignes de plus grande pente.

Le bassin versant est l'unité spatiale qui va être utilisée pour effectuer un bilan hydrologique.

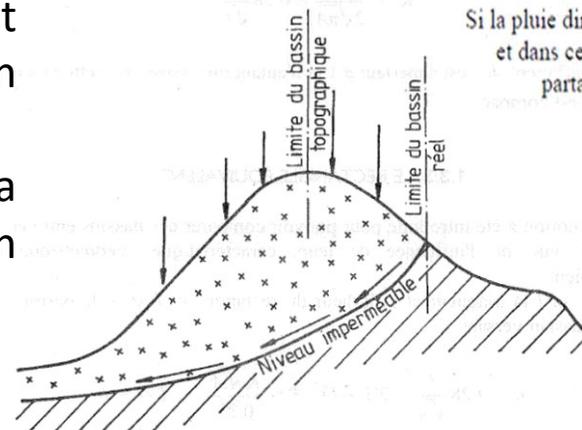
Le bassin versant hydrogéologique

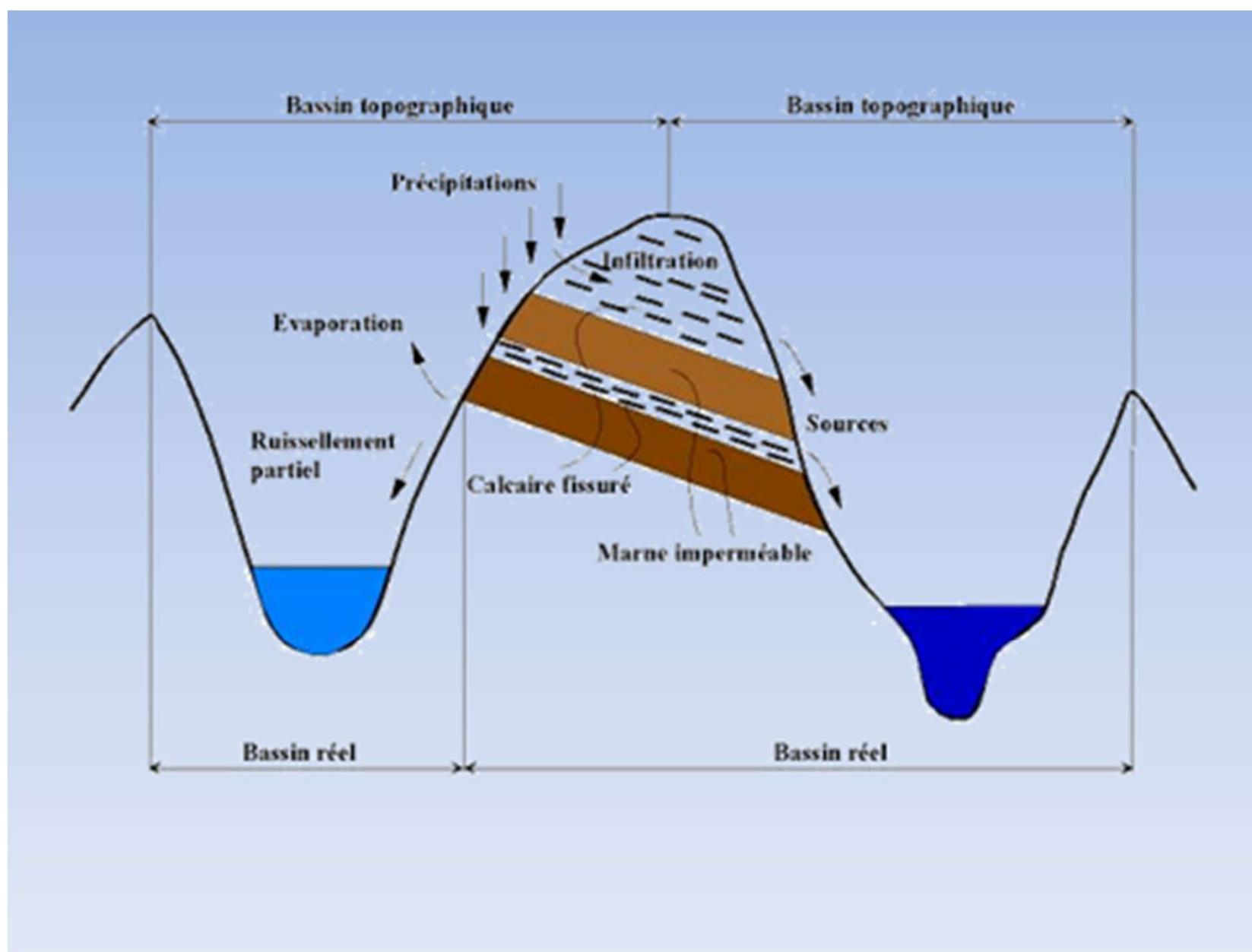
Si la région est perméable, une partie des eaux tombées à l'intérieur du bassin versant topographique s'infiltrent et sortent souterrainement du bassin. Inversement, on peut avoir l'entrée d'eaux souterraines dans le bassin versant. Pour déterminer les limites du bassin versant hydrogéologique, il est donc nécessaire de prendre en compte les limites géologiques.

Une des limites du bassin versant hydrogéologique est la ligne de partage des eaux. Cette limite peut varier en fonction du niveau de l'eau dans la nappe



Si la pluie diminue, la nappe peut se vidanger et dans ce cas la position de la ligne de partage des eaux peut varier.





Composantes du cycle hydrologique

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

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 général 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. Un écoulement à partir de cette dernière peut rejoindre la surface au niveau des sources ou des cours d'eau. L'évaporation à partir du sol, des cours d'eau, et la transpiration des plantes complètent ainsi le cycle.

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, la percolation, l'emmagasinement et les écoulements souterrains qui constituent les principaux chapitres de l'hydrologie. Ces divers mécanismes sont rendus possibles par un élément moteur, le soleil, organe vital du cycle hydrologique.

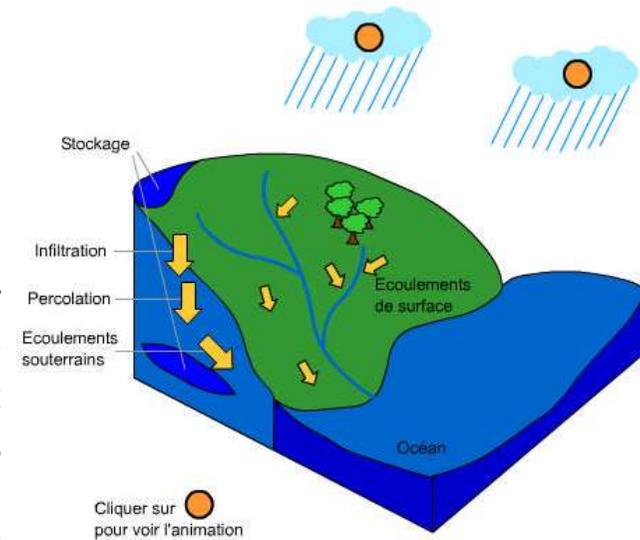


Fig. Représentation du cycle de l'eau

La Précipitation:

On englobe sous le terme précipitations, l'ensemble des eaux météoriques qui tombent à la surface de la terre, tant sous forme de liquide que solide (neige, grêle, grésil). D'un point de vue physique, la pluie peut être définie comme des gouttes d'eau d'un diamètre variant entre 0,5 et 5mm, tombant ou non sur le sol (prise par l'évaporation par les mouvements de l'atmosphère).

La hauteur des précipitations qui atteint le sol pendant une période donnée est définie comme l'épaisseur que celles-ci couvriraient sur un plan horizontal, s'il n'y avait pas de perte par écoulement, infiltration et évaporation, et si les précipitations solides fondaient sur place.

L'évaporation et l'évapotranspiration

L'évaporation est un processus physique au cours duquel un liquide se transforme en vapeur. La transformation en vapeur d'un solide tel que la neige ou la glace, sans passer par l'état liquide s'appelle la sublimation. De grandes quantités d'eau sont évaporées par le processus de la transpiration des plantes qui, par leurs racines, vont puiser dans les profondeurs du sol l'eau nécessaire à leur développement et à leur vie, cette évaporation biologique est appelée transpiration.

On groupe sous le nom d'évapotranspiration l'ensemble des processus d'évaporation et de transpiration. La hauteur de la lame d'eau ainsi évapotranspirée sur un bassin versant pendant une période déterminée correspond à toute l'eau évaporée par les plans d'eau, les sols... et transpirée par la couverture végétale au cours de cette période.

L'interception et le stockage dans les dépressions

La pluie (ou dans certains cas la neige) peut être retenue par la végétation, puis redistribuée en une partie qui parvient au sol et une autre qui s'évapore. La partie n'atteignant jamais le sol forme l'interception. Son importance est difficile à évaluer et souvent marginale sous nos climats, donc souvent négligée dans la pratique. Le stockage dans les dépressions est, tout comme l'interception, souvent associé aux pertes. On définit l'eau de stockage comme l'eau retenue dans les creux et les dépressions du sol pendant et après une averse.

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 ou l'infiltrabilité 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. De plus, en absorbant une partie des eaux de précipitation, l'infiltration peut réduire les débits de ruissellement.

Les écoulements

Les écoulements qui gagnent rapidement les exutoires pour constituer les crues se subdivisent en **écoulement de surface** (mouvement de l'eau sur la surface du sol) et **écoulement de subsurface** (mouvement de l'eau dans les premiers horizons du sol). **L'écoulement souterrain** désigne le mouvement de l'eau dans le sol. On peut encore ajouter à cette distinction les écoulements en canaux ou rivières qui font appel à des notions plus hydrauliques qu'hydrologiques

Les caractéristiques du réseau hydrographique:

On désigne par réseau hydrographique un ensemble hiérarchisé et structuré de chenaux qui assurent le drainage superficiel, permanent ou temporaire, vers l'exutoire d'un bassin versant. Dans un bassin versant les chenaux sont organisés, hiérarchisés en un réseau qui concentre les eaux des rus dans les ruisseaux, celles des ruisseaux dans les rivières, celles des rivières dans les fleuves.

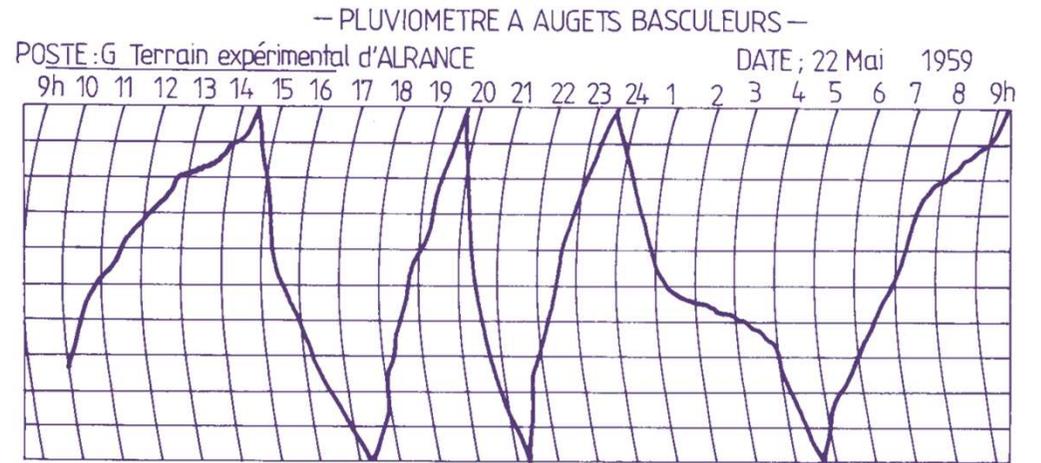
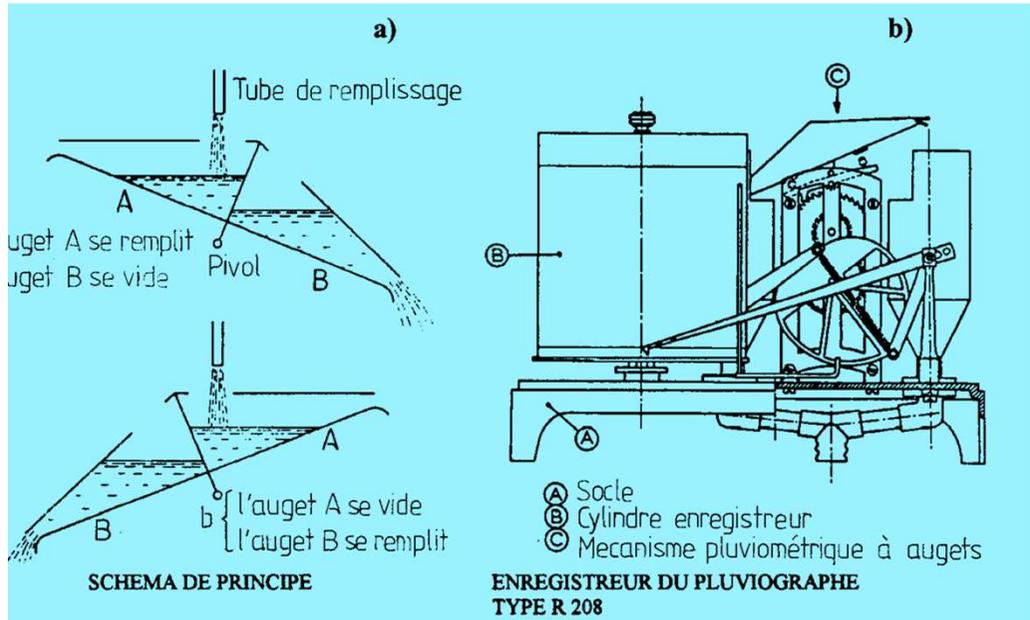
Un réseaux hydrographique est donc l'ensemble des cours d'eau, affluents et sous-affluents d'une rivière ou d'un même fleuve. A l'état naturel tous les réseaux sont hiérarchisés, de nombreux auteurs ont proposé des classifications de ces réseaux



