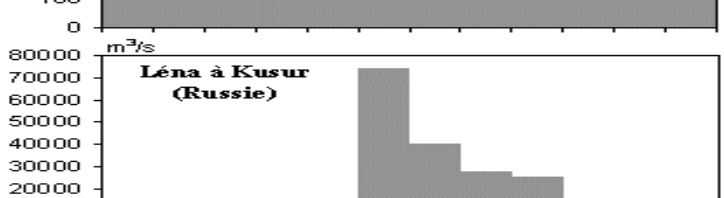
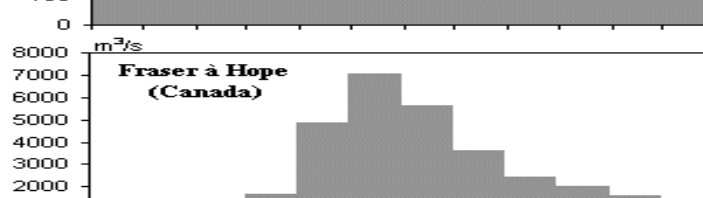
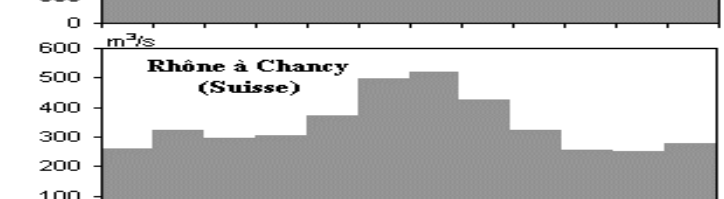
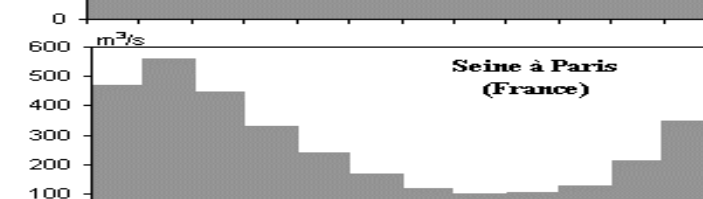
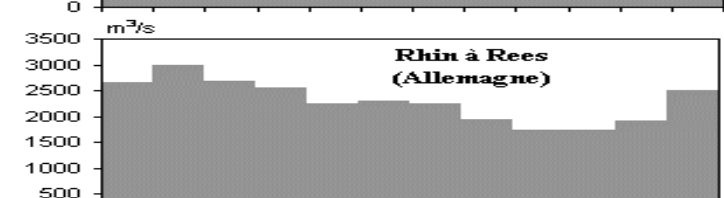
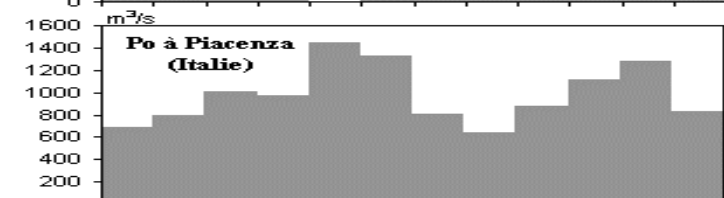
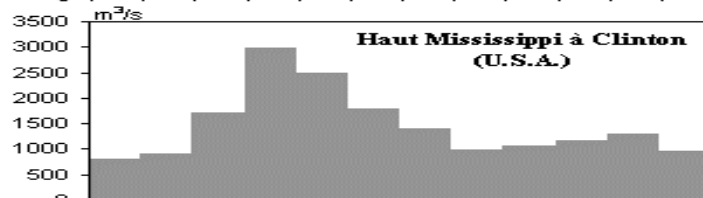
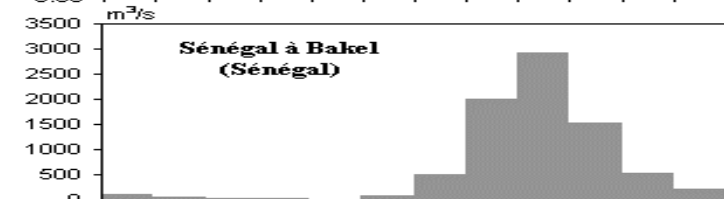
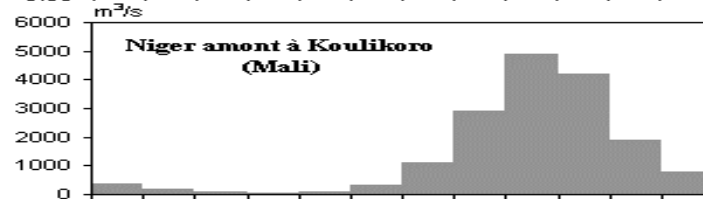
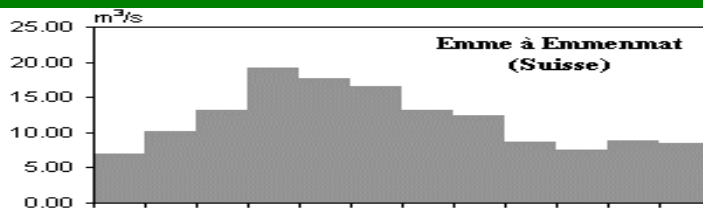


# Hydrométrie et processus hydrologiques

# LES REGIMES HYDROLOGIQUES

## Introduction aux régimes hydrologiques

Les relevés des débits d'une rivière pendant une longue série d'années montrent des variations saisonnières systématiques (position des hautes et basses eaux) en fonction des principaux facteurs influençant l'écoulement : le régime des précipitations, la nature du bassin versant, sa situation géographique, l'infiltration, etc. Le [régime hydrologique](#) d'un cours d'eau résume l'ensemble de ses caractéristiques hydrologiques et son mode de variation. Il se définit par les variations de son débit habituellement représentées par le graphique de l'écoulement mensuel moyen (calculé sur un certain nombre d'années et aussi appelé débit "inter-mensuel" ou module mensuel). La figure 9.1 représente des valeurs de modules mensuels moyens de certain cours d'eau dans le monde.



*Régimes moyens (en m³/s) de quelques fleuves dans le monde.*

On utilise aussi le **coefficient mensuel de débits**, qui est défini comme le rapport du débit mensuel moyen au module inter-annuel (moyenne inter-annuelle calculée sur un certain nombre d'années). Celui-ci permet de représenter la répartition, en pourcentage, des débits mensuels au cours de l'année.

$$C_m (\%) = \frac{\text{Débit mensuel moyen}}{\text{Module Interannuel}} \cdot 100$$

On définit également le **coefficient d'écoulement** annuel par le rapport suivant

$$C_a (\%) = \frac{\text{Lame moyenne écoulée}}{\text{Pluie moyenne annuelle}} \cdot 100$$

La courbe des coefficients mensuels de débits de l' **année moyenne** permet de mettre en évidence le caractère systématique des **variations saisonnières**, et de comparer les rivières entre elles. La connaissance de ce coefficient est aussi d'un grand intérêt pour pouvoir estimer les volumes écoulés au cours d'une saison afin de dimensionner une retenue.