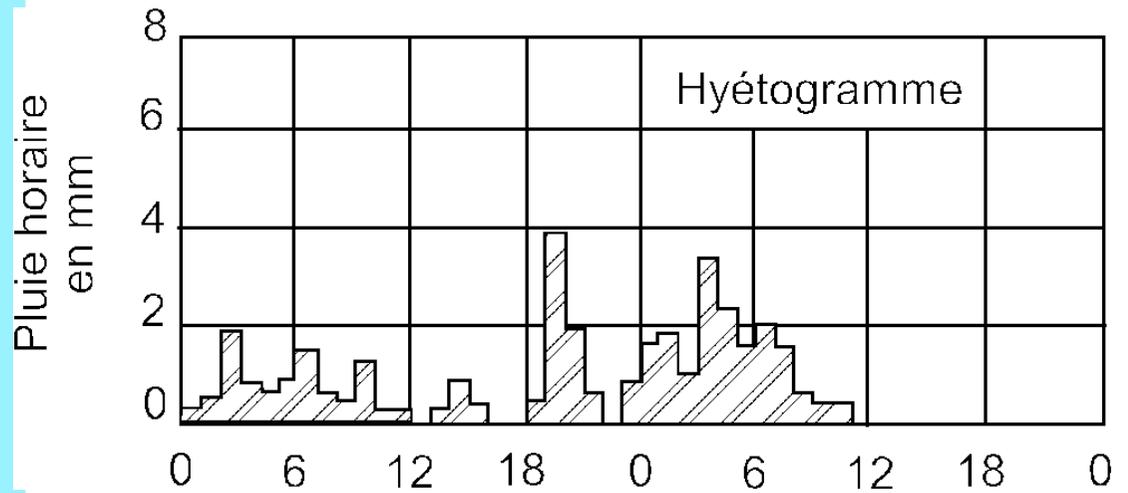
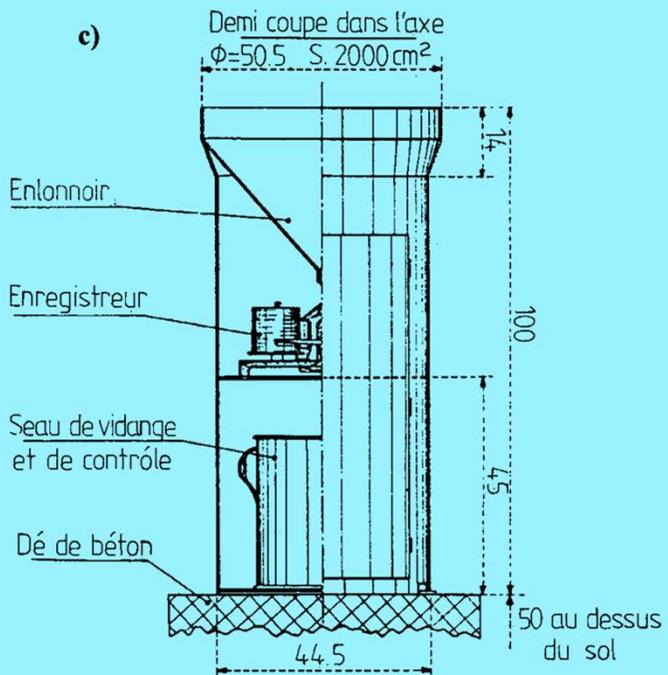
Pluviomètre de Hellmann.



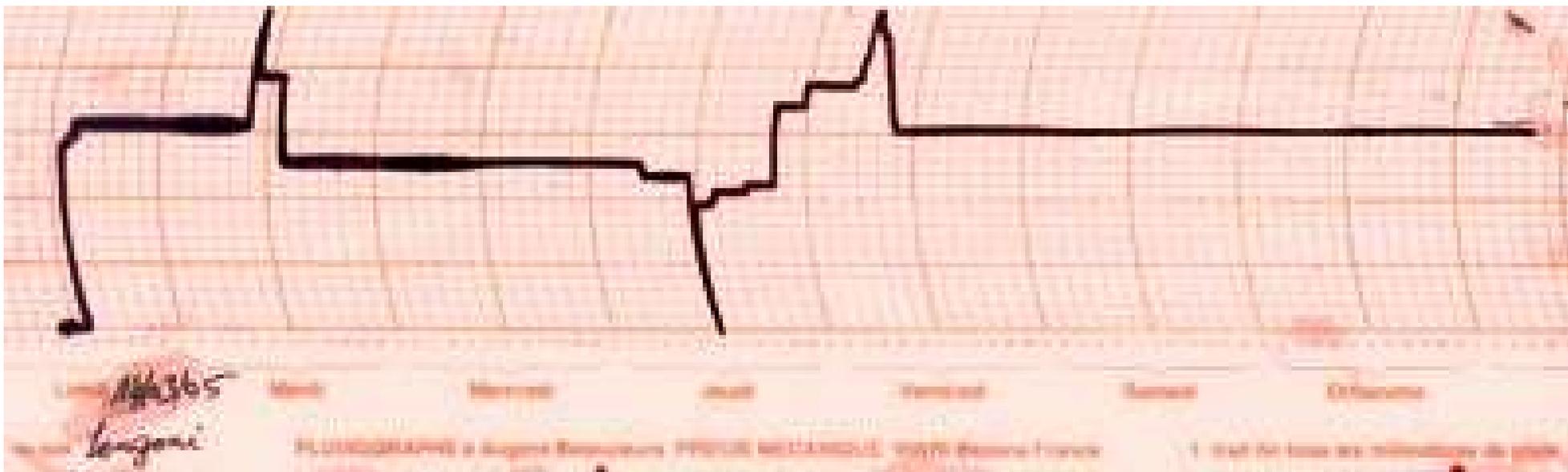
*Pluviographe, augets basculeurs
et système d'enregistrement MADD.*



.Enregistrement pluviographique.



Hyétogramme



Bac d'évaporation



*Pluviomètre à augets basculants,
avec réchauffeur pour faire
fondre la neige éventuelle*



Pluviomètre standard

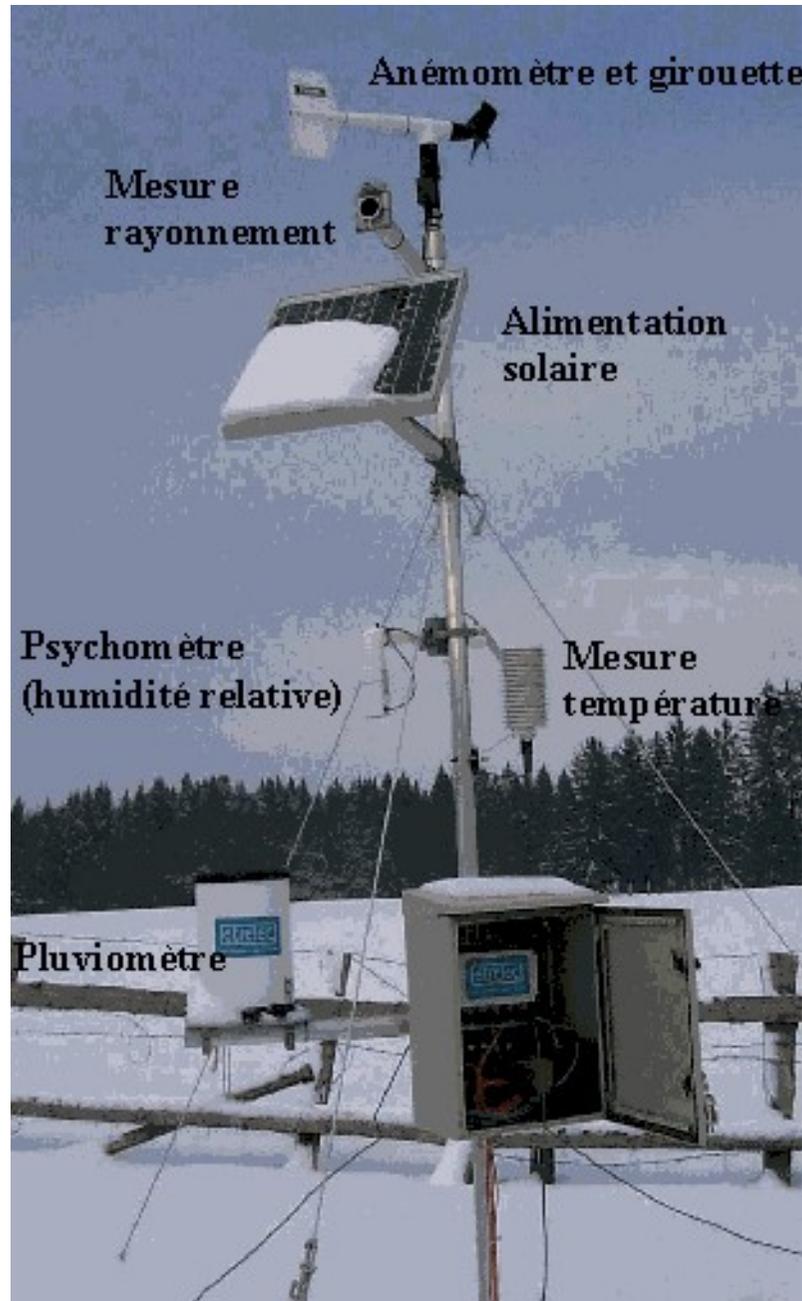


**héliographe de
Campbell-stokes**



Girouette & anémomètre

Station météorologique

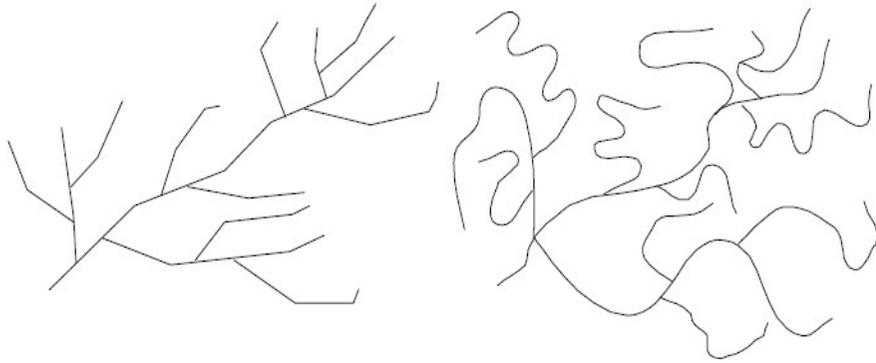


Abri météorologique.



Caractéristiques du réseau hydrographique

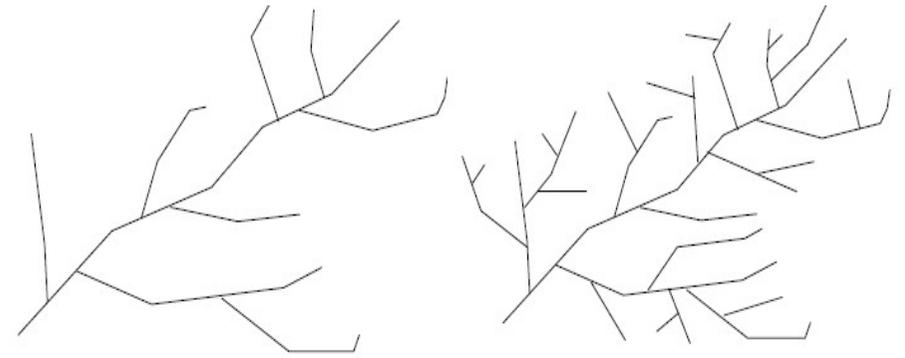
- Forme : par exemple, on veut séparer :



Réseau en arêtes de poisson

Réseau dendritique

Densité du réseau



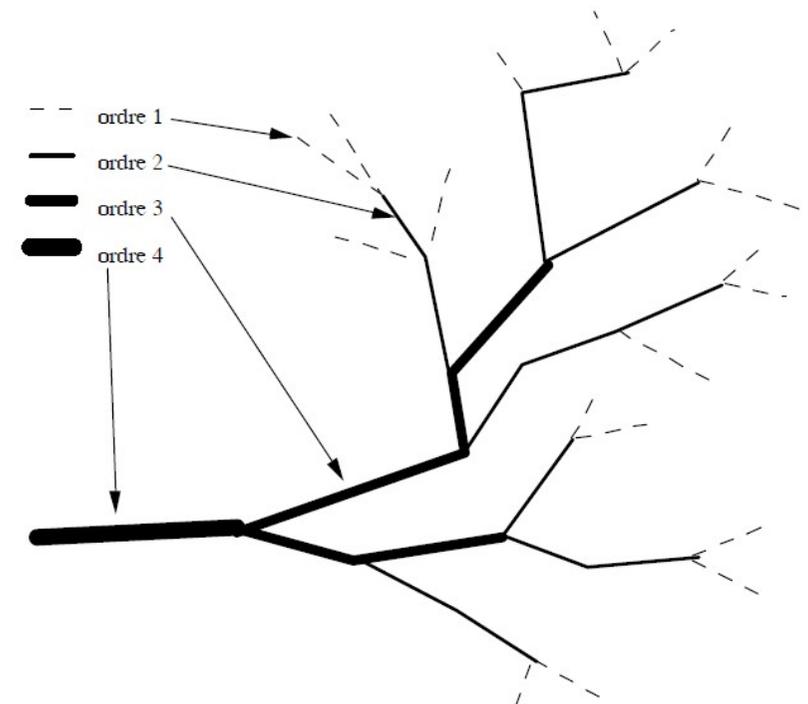
réseau à faible densité

même réseau mais beaucoup plus dense

Hiérarchisation du réseau

Il s'agit de numéroter les cours d'eau en fonction de leur importance. Strahler propose de les classer de la manière suivante :

- les cours d'eau sans affluents sont d'ordre 1
- au confluent de deux cours d'eau de même ordre résulte un cours d'eau d'ordre $n+1$
- un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre (par exemple si un cours d'eau d'ordre 4 reçoit un cours d'eau d'ordre 1 => toujours ordre 4)



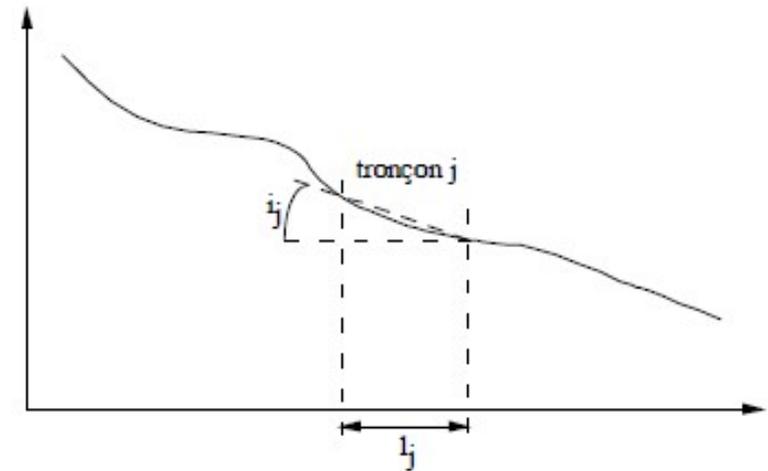
Profil en long

Ces profils sont établis en portant sur un graphique, en abscisse les longueurs à partir d'un point de référence, en ordonnée la côte (altitude) de la surface de l'eau ou parfois celle du fond de la rivière. Le point de référence des longueurs est généralement la source, mais le profil peut être aussi effectué sur un tronçon de rivière.

Ces profils sont parfois établis quand il existe des problèmes de navigation ou lors d'études pour l'hydroélectricité.