De même, les **courbes des fréquences** relatives des débits sur une longue série d'années, définissent la variation saisonnière des quantiles de débits .

# Classification des régimes hydrologiques

En conséquence, il est possible de caractériser un bassin versant et son écoulement en adoptant une classification du régime des cours d'eau basée d'une part sur l'allure de la fluctuation saisonnière systématique des débits qu'il présente, et d'autre part sur son mode d'alimentation, c'est-à-dire, la nature et l'origine des hautes eaux (pluviale, nivale ou glaciaire). La répartition mensuelle des débits est alors utilisée pour classer le régime d'écoulement d'un cours d'eau appelé **le régime hydrologique**.

Une des classifications des régimes hydrologiques des rivières les plus simples est celle de Pardé (1933), qui distingue trois types de régimes :

**Régime simple** : caractérisé par une seule alternance annuelle de hautes et de basses eaux (un maximum et un minimum mensuels au cours de l'année hydrologique) et, en général, par un seul mode d'alimentation

**Régime mixte** : 2 maxima et 2 minima, par an, correspondant à plusieurs modes d'alimentation.

**Régime complexe** : plusieurs extremas et modes d'alimentation.

Cette classification peut être éventuellement rectifiée en fonction des causes hydrologiques provoquant les hautes eaux ; c'est le cas pour les phénomènes d' embâcle et de débâcle. L'embâcle désigne une accumulation, due à un obstacle (présence d'un pont, d'un barrage, d'un rétrécissement, d'un coude, etc.), de glaçons ou de bois dans un cours d'eau qui crée un barrage. Lorsque ce barrage cède pour différentes raisons c'est la débâcle. Lorsqu'il s'agit d'un démantèlement de couche de glace sur les cours d'eau, cela traduit l'effet du dégel. La débâcle produit alors un charriage de glaçons de tailles plus ou moins grosses, pouvant à leur tour occasionner, lorsqu'ils sont arrêtés par un autre accident hydrographique ou autres, des barrages provisoires (embâcle) qui provoquent souvent des inondations.

Par ailleurs, la géologie peut modifier sensiblement les écoulements et par delà le régime d'alimentation des cours d'eau. Ceci est particulièrement vrai dans les régions karstiques (ex. dans le Jura).

## 1 Le régime simple

Il est caractérisé par un seul maximum et un seul minimum annuel du coefficient mensuel des débits et traduit la prépondérance d'un seul mode d'alimentation (régime glaciaire, nival ou pluvial). Ce caractère peut cependant cacher la combinaison de plusieurs influences et confère ainsi aux régimes des rivières concernées une simplicité apparente.

### 1.1 Le régime glaciaire

Le régime glaciaire se retrouve en général quand 15 à 20% du bassin est occupé par des glaciers. Sous nos climats, le régime glaciaire se caractérise entre autres par :

Ecoulement assez important (pour les régimes rencontrés en Suisse quelques dizaines l/s/km<sup>2</sup> ).

Débits très importants en été, par suite de la fonte de la glace ; en Suisse, le maximum annuel unique et très accentué se place en juillet-août.

Débits très faibles en fin d'automne, hiver, début du printemps (quelques l/s/km<sup>2</sup>).

Amplitude des variations mensuelles des débits très grande (rapport entre les coefficients mensuels extrêmes), due au rapport crue/étiage très élevé.

Oscillations du débit entre le jour et la nuit en saison chaude (2 à 3 fois plus important le jour que la nuit)

Grande régularité d'une année à l'autre du régime car la température est de tous les paramètres météorologiques le moins irrégulier.

Suivant l'altitude moyenne des bassins versants, ces caractéristiques seront plus ou moins prononcées. Par exemple l'amplitude des variations mensuelles de débits est supérieure à 25 pour les bassins versants de haute altitude (altitude moyenne supérieure à 2500 mètres), et varie de 12 à 35 pour les bassins de 2300 à 2600 mètres d'altitude moyenne.. Le Rhône en amont du lac Léman est caractérisé par un régime de type glaciaire .



## 1.2 Le régime nival

Le régime nival pur présente sous une forme atténuée certaines des caractéristiques du régime glaciaire. Le maximum a lieu cependant plus tôt (juin). Il se subdivise en régime nival de montagne et nival de plaine.

Le régime nival de montagne, se retrouve dans les zones montagneuses où la majorité des précipitations arrive sous forme de neige. Il est caractérisé par :

une fonte progressive de la neige, qui commence d'abord aux altitudes les plus basses et provoque une crue en mai-juin (pour l'hémisphère Nord) des basses eaux en été (températures élevées et forte  $ET_0$ ).

Le régime nival de plaine intéresse les régions continentales et maritimes à faible altitude du nord de l'Europe. Ses caractéristiques sont les suivantes :  
Crue violente et brève de printemps (en avril-mai) à la suite de la fusion massive au printemps des neiges hivernales ; pour une même latitude, la crue en plaine arrive cependant plus tôt que celle de montagne.

Grande variabilité journalière.

Très grande variabilité au cours de l'année, due à des basses eaux d'été très marquées (températures élevées et forte  $ET_0$ )

Grande variabilité interannuelle (les quantités de neige reçues peuvent varier fortement d'une année à une autre)

Ecoulement important.

### **1.3 Le régime pluvial pur (ou océanique)**

Bien que le régime pluvial appartienne aux régimes simples, il présente des caractéristiques différentes de celles des régimes précédents. Il se distingue par : Des Hautes eaux (avec un maximum plus ou moins marqué) en hiver et des basses eaux en été. Bien qu'il soit fréquent que les pluies de la saison de basses eaux soient égales ou supérieures à celles de la saison des hautes eaux, les températures étant élevées, l'évaporation est importante).

Une certaine irrégularité interannuelle ; l'époque du maximum de hautes eaux se déplace sensiblement d'une année à l'autre suivant le " caprice " des pluies.

Ecoulement généralement assez faible

## **2 Le régime mixte**

### **2.1 Le régime nivo-glaciaire**

Il présente les traits suivants :

Un seul vrai maximum annuel assez précoce (en mai-juin-juillet), correspondant à la fonte nivale suivie de la fonte glaciaire.

Variations diurnes relativement élevées pendant la saison chaude.

Grandes variations d'une année à l'autre, mais cependant moindres que pour le régime nival.

Ecoulement important.

## ***2.2 Le régime nivo-pluvial***

Il se caractérise par :

Deux maxima nets, l'un assez prononcé vers avril-mai à la fonte des neiges, et l'autre en automne (vers novembre) plus modéré. Ce second maximum, dépendant des pluies tombées en automne, peut être faible (de coefficient inférieur à 1).

Un étiage principal en octobre et un étiage secondaire en janvier, tous deux de l'ordre de 0,6 à 0,8.

L'amplitude (rapport entre les coefficients mensuels extrêmes) est comprise entre 2 et 5.

Variations d'une année à l'autre pouvant être importantes.

Le haut-Mississippi (avant sa confluence avec le Missouri) présente ce maximum de printemps correspondant à la fonte des neiges

## ***2.3 Le régime pluvio-nival***

La tendance pluviale est d'autant plus marquée que le bassin se situe à basse altitude (650 à 750 mètres). Le régime pluvio-nival est caractérisé par :

Deux maximums nets, mais c'est généralement le maximum pluvial en automne-hiver qui domine. La fonte des neiges ne fait que prolonger la crue hivernale en lui donnant un sursaut au printemps.

Irrégularité d'une année à l'autre importante.

Une amplitude plus ou moins faible.

## **Le régime complexe**

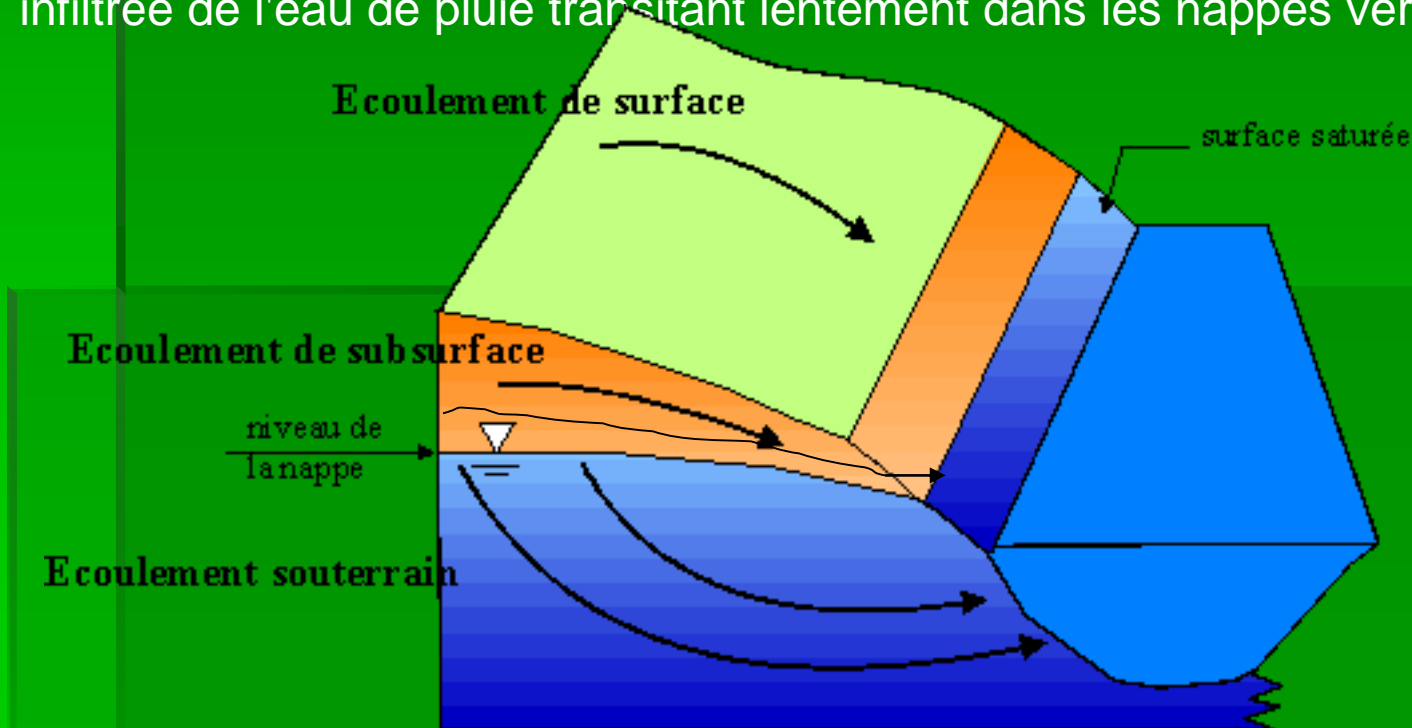
Le régime complexe est généralement rencontré sur les grands fleuves, dont les affluents, d'amont en aval, influencent de façon très diverse l'écoulement général. Le régime des grands fleuves se présente comme une synthèse de ceux de leurs sous-bassins constitutifs, le plus souvent très variés du point de vue altitude, climat, etc. Habituellement, ces influences diverses tendent à atténuer les débits extrêmes et à accroître la régularité annuelle des débits moyens mensuels, de l'amont vers l'aval

# Etude des débits d'un cours d'eau

## I- Généralités

On distingue dans un premier temps deux grands types d'écoulements, à savoir :

- les *écoulements* « rapides » qui gagnent rapidement les exutoires pour constituer les crues se subdivisent en *écoulement de surface* et *écoulement de subsurface* :
- les *écoulements souterrains* qualifiés de « lents » qui représentent la part infiltrée de l'eau de pluie transitant lentement dans les nappes vers les exutoires.



# 1- L'écoulement de surface

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

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

## 2- *L'écoulement de subsurface*

Une partie des précipitations infiltrée chemine quasi horizontalement dans les couches supérieures du sol pour réapparaître à l'air libre, à la rencontre d'un chenal d'écoulement. Cette eau qui peut contribuer rapidement au gonflement de la crue est désignée sous le terme d'*écoulement de subsurface* (aussi appelé, dans le passé, écoulement hypodermique ou retardé). La présence d'une couche relativement imperméable à faible profondeur favorise ce genre d'écoulement. Les caractéristiques du sol déterminent l'importance de l'écoulement hypodermique qui peut être important. Cet écoulement tend à ralentir le cheminement de l'eau et à allonger la durée de l'hydrogramme.

# HYDROMETRIE

Les débits des cours d'eau varient en fonction du temps. Certaines études nécessitent des mesures instantanées de ces débits ; on exécute alors des jaugeages aux instants choisis.

Dans la plupart des cas, c'est l'évolution des débits en fonction du temps qui nous intéresse ; on installe alors des stations hydrométriques (appelées également stations de jaugeage).



# ACQUISITION DES DEBITS EN FONCTION DU TEMPS

Actuellement, il n'existe aucune technique opérationnelle qui permette de mesurer directement le débit en fonction du temps.