Les profils en long permettent d'estimer la pente moyenne du cours d'eau ; cette dernière est calculée en décomposant le profil en long en tronçons de pente constante.

i_j : pente du tronçon j



Cette estimation de pente moyenne est généralement utilisée pour le calcul des temps de concentration dans un bassin versant, or la vitesse de transfert de l'eau varie comme l (l étant la pente).

En faisant une moyenne arithmétique ; les deux profils ci-contre ont la même pente moyenne, alors qu'ils n'auront pas le même comportement.

$$\text{estimée par : } \frac{1}{\sqrt{I}} = \frac{1}{L} \sum_{j=1}^n \frac{l_j}{\sqrt{i_j}}$$

Le couvert végétal

Le couvert végétal :

- influe sur l'évapotranspiration,
- retarde le ruissellement,

Il est possible d'évaluer le pourcentage de la surface du bassin versant occupé par les différents types de végétation.

Les cours d'eau:

Un cours d'eau est un terme général désignant tous les chenaux naturels, superficiels ou souterrains, qui conduisent de l'eau de façon temporaire ou permanente.



Chapitre II

L'Hydrographie

Hamid BOUCHELKIA

Morphologie du cours d'eau

Les cours d'eau coulent au travers du paysage, grandissent en taille, se joignent à d'autres cours d'eau. Le réseau de cours d'eau forme ce qui est appelé le réseau de drainage et il adopte différentes formes qui sont influencées par le relief et la géologie du sous-sol. Les cours d'eau transportent l'eau et les sédiments dans un processus dynamique qui façonne leur lit.

Les ingénieurs se sont surtout intéressés à intervenir dans les cours d'eau pour répondre à des impératifs de développement (irrigation, drainage), de protection (protection contre les inondations, protection des propriétés) ou d'intervention contre la dégradation des berges avec des approches principalement hydrauliques. La géomorphologie peut aider l'ingénieur à analyser les cours d'eau et identifier des solutions.

La morphologie d'un cours d'eau correspond à ce qu'on peut observer de son tracé sur une carte topographique ou sur une photographie aérienne. Il peut être, par exemple, rectiligne (zones de montagne), méandreux (plaines) ou encore composé de chenaux d'écoulement multiples (tresses). La morphologie du cours d'eau dépend aussi des sédiments que celui-ci charrie et de la géologie de la région, impactant notamment les pentes des berges et la forme des zones inondables.

DÉFINITIONS

De nombreux termes sont utilisés pour désigner les structures dans lesquelles l'eau s'écoule.

a. Cours d'eau : tout chenal dans lequel s'écoule un flux d'eau continu ou temporaire. Il est un terme général pour désigner un fleuve, une rivière, un ruisseau, un torrent, un oued.

b. Canal : un chenal artificiel creusé par l'homme et utilisé soit pour la navigation ou le flottage, soit pour l'irrigation ou l'assèchement de certaines régions. Les canaux suivent en général de longues lignes droites.

Il existe un grand nombre de mots pour désigner les différents types de cours d'eau.

c. Ruisseau : petit cours d'eau, de faible largeur et de longueur limitée, alimentée par des sources d'eau naturelles, souvent affluent d'un étang, d'un lac ou d'une rivière. Les ruisseaux se trouvent à la tête des bassins versants.

d. Rivière : cours d'eau moyennement important, à écoulement continu ou intermittent, suivant un tracé défini et se jetant dans un autre cours d'eau, un lac, une mer. abondant, et particulièrement celui qui se jette dans un fleuve.

e. Fleuve : cours d'eau important, long et au débit élevé, comptant de nombreux affluents et se jetant dans la mer.

f. Oued : terme d'origine arabe désignant un cours d'eau temporaire dans les régions arides ou semi--arides. Son écoulement dépend des précipitations et il peut rester à sec pendant de très longues périodes.

DÉFINITIONS ET CARACTÉRISTIQUES

Torrent : cours d'eau au débit rapide et régulier, situé sur une pente plus ou moins prononcée. Les torrents se retrouvent sur des terrains accidentés ou en montagne. Ce terme est utilisé principalement pour désigner les cours d'eau de montagne avec un lit rocheux et encaissé.

Fossé : fosse creusé en long dans le sol servant à l'écoulement des eaux, à la séparation des terrains (ex. fossé de voie publique ou privée, fossé mitoyen, fossé de drainage).

Émissaire : canal d'évacuation des eaux de drainage.

1 Aval et amont

L'amont (vers la montagne) est la partie la plus élevée du cours d'eau du point de vue de l'observateur et l'aval (vers la vallée) est la partie la plus basse.

2 Rives gauche et droite

La rive gauche et la rive droite d'un cours d'eau sont identifiées par un observateur se déplaçant dans le sens de l'écoulement de l'eau, de l'amont vers l'aval.

5. COURS D'EAU -- VUE TRANSVERSALE

5.1. Lit du cours d'eau

Le niveau d'eau et l'espace occupé par le cours d'eau varie en fonction de son débit. Un cours d'eau analysé selon sa coupe transversale (figure 1.1) présente une section principale occupée par les écoulements normaux (appelé lit mineur) et une plaine d'inondation occupée lorsque le cours d'eau est en crue.

Les principaux termes sont :

- ✓ **Lit** : désigne tout l'espace occupé, en permanence ou temporairement, par un cours d'eau.
- ✓ **Lit mineur** : lit du cours d'eau en écoulement normal.
- ✓ **Lit majeur** : lit qu'occupe le cours d'eau lors des crues, incluant les zones inondées.
- ✓ **Lit d'étiage** ou **chenal d'étiage** : partie du cours d'eau occupé lors des étiages.
- ✓ **Plaine d'inondation** : zone de terrain inondée lors du chenal du cours d'eau lorsque le cours d'eau est en crue

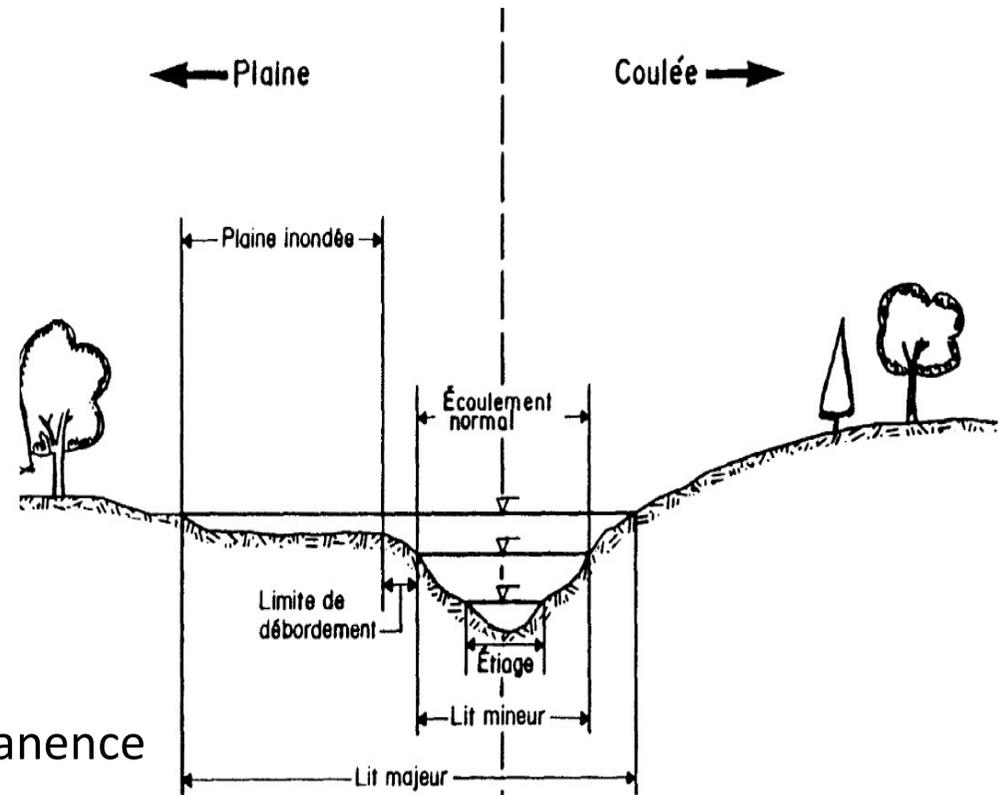
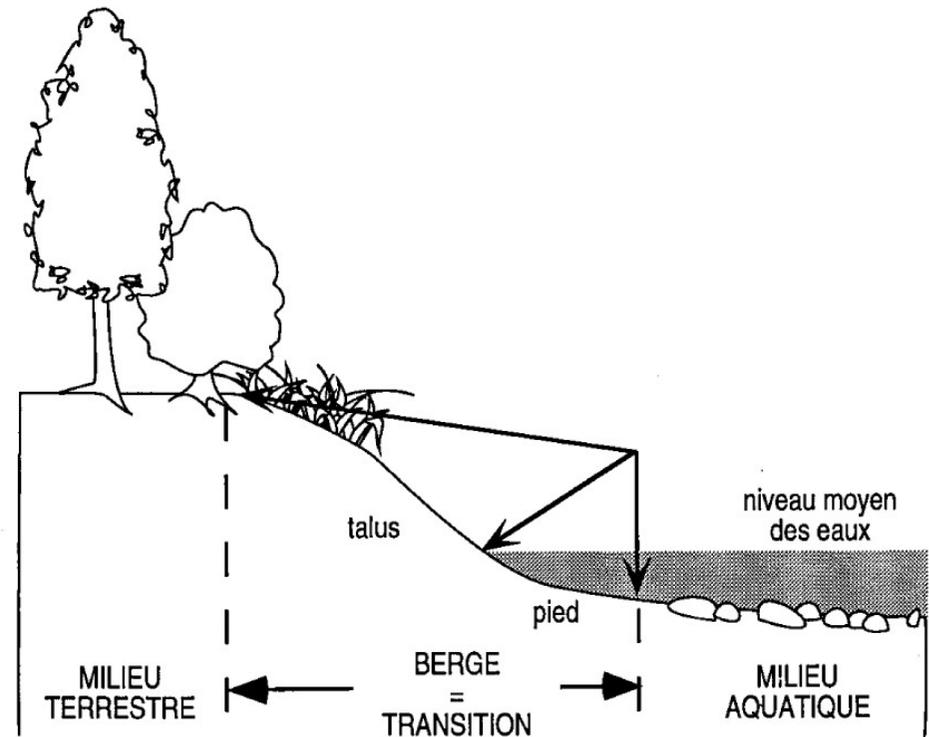


Figure 1 Coupe transversale d'un cours d'eau

5.2. La berge

La berge est la portion de terrain qui limite tout cours d'eau et elle est subdivisée en deux parties

- ✓ **talus** proprement dit, qui n'est qu'occasionnellement en contact avec le courant et qui est situé au-dessus du niveau moyen des eaux.
- ✓ **pie de talus** : la zone du talus soumise à l'action quasi permanente du courant et qui est située sous le niveau moyen des eaux ;



La berge dans un cours d'eau (Verniers, 1995).

La limite inférieure de la berge est le point le plus bas du pied (fond du lit); la limite supérieure étant le point le plus haut du talus au-delà duquel on considère la plaine alluviale. Ces limites déterminent ce que l'on appelle le lit mineur du cours d'eau.

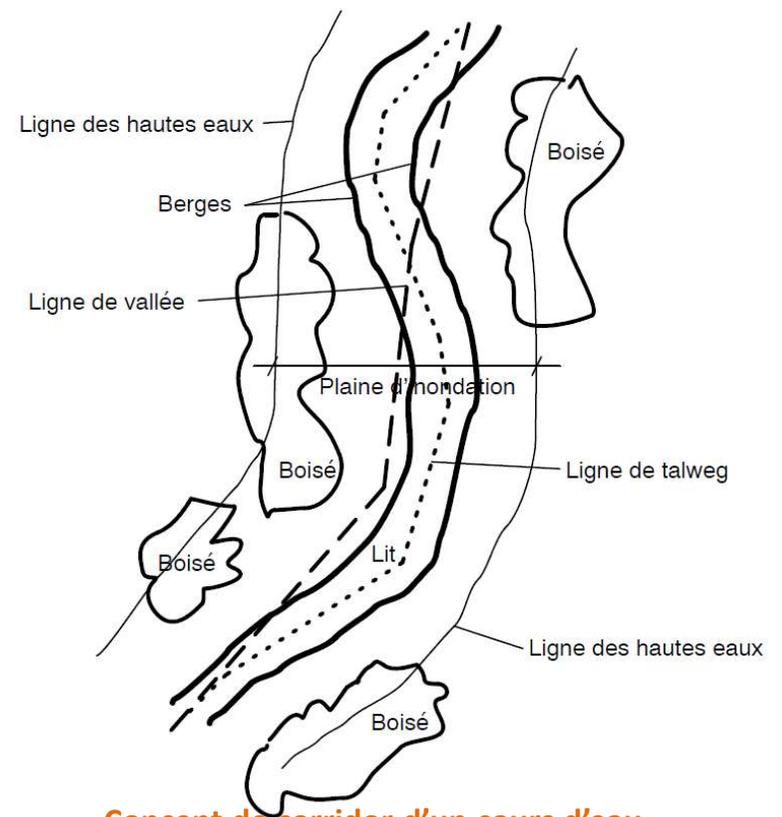
La berge, c'est aussi la zone de transition entre le milieu aquatique et le milieu terrestre. De par cette situation, elle possède une grande valeur écologique. En effet, la constitution d'une lisière augmente la gamme des micro-habitats favorisant de ce fait la diversité et la densité des espèces végétales et animales.

5.3. COURS D'EAU -- VUE LONGITUDINALE

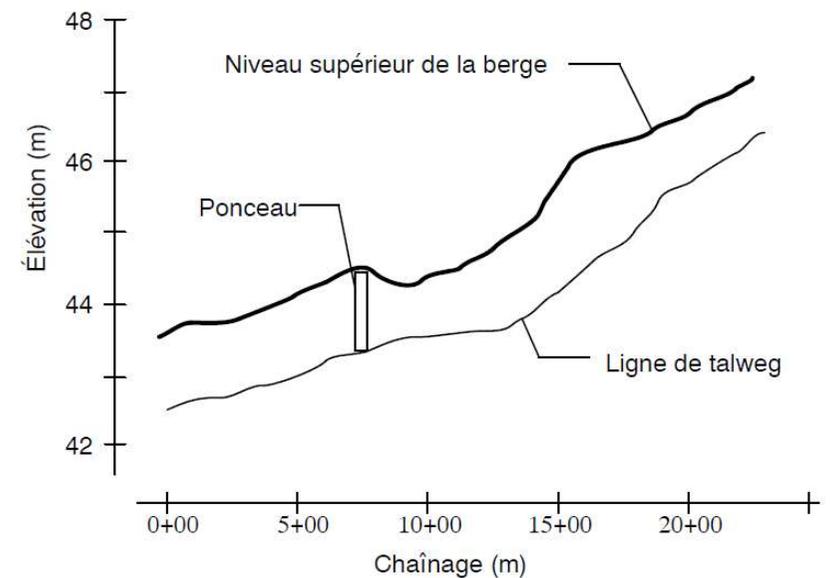
L'espace longitudinal et latéral qu'occupe un cours d'eau et ses composantes (chenal principal et plaine d'inondation) est appelé "**corridor du cours d'eau**" (figure 1.3). La figure présente aussi les principaux termes utilisés.