Cette opération se fait généralement dans la pratique de la manière suivante :

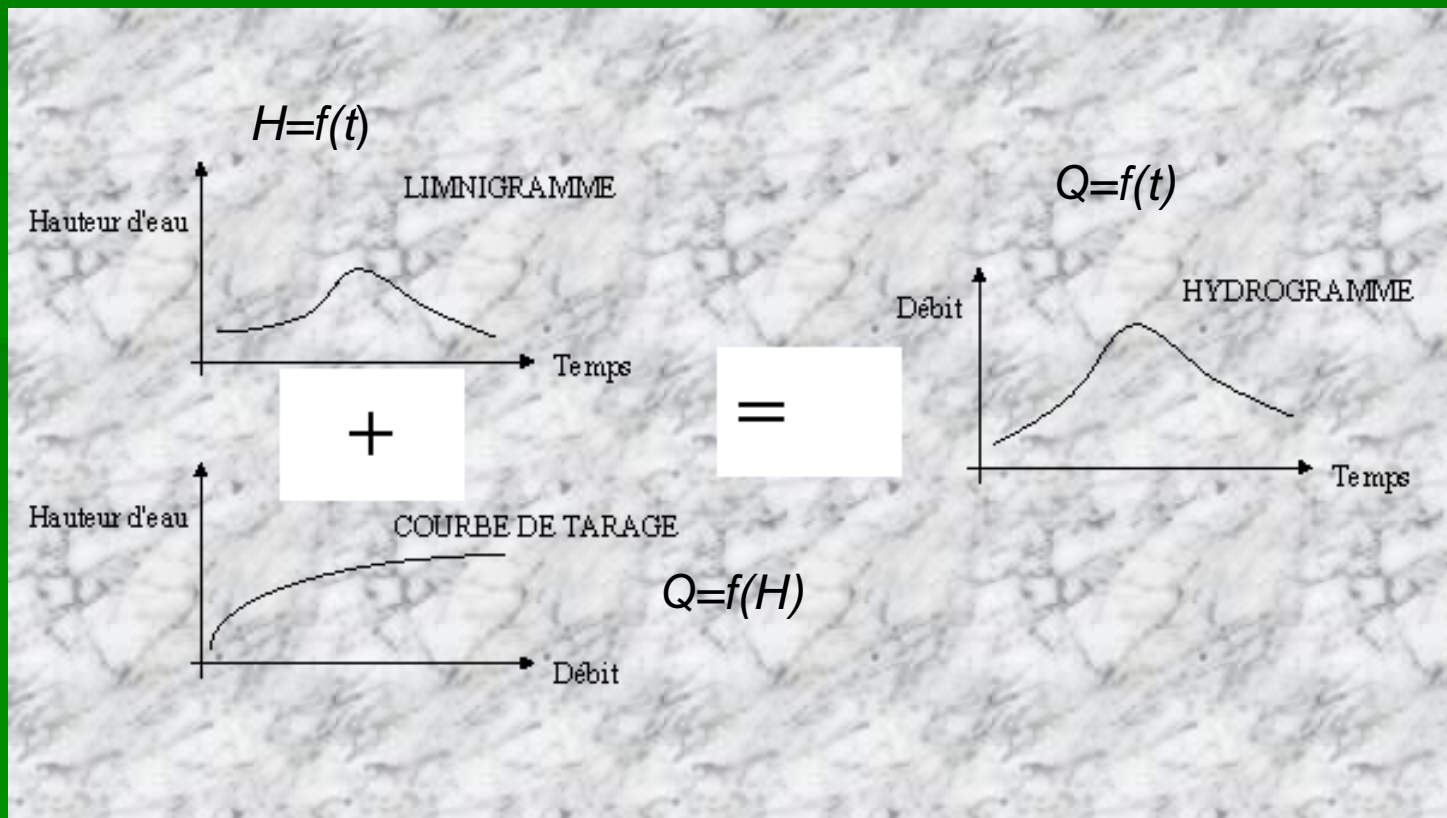
- on enregistre en un point du cours d'eau (la station hydrométrique), la hauteur d'eau  $H$  en fonction du temps. Cet enregistrement  **$H(t)$  est appelé "limnigramme"**
- A différents instants  $t = t_1, t_2, \dots, t_n$ , on pratique des mesures instantanées de débits  $Q_{t1}, Q_{t2}, \dots, Q_{tn}$  ; ces mesures correspondent à des enregistrements de hauteur synchrone  $H_{t1}, H_{t2}, \dots, H_{tn}$ .
- Dans certaines conditions hydrauliques, comme le passage en "section critique", il existe une relation biunivoque entre la hauteur d'eau et les débits. Dans ces conditions, les différents jaugeages  $(Q_{ti}, H_{ti})$  permettent d'établir **la relation hauteur-débit appelée courbe de tarage :  $Q(H)$** .
- en combinant la courbe de tarage  $Q(H)$  et le limnigramme  $H(t)$ , on obtient aisément **l'évolution du débit en fonction du temps  $Q(t)$  appelé hydrogramme.**