La description longitudinale d'un cours d'eau est souvent représentée par le profil longitudinal (figure 1.4) qui représente l'élévation du fond du cours d'eau en suivant la ligne du talweg du cours d'eau (endroit le plus profond). Le haut de la berge et les structures (ponceaux, barrages, etc.) installées le long du cours d'eau peuvent aussi y être présentés.

Un cours d'eau peut être divisé en tronçons à l'intérieur desquels les caractéristiques sont similaires ou relativement uniformes.



Concept de corridor d'un cours d'eau.



Profil longitudinal d'un cours d'eau

L'Hydrométrie

Science qui mesure le débit des cours d'eau ainsi que des eaux souterraines, et étudie leurs propriétés physiques et gustatives.

Traduction anglais : hydrometry

Hamid BOUCHELKIA

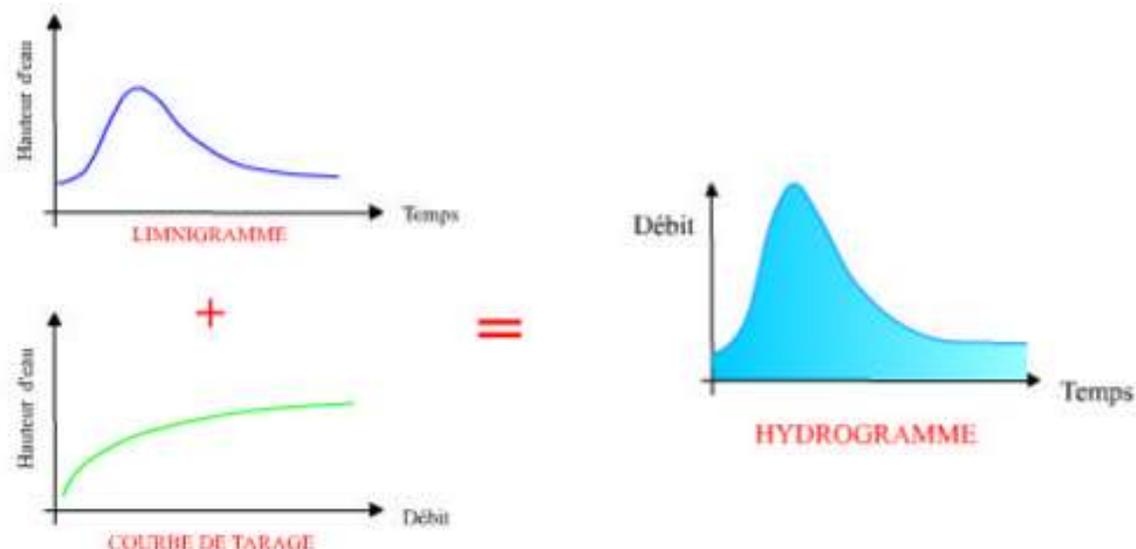
mesure des débits

On appelle hydrométrie l'ensemble des techniques de mesures des différents paramètres caractérisant les écoulements dans les cours d'eau naturels ou artificiels et dans les conduites. Les deux variables principales qui caractérisent l'écoulement sont :

- La **cote de la surface d'eau libre**, notée H et exprimée en mètre. Sa mesure concerne la **limnimétrie**.
- Le **débit du cours d'eau**, noté Q et exprimé en m^3/s ou l/s , représentant le volume total d'eau qui s'écoule à travers une section droite du cours d'eau pendant l'unité de temps considérée. Sa mesure est du ressort de la **débitmétrie**.

Le niveau d'eau dans un canal est facilement observable, mais n'est représentatif que de la section d'observation et peut être soumis à des modifications dans le temps. Seule la variable débit reflète physiquement le comportement du bassin versant, et peut être interprétée dans le temps et l'espace. Généralement, on ne dispose pas d'une mesure directe et continue des débits mais d'un enregistrement des variations de la hauteur d'eau en une section donnée (station hydrométrique). On passe alors de la courbe des hauteurs d'eau en fonction du temps $H=f(t)$ (appelée limnigramme) à celle des débits $Q=f(t)$ (appelée hydrogramme) par l'établissement d'une **courbe de tarage $Q=f(H)$**

Passage d'un limnigramme à un hydrogramme par l'intermédiaire de la courbe de tarage.



La mesure des hauteurs d'eau

La mesure des hauteurs d'eau (la limnimétrie) ou de la variation d'un plan d'eau s'effectue généralement de manière discontinue par la lecture d'une règle graduée (échelle limnimétrique) fixée sur un support. Pour connaître en continu les variations d'un plan d'eau, on utilise des limnigraphes qui fournissent sur un support un enregistrement continu des variations du niveau d'eau dans la rivière en fonction du temps (enregistrement graphique sur bande papier, enregistrement magnétique sur cassette, etc.).

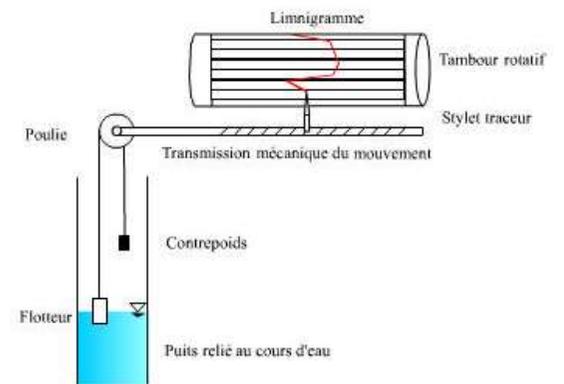
Le limnimètre

Le limnimètre est l'élément de base des dispositifs de lecture et d'enregistrement du niveau de l'eau : il est constitué le plus souvent par une échelle limnimétrique (Fig.) qui est une règle ou une tige graduée en métal (éventuellement en bois ou en pierre), placée verticalement ou inclinée, et permettant la lecture directe de la hauteur d'eau à la station. Si l'échelle est inclinée, la graduation est corrigée en fonction de l'angle d'inclinaison avec la verticale.



Le limnigraphe à flotteur

Le limnigraphe à flotteur est un appareil qui maintient un flotteur à la surface de l'eau grâce à un contrepoids, par l'intermédiaire d'un câble et d'une poulie. Le flotteur suit les fluctuations du niveau d'eau, qui sont reportées sur un graphe solidaire d'un tambour rotatif (à raison d'un tour par 24h ou par semaine ou par mois). La précision de la mesure est de 5 mm environ.



Le limnigraphe "bulle à bulle"

Le limnigraphe à pression ou "bulle à bulle", mesure les variations de pression causées par les changements de niveau d'eau. Cet appareil comprend une bonbonne de gaz comprimé, un dispositif de contrôle de pression et un tube immergé relié à la bonbonne. Un débit d'air constant sous pression est envoyé au fond de la rivière. Par un manomètre à mercure, on mesure la pression de l'air dans le tube qui est proportionnelle à la hauteur d'eau au-dessus de la prise installée dans la rivière.



La mesure des débits

Pour mesurer le débit d'un écoulement naturel (cours d'eau, canal, dérivation...), il existe quatre grandes catégories de méthodes.

1- Les méthodes "**volumétriques**" (ou *jaugeage capacitif*) **permettent de déterminer le débit directement à partir du** temps nécessaire pour remplir d'eau un récipient d'une contenance déterminée. Compte tenu des aspects pratiques inhérents à la méthode de mesure (taille du récipient nécessaire, incertitude sur la mesure du temps, aménagement spécifique éventuel), cette méthode n'est généralement pratiquée que pour des débits très faibles, quelques l/s au plus.

2- Les méthodes "**d'exploration du champ de vitesse**" consistent à **déterminer la vitesse de l'écoulement en différents** points de la section, tout en mesurant la surface de la section mouillée. Ces techniques nécessitent un matériel spécifique (moulinet, perche, saumon, courantomètre...) et un personnel formé à son utilisation. Parmi les nombreuses méthodes d'exploration du champ de vitesse, les jaugeages au moulinet et au flotteur sont présentés ci-dessous, ainsi que le principe de fonctionnement des capteurs électromagnétiques.

3- Les méthodes "**hydrauliques**" **tiennent compte des forces qui régissent l'écoulement (pesanteur, inertie, viscosité...)**. Ces méthodes obéissent aux lois de l'hydraulique.

4- Les méthodes "**physico-chimiques**" **prennent en compte les variations, lors de l'écoulement, de certaines propriétés** physiques du liquide (concentration en certains éléments dissous). Ces méthodes consistent généralement à injecter dans le cours d'eau un corps en solution, et à suivre l'évolution de sa concentration au cours du temps. Ce sont les méthodes dites «par **dilution**» ou encore «**chimique**».

Toutes ces méthodes de mesures des débits nécessitent généralement un régime d'écoulement en régime fluvial, sauf les jaugeages chimiques, qui sont appropriés en cas d'écoulement torrentiel

Le jaugeage par exploration du champ de vitesse

Rappelons que la vitesse d'écoulement n'est jamais uniforme dans la section transversale d'un cours d'eau. Le principe de cette méthode consiste donc à calculer le débit à partir du champ de vitesse déterminé dans une section transversale du cours d'eau (en un certain nombre de points, situés le long de verticales judicieusement réparties sur la largeur du cours d'eau). Parallèlement à cette exploration du champ de vitesse, on relève le profil en travers du cours d'eau en mesurant sa largeur et en effectuant des mesures de profondeur.

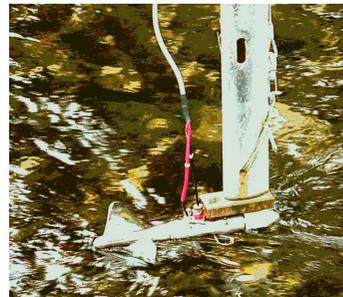
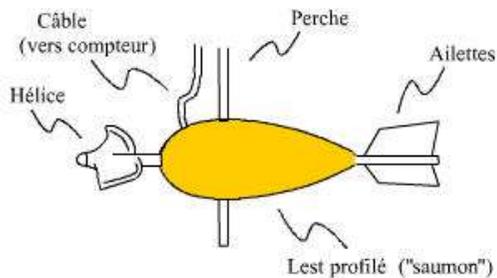
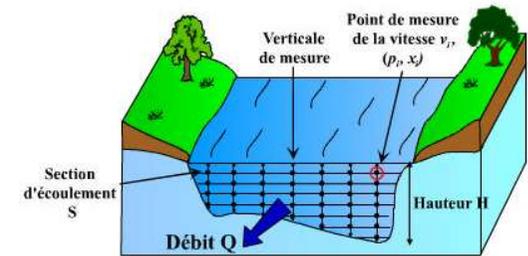
Le débit Q [m^3/s] s'écoulant dans une section d'écoulement S [m^2] d'une rivière peut être défini à partir de la vitesse moyenne V [m/s] perpendiculaire à cette section par la relation :

$$Q = V \cdot S.$$

La section d'écoulement peut être évaluée en relevant la profondeur d'eau en diverses verticales réparties régulièrement sur toute la largeur. Plusieurs méthodes permettent de déterminer la vitesse moyenne de l'eau.

1. Le jaugeage au moulinet

Le moulinet hydrométrique permet de mesurer la vitesse ponctuelle de l'écoulement. Le nombre de mesures sur une verticale est choisi de façon à obtenir une bonne description de la répartition des vitesses sur cette verticale. De manière générale, on fera entre 1, 3 ou 5 mesures suivant la profondeur du lit.



le calcul de la vitesse moyenne de l'écoulement sur l'ensemble de la section S de longueur L se fait par intégration des vitesses v_i définies en chacun des points de la section de profondeur p (variant pour chaque verticale de 0 à une profondeur maximale P) et d'abscisse x_i (variant pour chaque verticale de 0 à L)

$$Q = \int_S V \cdot dS = \int_0^P \int_0^L v_i \cdot dp \cdot dx$$

L'énorme avantage de la méthode du moulinet est d'être une technique éprouvée quel que soit son mode opératoire. Le moulinet reste l'appareil le plus utilisé pour la mesure des débits en rivière par exploration du champ des vitesses. Cependant cette méthode nécessite un matériel lourd ainsi qu'un personnel nombreux et de qualité



micromoulinet



courantomètre
électromagnétique



radar sous le pont de
saint benoit de la
reunion

2. Le jaugeage au flotteur

Lorsque le jaugeage au moulinet ne peut pas être effectué en raison de vitesses et de profondeurs excessives ou au contraire trop faibles, ou de la présence de matériaux en suspension, il est possible de mesurer la vitesse d'écoulement au moyen de flotteurs. Il s'agit dans cette méthode de mesurer uniquement des vitesses de surface, ou plus exactement les vitesses dans la tranche superficielle de l'écoulement (les 20 premiers centimètres environ).

3. Les sondes électromagnétiques

Différents principes de mesure peuvent être mis en œuvre basés sur le développement récent des instruments utilisant des sondes électromagnétiques. On peut citer :

- Les mesures au **capteur électromagnétique**
- Les capteurs à **ultrason Doppler**
- Les mesures au **capteur à ultrason de transfert**, basés sur la vitesse de transfert en fonction du courant.

La détermination du débit à l'aide d'ouvrages calibrés

La construction d'un déversoir ou d'un canal calibré (Fig.) pour la détermination des débits d'un cours d'eau a pour but l'obtention d'une relation entre le niveau de l'eau H et le débit Q aussi stable que possible, et en principe sans jaugeage sur le terrain. Le débit est alors obtenu par des formules hydrauliques et par étalonnage sur modèles. Les canaux jaugeurs et les déversoirs calibrés sont notamment utilisés dans le cas de petits cours d'eau aux lits étroits, instables, encombrés de blocs et à faible tirant d'eau, pour lesquels l'installation de stations à échelles limnimétriques et l'exécution de jaugeages au moulinet ne sont pas recommandés. Leur fonctionnement obéit aux lois de l'hydraulique classique.



Les jaugeages par dilution

Cette méthode de jaugeages par dilution s'applique à des torrents ou des rivières en forte pente où l'écoulement est turbulent ou pour lesquels on ne trouve pas de section se prêtant à des jaugeages au moulinet.

Le principe général consiste à injecter dans la rivière une solution concentrée d'un traceur (sel, colorant,...) et à rechercher dans quelle proportion cette solution a été diluée par la rivière, par prélèvements d'échantillons d'eau à l'aval du point d'injection (Fig.). Cette dilution est notamment fonction du débit, supposé constant le long du tronçon, concerné pendant la durée de la mesure. On a la relation suivante dans laquelle le rapport C_1 / C_2 représente la dilution :

$$Q = k \times \left(\frac{C_1}{C_2} \right)$$

- 1. Méthode de l'injection à débit constant***
- 2. Méthode par intégration (injection instantanée)***
- 3. Cas particulier du jaugeage au sel à l'aide d'une sonde conductimétrique***

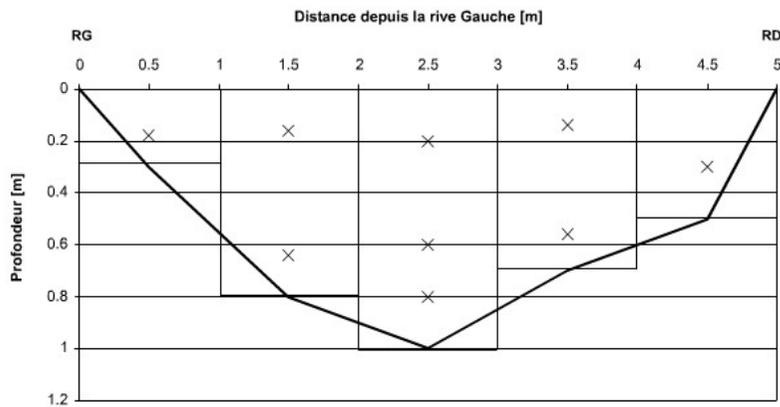


Exercice 1 : Hydrométrie - dépouillement d'un [jaugeage au moulinet](#) effectué sur une section transversale d'un cours d'eau. Un jaugeage au moulinet a été effectué sur une rivière. A l'aide des résultats du tableau ci-dessous, calculer le débit de la rivière. La droite d'étalonnage du moulinet est déterminée par : $V = 2N$, avec V la vitesse du courant (m/s) et N le nombre de tours de l'hélice par seconde.

Données :

Mesures de vitesse effectuées au moulinet selon sept verticales V1 à V7.

Les différents points de mesures de la vitesse sont représentés dans la figure ci-dessous :



identifiant verticale	nombre de points de mesure	distance depuis la rive gauche [m]	hauteur d'eau [m]	cote du moulinet depuis la surface [m]	nombre de tours du moulinet [-]	durée de la mesure [s]
0	-	0,0		-	-	-
1	1	0,6	0,3	0,18	10	100
2	2	1,4	0,8	0,16	10	50
3	3	2,4	1,0	0,20	15	50
4	2	3,2	0,7	0,14	20	50
5	1	3,8	0,5	0,30	10	100
6	-	4,4		-	-	-

Pistes de résolution :

- La vitesse moyenne pour la 3ème verticale s'obtient avec la pondération suivante: 1/4 pour la vitesse à 20%, 1/2 pour la vitesse à 60% et 1/4 pour la vitesse à 80% de la profondeur (*Office Fédéral de l'Economie Hydraulique, Guide des travaux en campagne pour les jaugeages au moulinet. Berne, 1973*).
- On fait l'hypothèse que la vitesse moyenne pour chaque verticale est la même dans un intervalle + ou - d/2 où d est la distance entre deux verticales.

Démarche à adopter :

1. Le débit total est la somme des débits non-nuls, i.e. pour les verticales 2 à 5
2. Calculer le nombre de tours d'hélice par seconde N pour chacun des points des 5 verticales.
3. Calculer la vitesse instantanée de l'eau en chaque point à partir de la vitesse de rotation de l'hélice selon la fonction de l'hélice $V=2N$.
4. Calculer la vitesse moyenne pour chaque verticale. S'il y a plus de deux points sur une verticale, il est conseillé de calculer la vitesse moyenne en pondérant les vitesses par la profondeur (Office Fédéral de l'Economie Hydraulique, Guide des travaux en campagne pour les jaugeages au moulinet. Berne, 1973).
La vitesse moyenne pour la 3ème verticale s'obtient donc avec la pondération suivante: $\frac{1}{4}$ pour la vitesse à 20%, $\frac{1}{2}$ pour la vitesse à 60% et $\frac{1}{4}$ pour la vitesse à 80% de la profondeur.
5. Calculer le débit pour chaque verticale. On fait l'hypothèse que la vitesse moyenne pour chaque verticale est la même dans un intervalle $+ ou - d/2$ où d est la distance entre deux verticales.

Exercice 2 : Etablissement d'une [courbe de tarage](#).

À l'aide des 37 mesures concomitantes, hauteur d'eau H - débit Q, effectuées sur le Djerem à Mbakaou (affluent de la Sanaga au Cameroun) et présentées dans le tableau ci-dessous, on vous demande de répondre aux questions suivantes :

- 1) Ajuster les mesures H/Q à l'aide d'une ou de plusieurs courbes.
- 2) Donner un barème de correspondance hauteur H - débit Q (i.e. la courbe de tarage) pour ce cours d'eau, en faisant varier la hauteur d'eau H entre 0.0 et 7.0 mètres, ceci par incrément de 25 centimètres.
- 3) Est-ce que cette courbe de tarage peut être utilisée pour estimer le débit de l'année 2000 ? Est-ce que cette courbe peut être utilisée pour une hauteur H= m ?

Données :

Mesures concomitantes hauteur d'eau H – débit Q effectuées sur le Djerem à Mbakaou (aussi disponible comme [fichier excel](#))

Pistes de résolution :

Représentez graphiquement les couples hauteur d'eau-débit pour choisir la/les relation(s) adéquate(s) entre ces deux variables.

Date	Hauteur d'eau	Débit
(jj.mm.aaaa)	[cm]	[m ³ /s]
22.11.1960	271	451
18.07.1961	305	578
19.07.1962	261	423
26.08.1962	411	936
21.09.1962	483	1207
24.09.1962	501	1309
09.09.1963	461	1152
28.09.1963	430	1007
30.09.1963	448	1066
10.10.1963	508	1365
16.09.1967	415	930
24.09.1967	414	898
27.09.1967	402	850
28.09.1967	414	900
29.09.1967	424	937
30.09.1967	433	965
07.10.1967	450	1052
09.10.1967	461	1100
10.10.1967	477	1180
21.10.1967	427	966
28.10.1967	322	578

Les canaux découverts:

Les canaux sont des ouvrages hydrauliques linéaires qui permettent le transport de l'eau à surface libre. On rencontre plusieurs types de canaux :

- canaux d'adduction,
- canaux d'irrigation,
- canaux d'évacuation des eaux usées et/ou de pluies,
- canaux de navigation.

...

Dans un canal, l'écoulement de l'eau s'effectue à ciel ouvert (surface libre) et obéit à des lois hydrauliques faisant intervenir le débit, la pente et les caractéristiques de la section transversale (superficie, rugosité, forme géométrique). Généralement on utilise des formules empiriques (CHEZY, MANNING- STRICKLER) pour dimensionner les canaux.



Paramètres géométriques des canaux

Ils sont relatifs à une section de chenal dans un plan perpendiculaire à son axe dont la position est définie par une abscisse « X »

□ La section transversale d'un canal

est la section plane normale à la direction de l'écoulement

□ Le tirant d'eau h

□ La surface mouillée, S ,

est la portion de la section occupée par le fluide dans la section du canal.

□ Un canal dont la section, la pente et la rugosité ne varient pas suivant le sens de l'écoulement est appelé canal prismatique (Les caractéristiques hydrauliques peuvent varier!!).

□ Le **périmètre mouillé, P** , est formé par la longueur de la ligne de contact entre la surface mouillée et les parois de la section (la largeur de la surface libre n'entre pas en compte).

□ Le **rayon hydraulique** est donné par : $\frac{S}{P}$

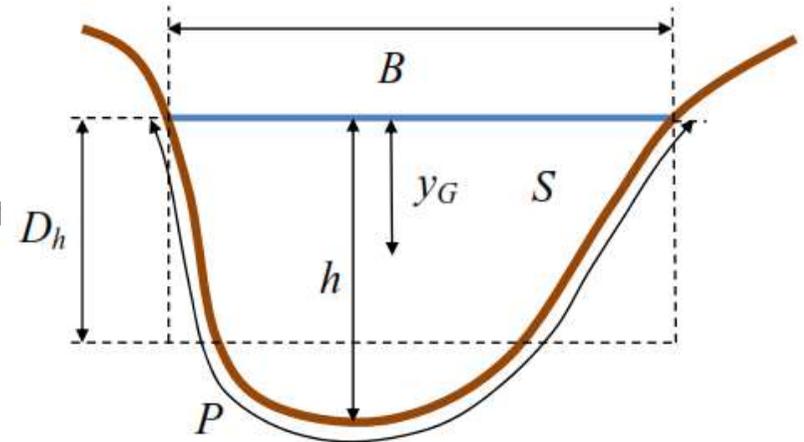
La **largeur superficielle ou largeur au miroir, B** ,

est la largeur du canal au niveau de la surface libre.

□ La **pente, I** , varie environ de quelques %.

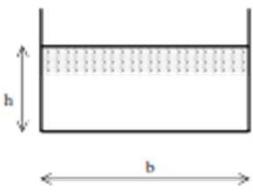
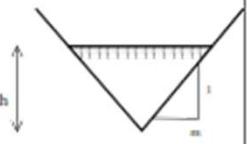
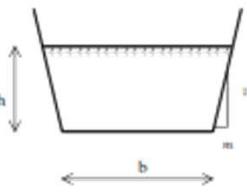
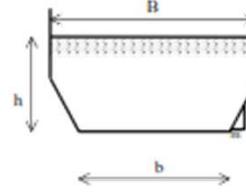
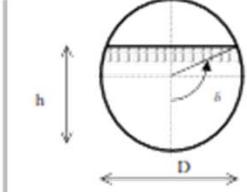
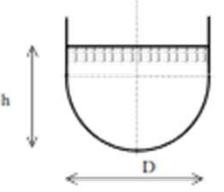
□ La **profondeur hydraulique (P Moyenne)** est donnée par :

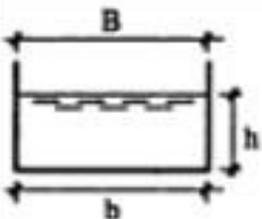
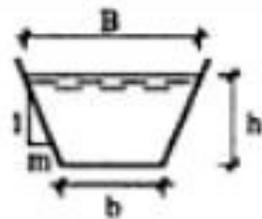
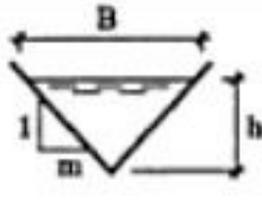
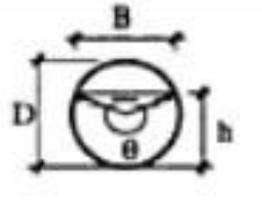
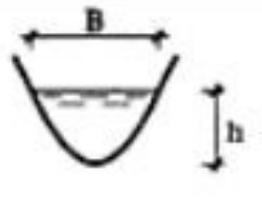
□ La **position du centre de gravité y_G**



$$B = \frac{dS}{dh}$$

$$D_h = \frac{S}{P}$$

						
		$h = R(1 - \cos \delta)$				
Surface S		$S = m \cdot h^2$	$S = bh + m \cdot h^2$	$S = Bh - \frac{(B-b)^2}{4m}$	$S = \frac{D^2}{4} (\delta - \sin \delta \cos \delta)$	$S = Dh + D^2 \left(\frac{\pi}{8} - \frac{1}{2} \right)$
Périmètre mouillé P		$P = 2h\sqrt{1+m^2}$	$P = b + 2h\sqrt{1+m^2}$	$P = 2h + b + \frac{(B-b)(\sqrt{1+m^2} - 1)}{m}$	$P = D\delta$	$P = 2h + D \left(\frac{\pi}{2} - 1 \right)$
Rayon Hydraulique R_h		$R_h = \frac{mh}{2\sqrt{1+m^2}}$	$R_h = \frac{bh + mh^2}{b + 2h\sqrt{1+m^2}}$	$R_h = \frac{S}{P}$	$R_h = \frac{D}{4} \left(1 - \frac{\sin \delta \cos \delta}{\delta} \right)$	$R_h = \frac{S}{P}$
Largeur B		$B = 2mh$	$B = b + 2mh$	B	$B = D \sin \delta$	$B = D$
Profondeur hydraulique D_h		$D_h = \frac{h}{2}$	$D_h = \frac{bh + mh^2}{b + 2mh}$	$D_h = \frac{S}{B}$	$D_h = \frac{D(\delta - \sin \delta \cos \delta)}{4 \sin \delta}$	$D_h = \frac{S}{B}$
$S \cdot y_G$		$Sy_G = \frac{mh^3}{3}$	$Sy_G = \left(\frac{b}{2} + \frac{mh}{3} \right) h^2$	$Sy_G = \frac{Bh^2}{2} - \frac{h(B-b)^2}{4m} + \frac{(B-b)^3}{24m^2}$	$Sy_G = \frac{D^3}{8} \left(\sin \delta - \frac{\sin^3 \delta}{3} - \delta \cos \delta \right)$	$Sy_G = \frac{D}{2} \left(h - \frac{D}{2} \right)^2 + \frac{\pi D^2}{8} \left(h - \frac{D}{2} \right) + \frac{D^3}{12}$

					
	Rectangle	Trapeze	Triangle	Cercle	Parabole
Surface S	$b h$	$(b + mh)h$	mh^2	$\frac{1}{8}(\theta - \sin \theta) D^2$	$\frac{2}{3} B h$
Périmètre mouillé P	$b + 2h$	$b + 2h\sqrt{1+m^2}$	$2h\sqrt{1+m^2}$	$\frac{1}{2} \theta D$	$B + \frac{8}{3} \frac{h^2}{B} *$
Rayon hydraulique R_h	$\frac{b h}{b + 2h}$	$\frac{(b + mh) h}{b + 2h\sqrt{1+m^2}}$	$\frac{mh}{2\sqrt{1+m^2}}$	$\frac{1}{4} \left[1 - \frac{\sin \theta}{\theta} \right] D$	$\frac{2B^2 h}{3B^2 + 8h^2} *$
Largeur B	b	$b + 2mh$	$2mh$	$(\sin \theta/2) D$ ou $2 \sqrt{h(D-h)}$	$\frac{3}{2} \frac{S}{h}$
Profondeur hydraulique D_h	h	$\frac{(b + mh) h}{b + 2mh}$	$\frac{1}{2} h$	$\left[\frac{\theta - \sin \theta}{\sin \theta/2} \right] \frac{D}{8}$	$\frac{2}{3} h$

Paramètres hydrauliques

a. Débit:

Pour une section d'écoulement S donnée, on définit le *débit* comme étant le volume de liquide écoulé à travers la surface S de cette section pendant l'unité de temps. Il est noté **Q** , **et s'exprime en** m^3/s . Si $V(M)$ désigne la composante normale à la section considérée en un point M de celle-ci, on a : $Q = \int_S V(M) ds$

b. la vitesse:

La vitesse V en un point de l'écoulement est celle de la particule qui passe par ce point au moment considéré.

c. la vitesse moyenne :

On définit la *vitesse moyenne* de l'écoulement, notée **V** **et exprimée en mètre par seconde** (m/s), le rapport du débit par la section normale d'écoulement.

d. La charge hydraulique:

également appelée charge de Bernoulli, noté H , exprimée en mètres (m).

d. Charge hydraulique en un point d'un liquide en mouvement

Par définition, la charge hydraulique en un point P d'une ligne de courant est la valeur

$$H_M = z_M + \frac{P}{\rho g} + \frac{V^2}{2g}$$

z_M cote du point M

p la pression en ce point et

v la vitesse au point.