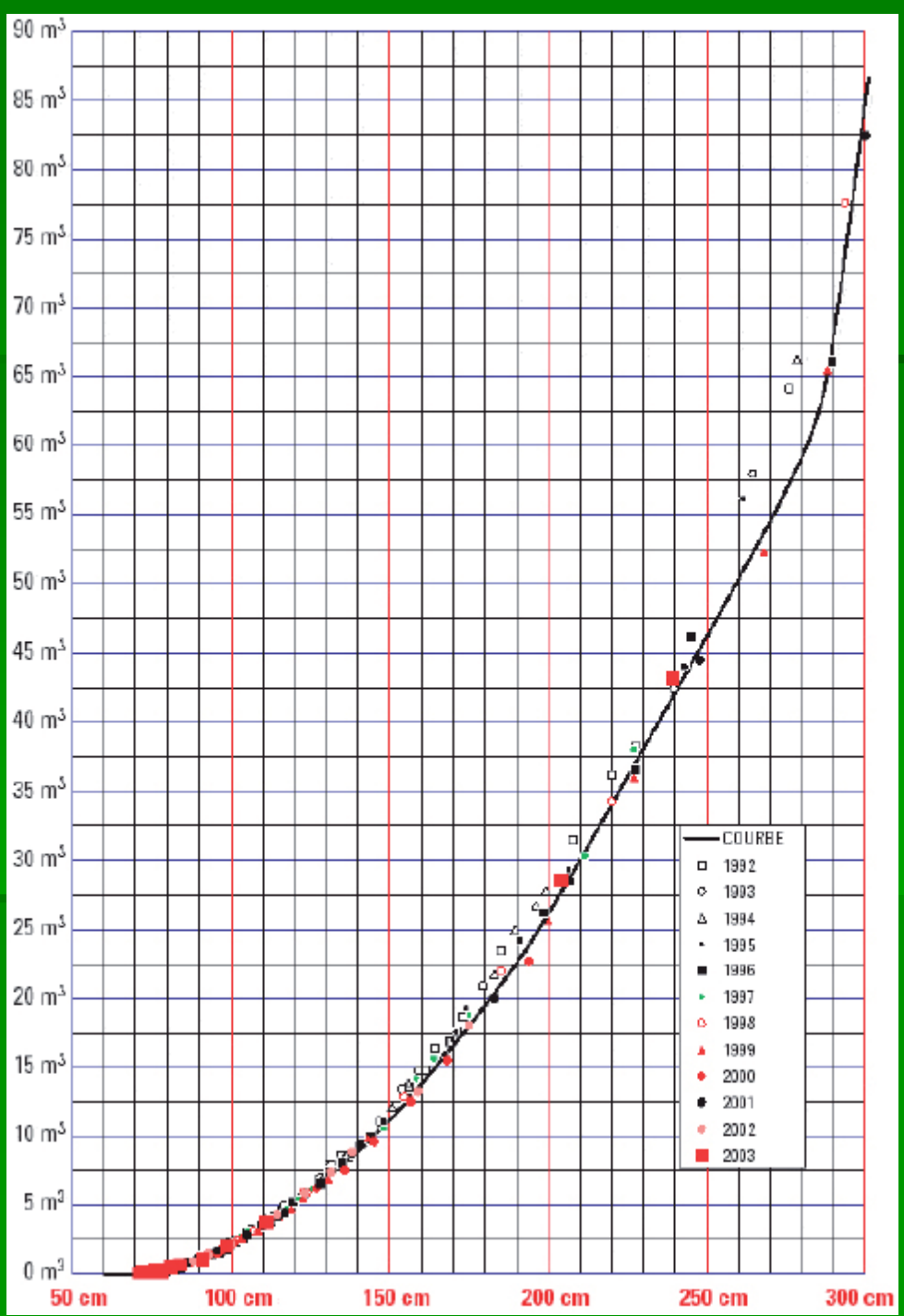
# II- La mesure des débits

hydrométrie

la limnimétrie

la débitmétrie





# II-1- La mesure des hauteurs d'eau

## 1-1- Le limnimètre

Le limnimètre est l'élément de base des dispositifs de lecture et d'enregistrement du niveau de l'eau :

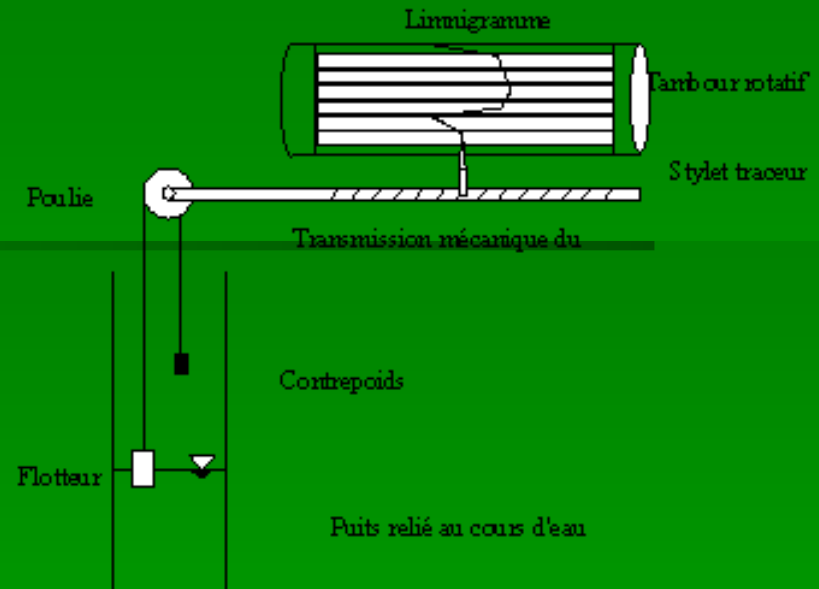
il est constitué le plus souvent par une *échelle limnimétrique* qui est une règle ou une tige graduée en métal (éventuellement en bois ou en pierre), placée verticalement ou inclinée, et permettant la lecture directe de la hauteur d'eau à la station.



*Echelles limnimétriques inclinée et verticale.*

## 1-2- 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.



*Schéma du limnigraphe à flotteur.*

### 1-3- Le limnigraphe à pression

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.





# LES METHODES DE JAUGEAGES

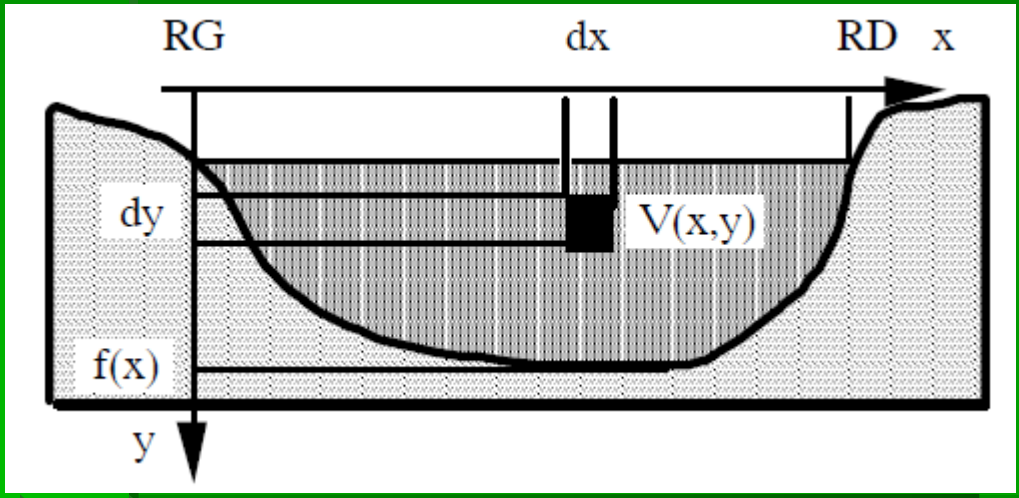
---

Un jaugeage est une mesure quasiment instantanée du débit d'un cours d'eau. Les techniques utilisées sont nombreuses et généralement complémentaires ; elles s'appuient sur des principes très différents selon les cas.



Soit une section droite S d'un cours d'eau ; le débit dans cette section se définit comme le flux du vecteur vitesse à travers S...

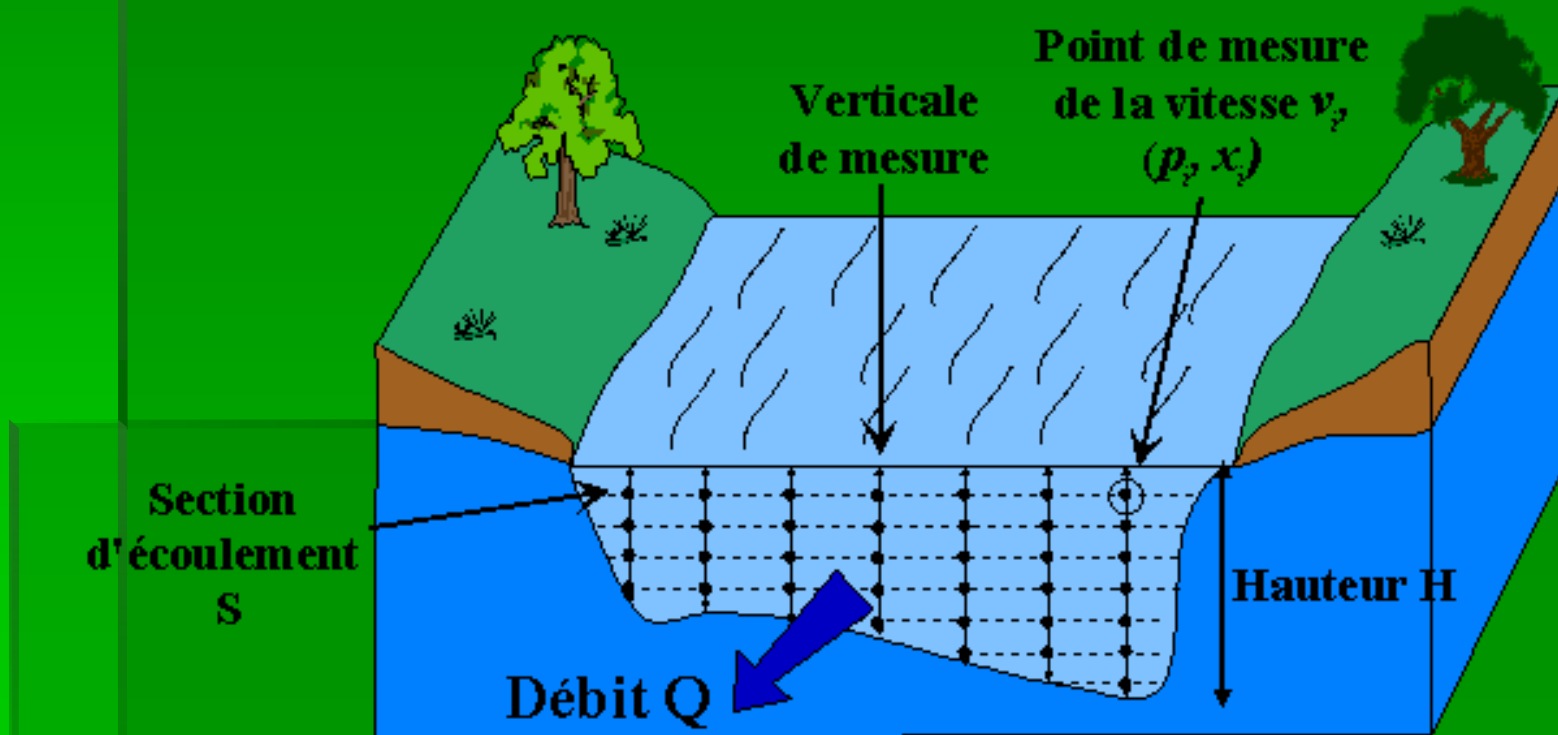
$$Q = \int_S \mathbf{V} \cdot d\mathbf{s} \quad \text{ou plus explicitement} \quad Q = \int_{RG}^{RD} \int_0^{f(x)} V(x,y) \cdot dy \cdot dx$$



Les jaugeages par exploration du champ des vitesses consistent à étudier la fonction  $V(x,y)$  en l'échantillonnant suivant différentes valeurs de  $x$  et de  $y$ . Généralement, on se fixe différentes abscisses (des "verticales")  $x_1, x_2, \dots, x_i, x_n$  et sur chaque abscisse  $x_i$ , on échantillonne à différentes profondeurs  $y_{i1}, y_{i2}, \dots, y_{ij}, \dots, y_{ip}$ , la vitesse  $V(x_i, y_{ij})$  ; cette technique est appelée jaugeage "point par point".

## *Le jaugeage par exploration du champ de vitesse*

Le débit  $Q$  [m<sup>3</sup>/s] s'écoulant dans une section d'écoulement  $S$  [m<sup>2</sup>] d'une rivière peut être défini à partir de la vitesse moyenne  $V$  [m/s] perpendiculaire à cette section par la relation :  $Q = V \cdot S$ .



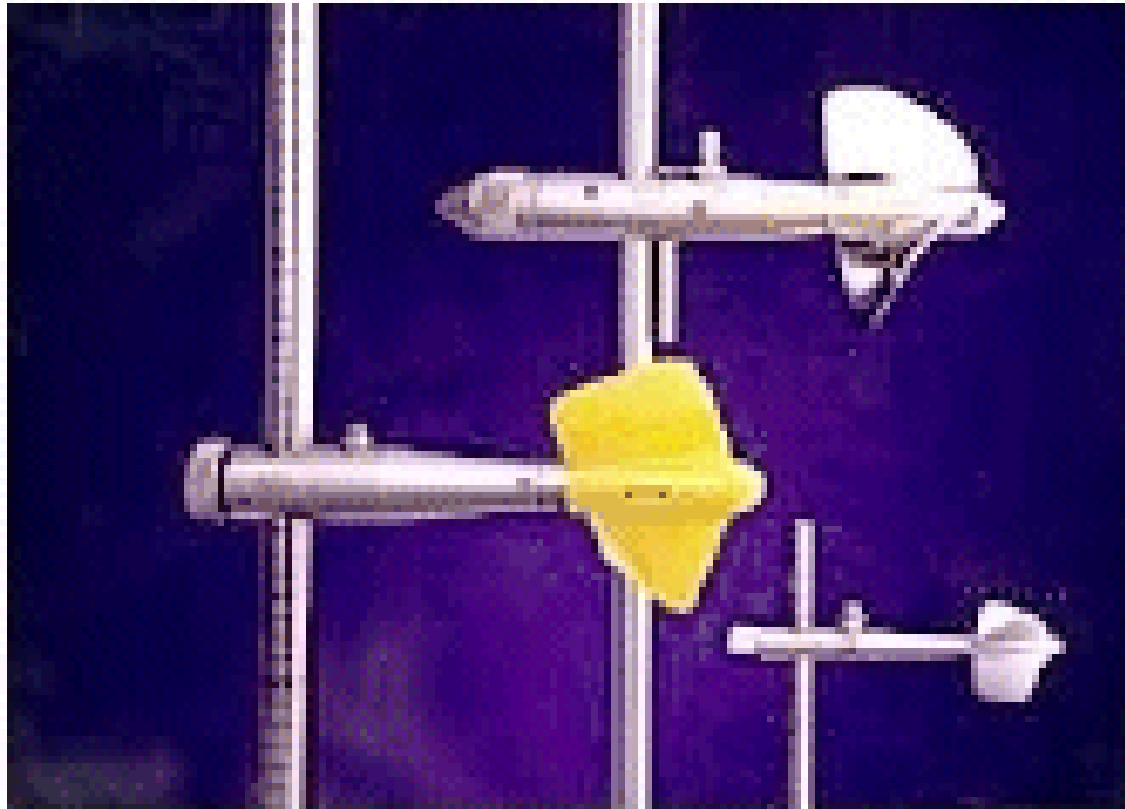
*Débit et champ des vitesses à travers une section*