(figure).

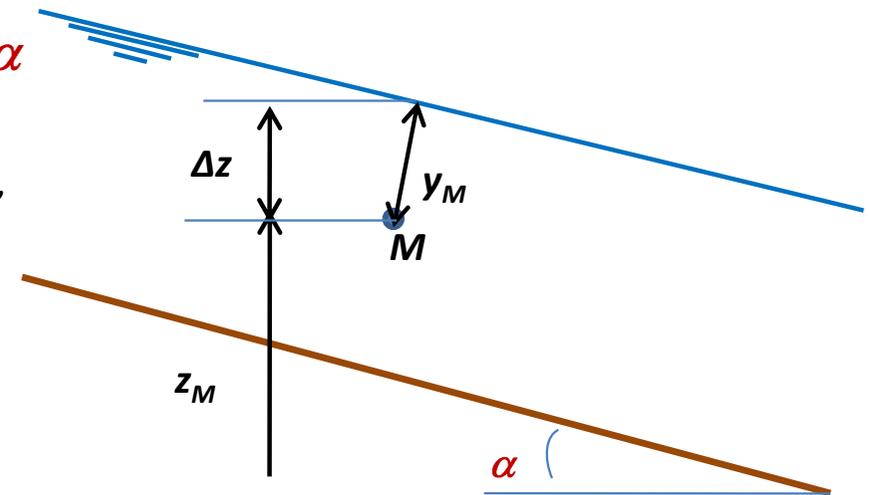
Si Δz désigne la différence d'altitude entre le point et la surface libre, la pression (relative) en M est $\Delta P = \rho g \Delta z$ (figure 2).

Si y désigne la distance du point à la surface et si α désigne l'angle du fond avec l'horizontale , $y_p = \Delta z / \cos \alpha$

Donc $P = \rho g y_p \cos \alpha$.

Dans les problèmes courants de rivières ou de canaux, la pente est très faible (quelques ‰ à quelques %) et $\cos \alpha \approx 1$ D'où : $P = \rho g y_p$, comme pour un problème hydrostatique. Donc, en hydraulique à surface libre et pour une pente faible, la charge en un point peut s'écrire :

$$H_M = z_M + y_M + \frac{V^2}{2g}$$



NB: Jusqu'à un angle de 8° par exemple, c'est à dire une pente de 14%, l'erreur due à cette approximation n'est que de 1%.

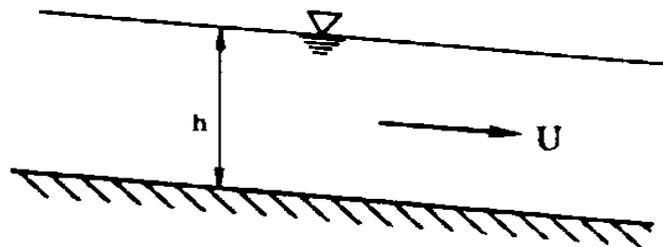
Les écoulements dans les canaux naturels (rivière) et artificiels (irrigation, assainissement) sont, dans la plupart des cas, des écoulements à surface libre. La surface libre est l'interface entre l'air et l'eau. La pression y est égale le plus souvent à la pression atmosphérique.

TYPES D'ÉCOULEMENT

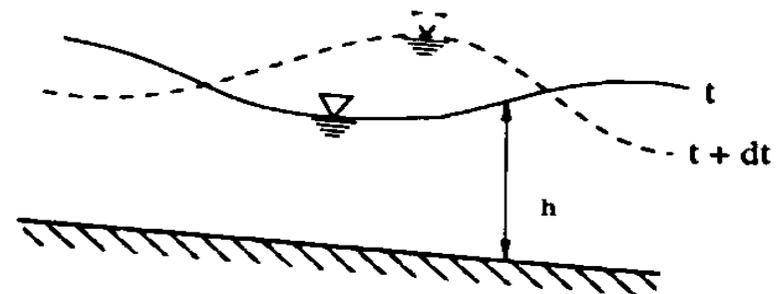
On peut définir les écoulements suivants la variabilité des caractéristiques hydrauliques tels que le tirant d'eau et la vitesse en fonction du temps et de l'espace.

Variabilité dans le temps

Le mouvement est permanent (ou stationnaire) si les vitesses U et la profondeur h restent invariables dans le temps en grandeur et en direction. Le mouvement est non permanent dans le cas contraire.

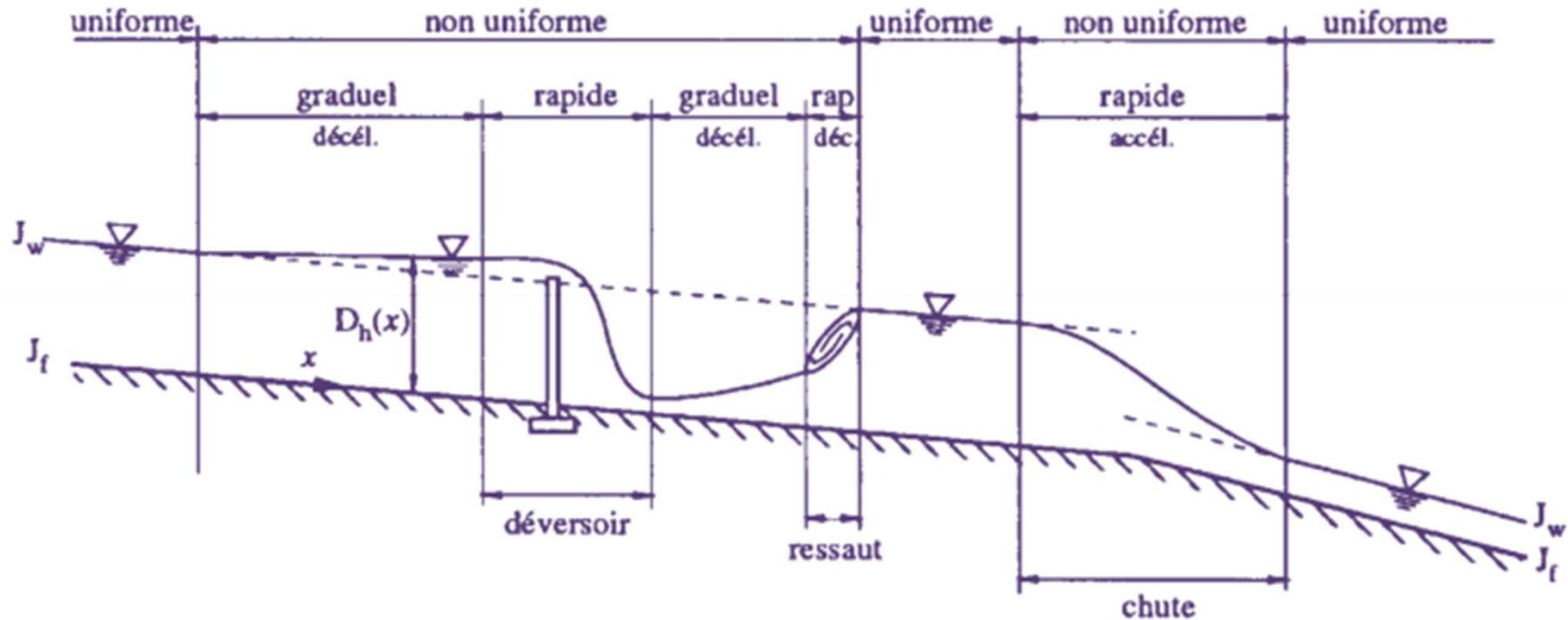


Écoulement permanent



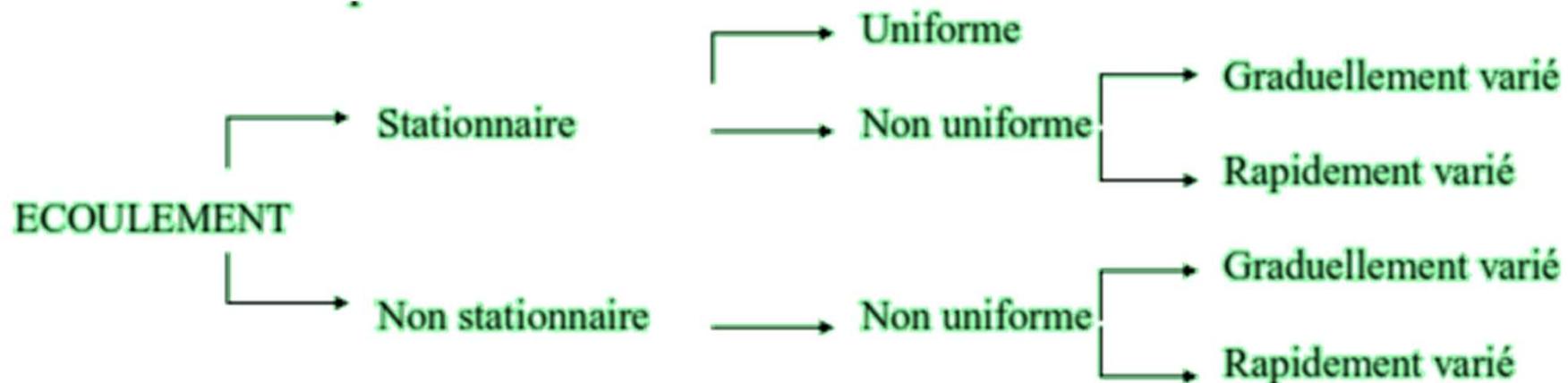
Écoulement non-permanent

Variabilité dans l'espace



- ✓ Le mouvement est uniforme si les paramètres caractérisant l'écoulement restent invariables dans les **diverses** sections du canal. La ligne de la pente du fond est donc parallèle à la ligne de la surface libre.
- ✓ Le mouvement est non-uniforme ou varié si les paramètres caractérisant l'écoulement changent d'une section à l'autre. La pente de la surface libre diffère de celle du fond.

- ✓ Un écoulement non-uniforme peut être accéléré ou décéléré suivant que la vitesse croît ou décroît dans le sens du mouvement.
- ✓ Lorsque le mouvement est graduellement varié, la profondeur ainsi que les autres paramètres varient lentement d'une section à l'autre.
- ✓ Lorsque le mouvement est rapidement varié, les paramètres caractérisant l'écoulement changent brusquement, parfois avec des discontinuités. Cela se manifeste en général au voisinage d'une singularité, telle qu'un seuil, un rétrécissement, un ressaut hydraulique ou une chute brusque.



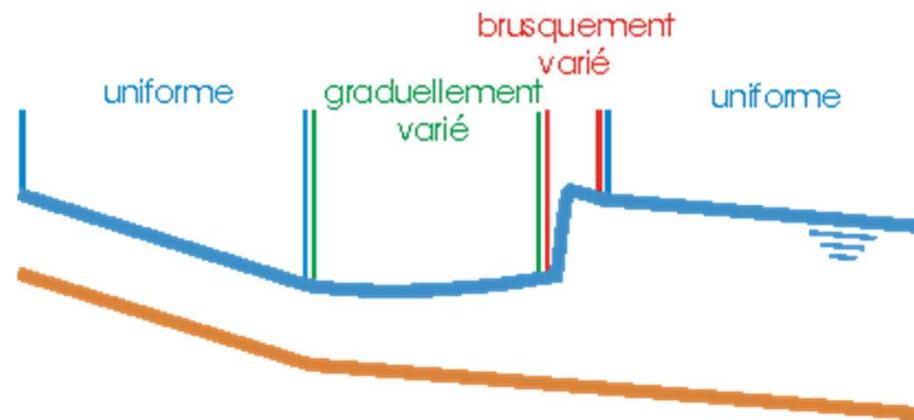
Nous pouvons distinguer trois types d'écoulement en fonction de l'évolution de la profondeur h dans le canal ou la rivière et de la variation correspondante des vitesses moyennes

A. Si la profondeur ne varie pas le long du canal (la pente de la ligne d'eau est donc égale à la pente de fond), on dira que l'écoulement est **UNIFORME**. Les vitesses moyennes sont constantes d'une section à l'autre. Au sein d'une section elles sont parallèles, mais peuvent varier d'un point à un autre. On retrouve le même champ de vitesses d'une section à l'autre.

B. Si la profondeur et, avec elle, les vitesses moyennes, varient d'une section à l'autre, mais de manière progressive, on parlera d'écoulement ou de régime **GRADUELLEMENT VARIE**.

C. Si le changement est important ou localisé, on parlera d'écoulement ou de régime **BRUSQUEMENT VARIE**.

Cette distinction ne dépend absolument pas des variations de forme du canal. Un écoulement brusquement varié peut se produire en un point du canal présentant également une variation brutale de section ou de pente mais aussi dans un canal prismatique, loin de telles modifications de section.



Régime d'écoulement

L'écoulement d'un liquide réel dans un canal à surface libre engendre les forces suivantes:

- ✓ Forces d'inertie
- ✓ Force de gravité
- ✓ Forces de frottement (viscosité et rugosité)

Les équations réduites de mouvement font intervenir des coefficients ou nombres adimensionnels suivants:

a. Le nombre de Froude

Qui est le rapport entre les forces de gravité et celles d'inertie

$$Fr = \sqrt{\frac{U^2}{g \cdot D_h}} = \sqrt{\frac{Q^2 \cdot B}{g \cdot S^3}}$$

U: vitesse moyenne

B: Largeur en miroir

D_h : profondeur hydraulique

Q: Débit

S: Section mouillée

Ce Paramètre adimensionnel caractéristique des écoulement à surface libre

Si $Fr > 1 \rightarrow$ Régime est torrentiel

Si $Fr < 1 \rightarrow$ Régime est fluvial

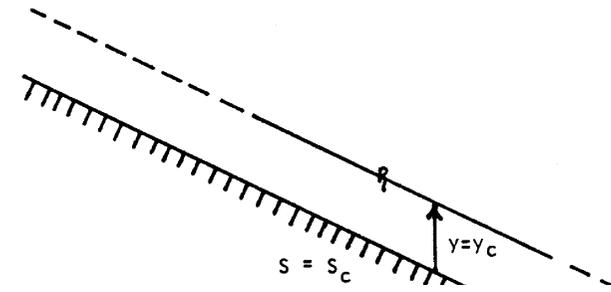
Si $Fr = Fr_c = 1 \rightarrow$ Régime est critique



La notion de profondeur critique d'écoulement permet de classer les différents régimes d'écoulement uniforme (Figure).