## *Le jaugeage au moulinet*

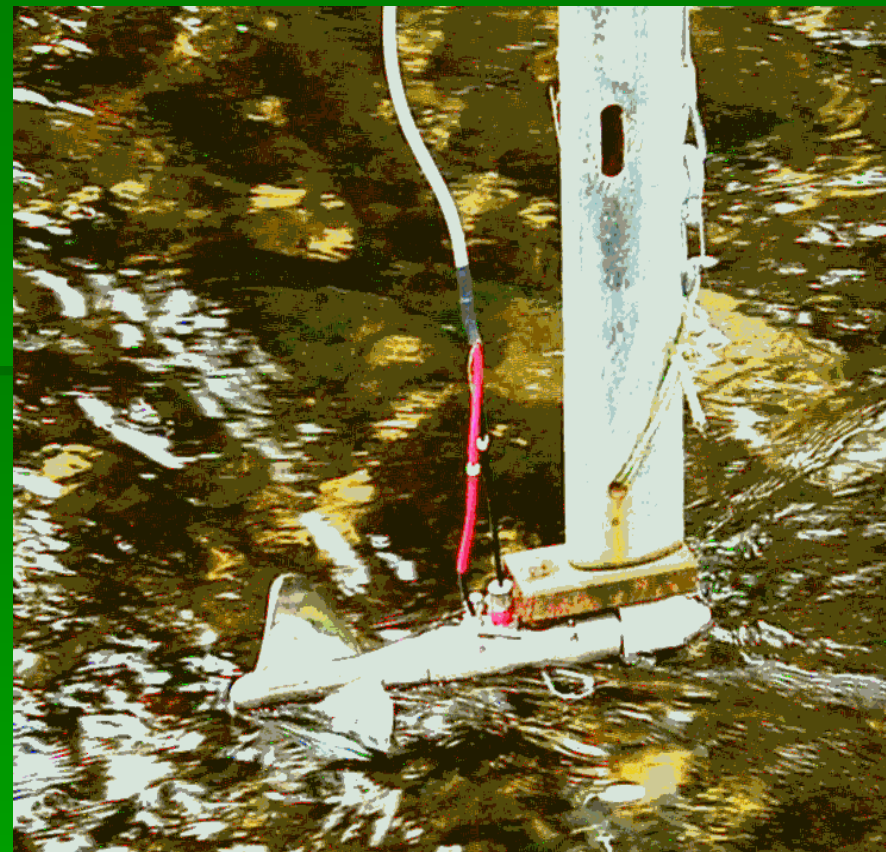
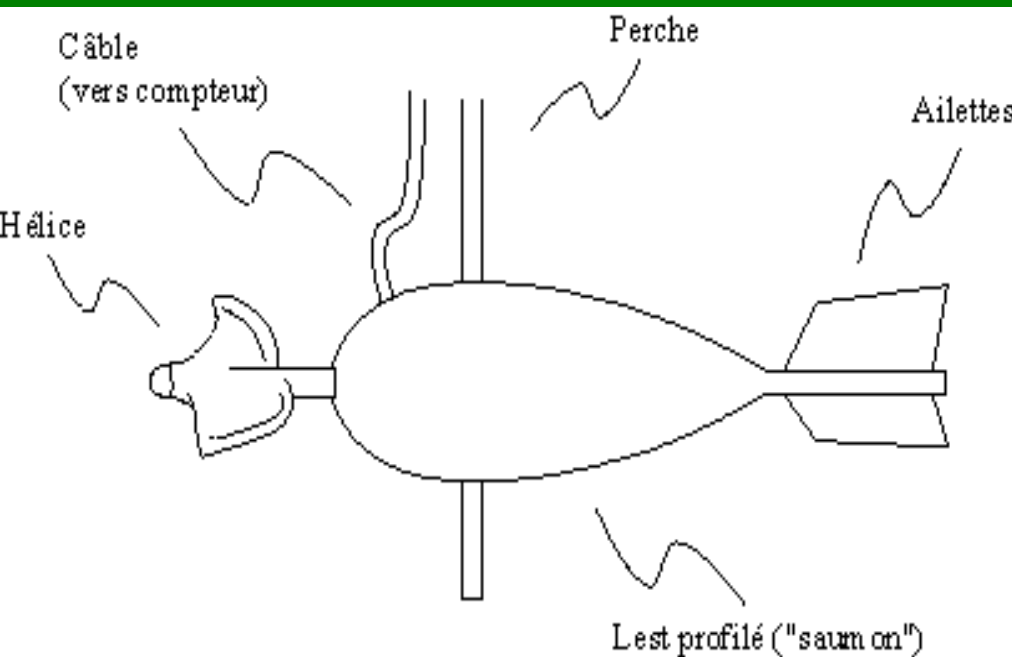
Le moulinet hydrométrique permet de mesurer la vitesse ponctuelle de l'écoulement. Le nombre de mesures sur une verticale est choisi de façon à obtenir une bonne description de la répartition des vitesses sur cette verticale. De manière générale, on fera entre 1, 3 ou 5 mesures suivant la profondeur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

La vitesse d'écoulement est mesurée en chacun des points à partir de la vitesse de rotation de l'hélice située à l'avant du moulinet (nombre de tours  $n$  par unité de temps). La fonction  $v = f(n)$  est établie par une opération d'étalonnage (courbe de tarage du moulinet). Suivant le mode opératoire adopté pour le jaugeage, le moulinet peut être monté sur une perche rigide ou sur un lest profilé appelé "saumon"









## Adaptation du moulinet aux différents modes opératoires

- Dans le cas du montage sur perche, le moulinet peut être manœuvré de deux manières :
- directement par l'opérateur placé dans l'écoulement (jaugeage à gué), la perche reposant sur le fond du lit du cours d'eau. Cette méthode est utilisable dans des sections de profondeur inférieure à 1 mètre et avec des vitesses d'écoulement inférieures à 1 m/s.
  - à partir d'une passerelle, la perche étant suspendue à un support permettant les déplacements verticaux.

## Méthodes et limites des différents modes opératoires du jaugeage au moulinet monté sur un lest.

Modes opératoires	Limites de la méthode
Mesures à partir d'un pont	Profondeur < 10 m et vitesse < 2 m/s
Mesure à l'aide d'un canot	Profondeur < 10 m et vitesse < 2 m/s
Mesures à partir de stations téléphériques	Lorsque les vitesses à mesurer dépassent 3 m/s
Mesures à partir d'un bateau mobile	Lorsque la rivière est large (> 200 m), uniforme et sans présence de hauts-fonds afin d'y manœuvrer facilement.