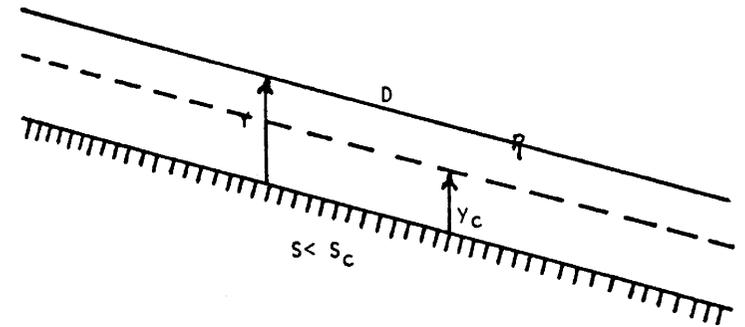
➤ **Régime critique d'écoulement ($Fr=1$) :**

Lorsque la profondeur d'écoulement égale la profondeur critique d'écoulement, ou que la pente du canal (ou cours d'eau) égale la pente critique de l'écoulement.



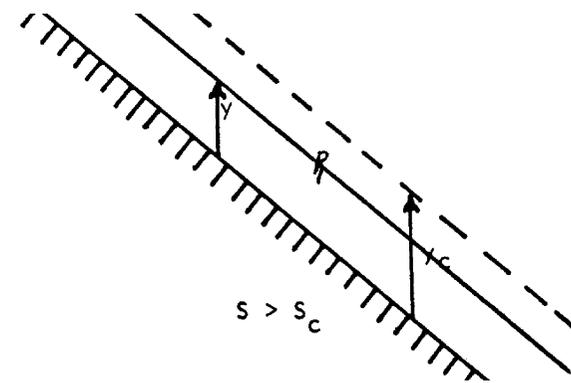
➤ **Régime fluvial (subcritique) ($Fr<1$):**

Lorsque la profondeur d'écoulement est plus grande que la profondeur critique, ou que la pente du cours d'eau est plus faible que la pente critique de l'écoulement.



➤ **Régime torrentiel (supercritique) ($Fr>1$) :**

lorsque la profondeur d'écoulement est plus faible que la profondeur critique, ou que la pente du cours d'eau est plus grande que la pente critique de l'écoulement



b. Le nombre de Reynolds

Qui est le rapport entre les forces de frottement et celles d'inertie

$$Re = \frac{U \cdot D}{\nu} = \rho \frac{U \cdot D}{\mu} = \frac{U \cdot 4R_h}{\nu}$$

U: vitesse moyenne

R_h : rayon hydraulique

ν : viscosité cinématique

μ = viscosité dynamique

Les expériences avec différents *canaux à surface libre* montrent que l'écoulement est turbulent dès que le nombre de Reynolds atteint des valeurs de 2000.

Le rôle de nombre de Reynolds et de classier les écoulements comme suite:

- ✓ $Re < 500$; L'Écoulement est laminaire :
- ✓ $500 < Re < 2000$ L'écoulement est Transitoire
- ✓ $Re > 2000$ L'Écoulement est turbulent :

Par conséquent, les effets du nombre Reynolds et du nombre de Froude donnent quatre régimes d'écoulement:

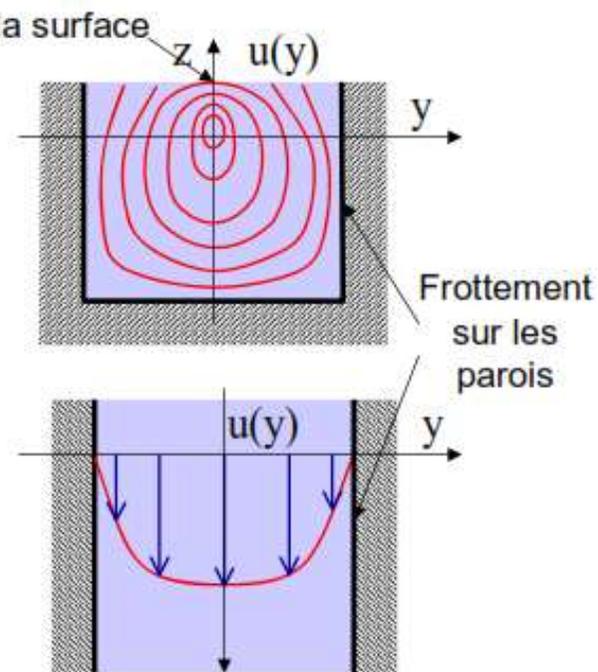
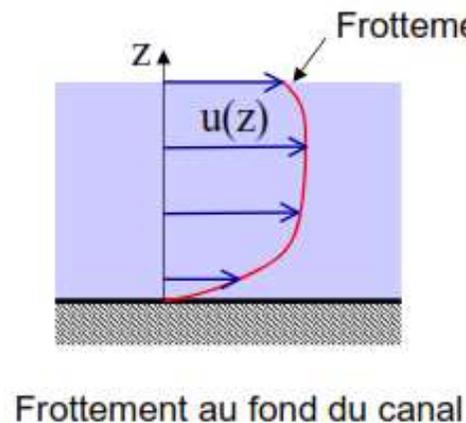
1. R. Fluvial-laminaire-----→ $Fr < 1$ et $Re < 500$
2. R. Fluvial-turbulent-----→ $Fr < 1$ et $Re > 2000$
3. R. torrentiel-laminaire-----→ $Fr > 1$ et $Re < 500$
4. R. torrentiel-turbulent-----→ $Fr > 1$ et $Re > 2000$

Répartition des vitesses dans une section:

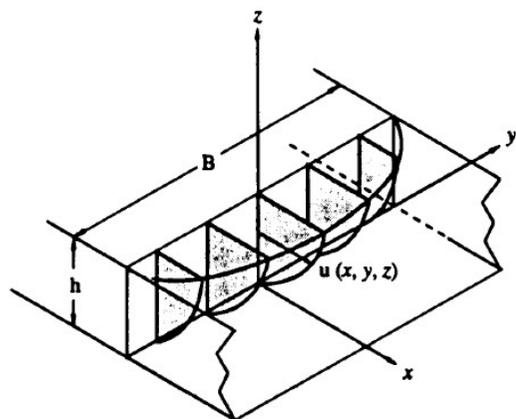
Le relevé des vitesses (locales) dans une section donnée permet d'obtenir les courbes iso-vitesse; lignes qui joignent les points de même vitesse dans une section donnée.

Leur configuration dépend principalement:

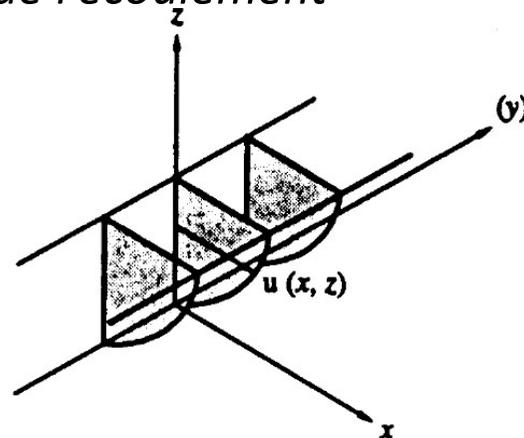
- de la forme de la section
- de la nature des parois (rugosité)



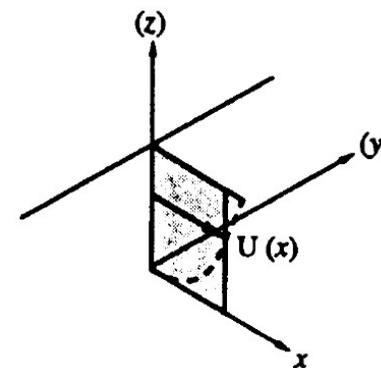
Dimensionnalité et directionnalité de l'écoulement



Écoulement **tridirectionnel**
 $U(x, y, z)$



Écoulement **bidirectionnel**
 $U(x, z)$



Écoulement **unidirectionnel**
 $U(x)$

Les calculs en hydraulique supposent le plus souvent un écoulement unidirectionnel et unidimensionnel!

Écoulements uniformes

En régime uniforme, l'écoulement se fait avec un tirant d'eau tel que la perte de charge linéaire est égale à la pente du radier et à la pente de la surface libre. La baisse de l'énergie de position compense exactement les pertes d'énergie dans l'écoulement.

Lorsque le régime uniforme est atteint le tirant d'eau H prend une valeur constante h_n dite hauteur d'eau normale.

On considère dans le cas d'un écoulement uniforme que la hauteur d'eau est constante: $y=Cst$ e ($\Leftrightarrow I=J$).

La vitesse moyenne est déterminée par la formule de Chézy:

$$V = C \sqrt{R_h \cdot I}$$

Où

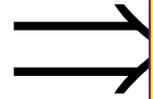
- V vitesse d'écoulement
- C est le coefficient de Chézy.
- R_h Rayon hydraulique
- I pente du fond du canal

Différentes approximations peuvent être utilisées pour déterminer le coefficient de Chézy:

• Formule de Bazin (1897):

Après avoir présenter une première formule, Bazin présenta une seconde formule :

$$C = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{R_h}}}$$



$$V = \frac{87 \cdot \sqrt{R_h} \cdot I}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{R_h}}}$$

Le coefficient γ dépend de la nature des parois et le tableau ci-dessous fixe les ordres de grandeur de γ .

Avec, pour γ , des valeurs empiriques variant de 0,06 pour des parois très unies à 1,75 pour des canaux en terre avec fonds de galets et parois herbées.

γ	Nature de la paroi
0,06	Parois très unies (ciment lissé)
0,16	Parois unies (planches, briques, pierres de taille)
0,46	Parois en maçonnerie
0,85	Parois en terre bien régulières
1,30	Parois en terre ordinaires
1,75	Parois en terre et fond de galets ou herbes

• Formule de Manning

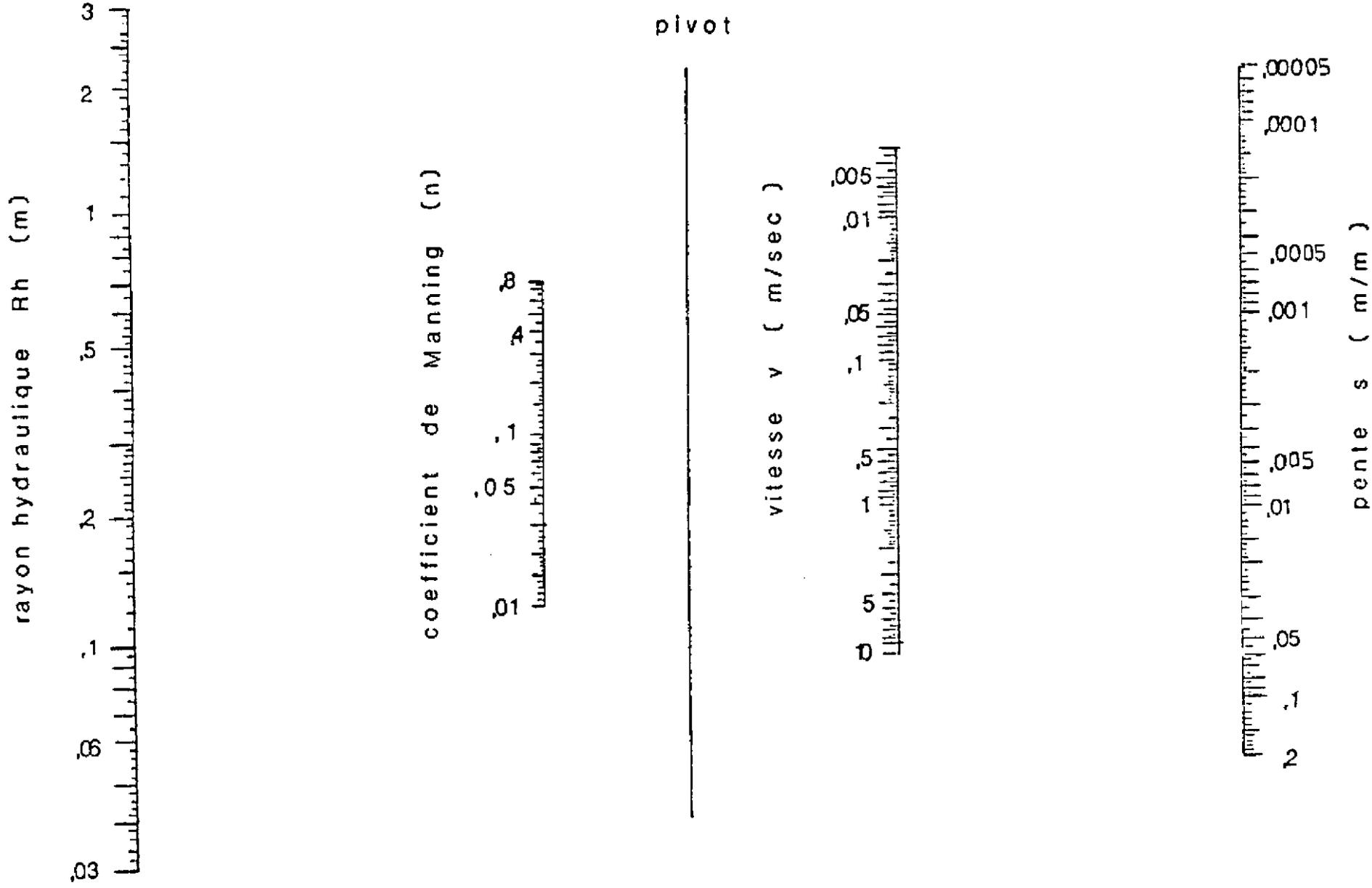
En 1889, un ingénieur irlandais nommé Manning présenta une formule qui, par la suite, a été réduite à la forme que l'on connaît :

$$\mathbf{C} = \frac{\mathbf{1}}{\mathbf{n}} \cdot \mathbf{R}_h^{1/6} \quad \Rightarrow \quad \mathbf{V} = \frac{\mathbf{1}}{\mathbf{n}} \cdot \mathbf{R}_h^{2/3} \cdot \sqrt{\mathbf{I}}$$

À cause de sa simplicité, la formule de Manning peut se transposer en une abaque simple d'utilisation (figure A). Pour les sections de géométrie simple, la formule de Manning présentée sous forme de figure permet de calculer directement la profondeur normale d'écoulement (figure B)

FORMULE DE MANNING

$$V = \frac{1}{n} R_h^{2/3} s^{1/2}$$



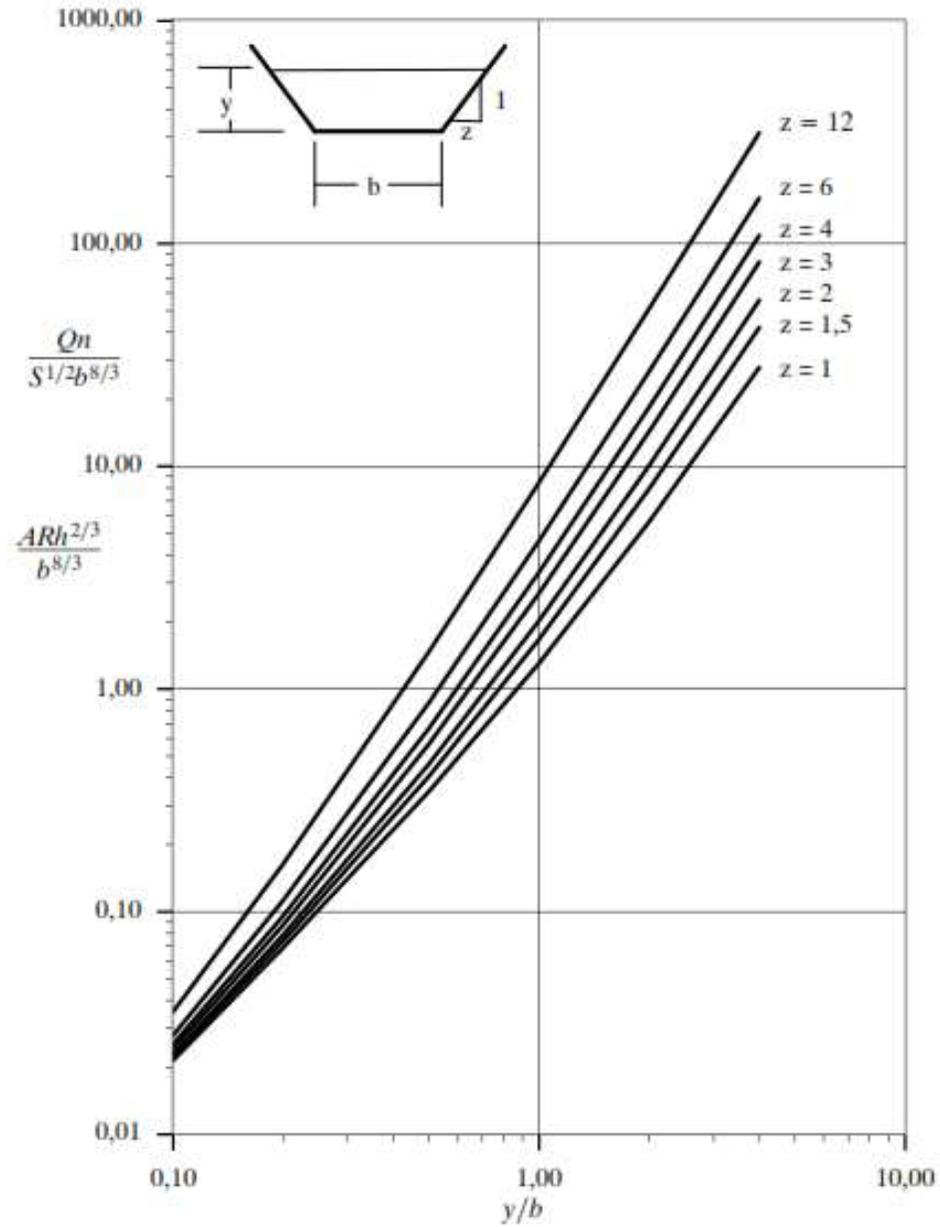


Figure B.1 Courbes de la profondeur normale d'écoulement (Manning).

COEFFICIENT DE RUGOSITÉ DE MANNING

Description	n
Parois très lisses	
Mortier de ciment et sable très lisse, planches rabotées, tôles métalliques sans soudures saillantes	0.010 à 0.0111
Mortier lissé	0.0119
Parois lisses	
Planches avec des joints mal soignés, enduits ordinaires, grès	0.0125
Béton lisse, canaux en béton avec des joints nombreux	0.0134
Maçonnerie ordinaire, terre exceptionnellement régulière	0.0142
Parois rugueuses	
Terre irrégulière, béton rugueux ou vieux, maçonnerie vieille ou mal soignée	0.0167
Parois très rugueuses	
Terre très irrégulière avec des herbes, rivières régulières en lit rocheux	0.020
Terre en mauvais état, rivière en lit de cailloux	0.025
Terre complètement à l'abandon, torrents transportant de gros blocs	0.05 à 0.0667

Coefficient de Rugosité de Manning	
surface du canal	n
Amiante-ciment	0,011
laiton	0,011
Brique	0,015
En fonte, de nouveaux	0,012
Béton, coffrages en acier	0,011
Béton, coffrages en bois	0,015
Béton, centrifuge filé	0,013
cuivre	0,011
Tôle ondulée	0,022
acier Galvanisé	0,016
plomb	0,011
plastique	0,009
Acier - de goudron de houille en émail	0,01
Acier. Nouveau sans doublure	0,011
Acier-rivetés	0,019
Bois conjurer	0,012

• Formule de Strickler 1923

$$C = K_s \cdot R_h^{1/6} = \frac{1}{n} \cdot R_h^{1/6} \implies V = K_s \cdot R_h^{2/3} \cdot \sqrt{I} = \frac{1}{n} \cdot R_h^{2/3} \cdot \sqrt{I}$$

$$K_s = \frac{1}{n}$$

Strickler à chercher à déterminer la valeur du coefficient « n » de Manning en fonction des matériaux des parois du canal (fond et berges) en matériaux non cohérents (terres non revêtue) et proposa:

$$K_s = \frac{1}{n} = 26 \cdot \left(\frac{R_h}{d_{35}} \right)^{1/6} \quad \text{ou} \quad K_s = \frac{1}{n} = \frac{21,1}{d_{50}} \quad \text{ou} \quad K_s = \frac{1}{n} = \frac{26}{d_{90}}$$

Meyer-Peter et Muller

d_i (i% en poids des $\Phi > (i\%$ sur l'abscisse de la courbe granulométrique

Nature du cours d'eau	Coefficient k de Strickler
Petits torrents de montagne à fond très irrégulier	23 à 26
Cours d'eau de montagne de 30 à 50m de large, pente supérieure à 0.002, fond de graviers atteignant 10 à 20 cm.	27 à 29
Cours d'eau de montagne de 50m et plus de large, pente comprise entre 0.0008 et 0.002, fond de graviers ne dépassant que rarement 10 cm.	30 à 33
Rivières à fond de graviers de 4 à 8 cm et de pente 0.0006 à 0.0008	34 à 37
Rivières à fond de graviers inférieurs à 4 cm et de pente 0.0006 à 0.0008	38 à 40
Rivières à fond de sable ou petits graviers et de pente 0.0006 à 0.00025	41 à 42
Cours d'eau peu turbulents, pente faible de 0.00012 à 0.00025, fond de sable et de vase	43 à 45
Très grands fleuves à très faible pente inférieure à 0.00012 et à fond très lisse	46 à 50

• Remarques

Application aux cours d'eau naturels :

Parmi toutes les formules évoquées précédemment, ce sont les formules de Bazin et de Manning qui semblent être choisies la plus part du temps par les ingénieurs.

Exemple

- Canal rectangulaire de $b=10\text{m}$, $I=0,001\text{m/m}$; $n=0,02$
- Le régime est uniforme $h_n=2,5\text{m}$
- déterminer
 1. le débit de ce canal
 2. le régime d'écoulement
 3. La hauteur critique

$$Q = 1/n \cdot R_h^{\frac{2}{3}} \cdot \sqrt{I} \cdot S$$



1. le débit de ce canal

$$U = \frac{1}{n} \cdot R_h^{\frac{2}{3}} \cdot \sqrt{I}$$

La section mouillée $S = b \cdot h = 10 \cdot 2,5 = 25\text{m}^2$

le périmètre mouillé $P = b + 2h = 10 + 2 \cdot 2,5 = 15\text{m}$

Le rayon hydraulique

$$R_h = \frac{S}{P} = \frac{25}{15} = 1,66\text{m}$$

$$U = \frac{1}{0,02} \cdot 1,66^{\frac{2}{3}} \cdot \sqrt{0,001} = 2,22\text{m/s} \quad \Rightarrow \quad Q = U \cdot S = 2,22 \cdot 25 = 55,5\text{m}^3/\text{s}$$

2. le régime d'écoulement

$$Fr = \sqrt{\frac{Q^2 \cdot B}{g \cdot S^3}} = \sqrt{\frac{55,5^2 \cdot 10}{9,81 \cdot 25^3}} \approx 0,45 < 1 \Rightarrow \text{le regime est fluvial}$$

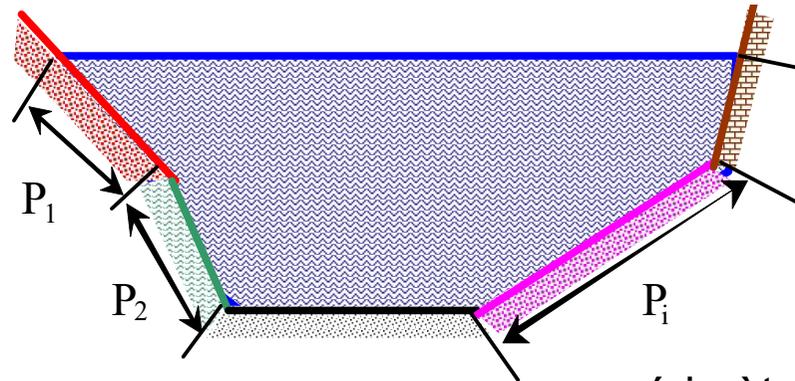
3. La hauteur critique

$$Fr_C = 1 = \sqrt{\frac{Q^2 \cdot B_C}{g \cdot S_C^3}} = \sqrt{\frac{Q^2 \cdot b}{g \cdot (b \cdot h_C)^3}} \Rightarrow h_C = \sqrt[3]{\frac{Q^2 \cdot b}{g \cdot b^2}} = \sqrt[3]{\frac{55,5^2 \cdot 10}{9,81 \cdot 10^2}} = 1,46\text{m}$$

Evaluation de k dans les sections hétérogènes

Il arrive souvent que la nature des parois change le long du périmètre mouillé. On peut alors considérer une succession de portions p_i du périmètre mouillé avec pour chacune un coefficient de Strickler propre k_i . On peut alors évaluer un coefficient de Strickler moyen \bar{k} (valable pour la section supposée alors homogène) par la relation dite d'Einstein

$$\bar{k} = \left(\frac{P}{\sum \frac{p_i}{k_i^{3/2}}} \right)^{2/3}$$

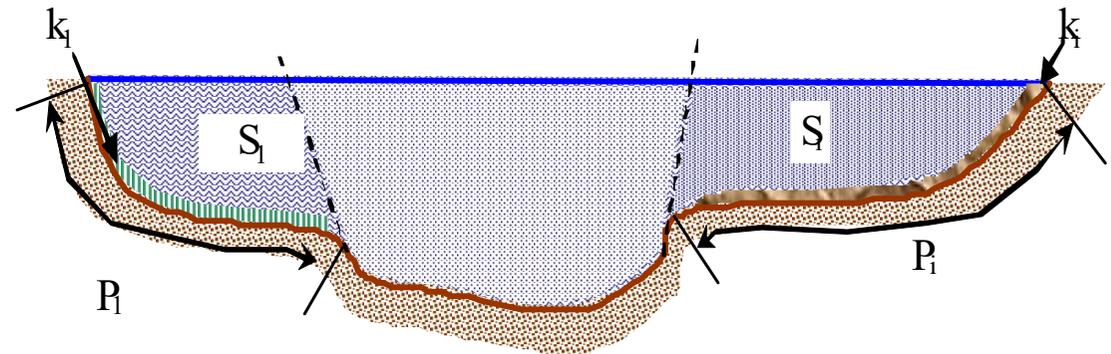


$$n_{eq} = \bar{n} = \left(\frac{\sum p_i \cdot n_i^{3/2}}{p} \right)^{2/3}$$

p : périmètre mouillé de la section totale

Utilisation de la formule de Strickler pour les sections complexes

Les cours d'eau naturels présentent parfois des sections complexes dans lesquelles les vitesses sont très contrastées. C'est en particulier le cas lorsqu'un cours d'eau déborde de son lit mineur. Il convient alors de séparer au mieux la section en différentes zones approximativement homogènes (de surface S_i de périmètre p_i et de Strickler k_i). Ces zones seront établies en extrapolant les ruptures de pentes telles que le suggère la figure ci-contre. Ce découpage établi, on appliquera la formule de Strickler successivement à ces différentes zones et on sommerá les débits.



$$Q = \sum Q_i = \sum k_i S_i^{5/3} p_i^{-2/3} \sqrt{I}$$

EXERCICE 1

Un canal trapézoïdal isocèle a une pente de $2 \cdot 10^{-3}$ m/m. La rugosité des parois, mesurée par le coefficient de Manning Strickler, est égale à 75. Les talus font une pente de 35° avec l'horizontale. Le débit véhiculé est de $7,5 \text{ m}^3/\text{s}$.

1°) Calculez h et b pour que la section soit économique. On suppose que le mouvement est permanent uniforme.

EXERCICE 2

Dimensionner le canal le plus petit possible capable de véhiculer $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$. Ce canal sera rectangulaire et les parois en maçonnerie. La vitesse ne doit pas dépasser $1,20 \text{ m/s}$. $K_s = 40$, $n = 0,025$, $i = 0,004$

EXERCICE 3

Vous devez exécuter un canal capable de débiter $6,5 \text{ m}^3/\text{s}$ dans un terrain en gravier sable-argileux qui impose une pente des talus de $2/3$ (2 verticalement pour 3 horizontalement). La pente longitudinale est de $0,0004$. Déterminer la section la plus avantageuse dans les deux cas suivants :

1°) Sans revêtement. Le coefficient de Strickler est de 40 et la vitesse maximale admissible $0,6 \text{ m/s}$.

2°) Avec un revêtement ayant un coefficient de Strickler de 100 et supportant une vitesse maximale de $2,5 \text{ m/s}$.