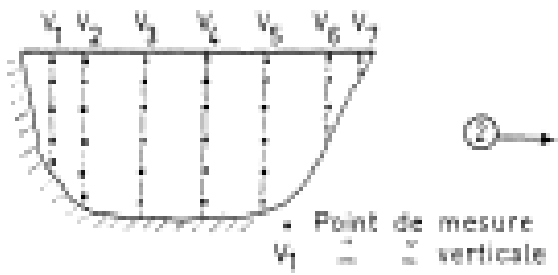


Enfin, le calcul de la vitesse moyenne de l'écoulement sur l'ensemble de la section  $S$  de longueur  $L$  se fait par intégration des vitesses  $v_i$  définies en chacun des points de la section de profondeur  $p_i$  (variant pour chaque verticale de 0 à une profondeur maximale  $P$ ) et d'abscisse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

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

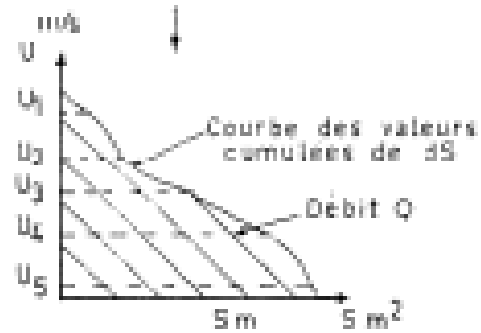


Jaugeage point par point



①

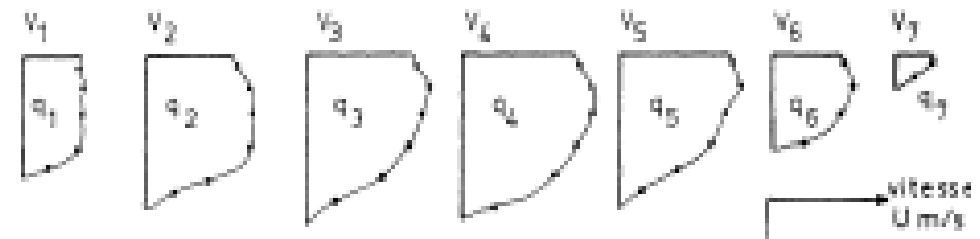
Tracé des courbes notches



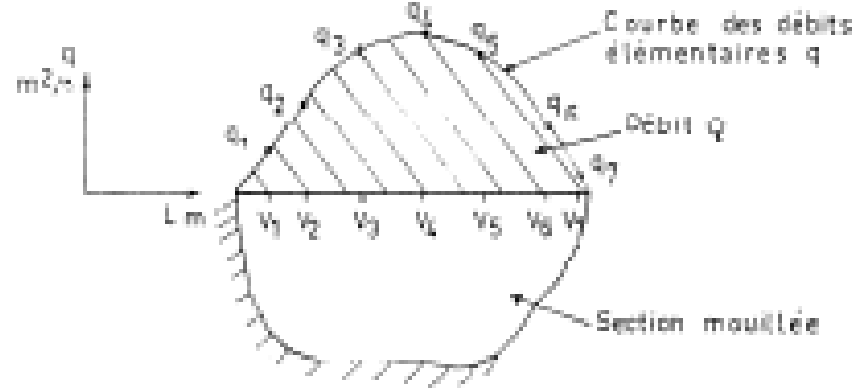
$S_m$ : section mouillée

Vitesse moyenne  $U = \frac{Q}{S_m}$

Parabole des vitesses

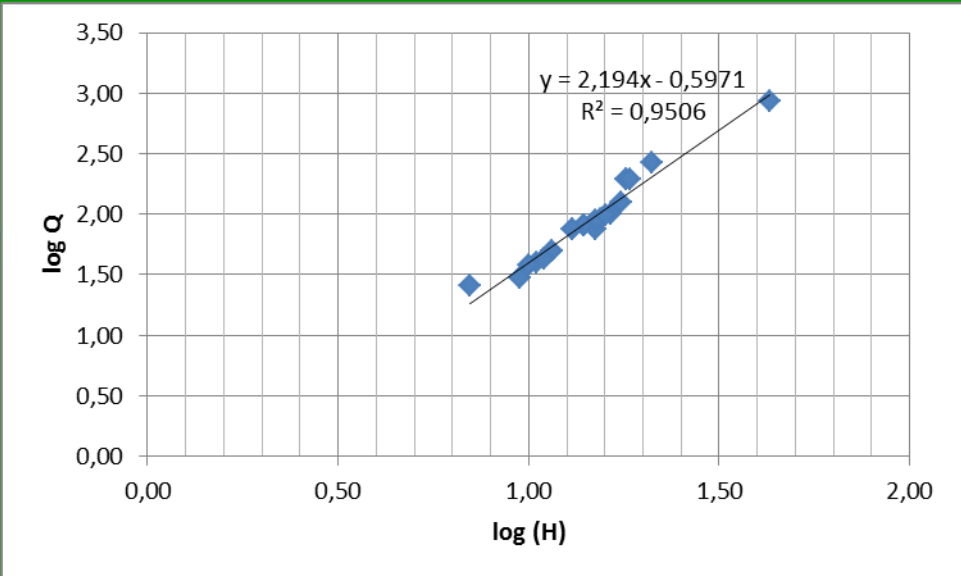
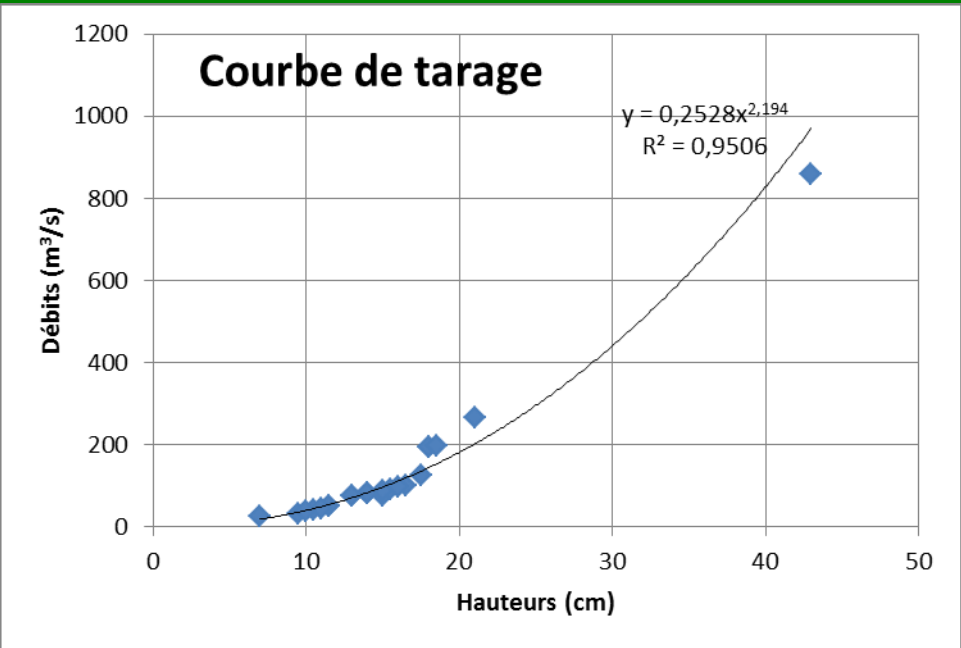


Chaque surface équivaut à  $q \text{ m}^2/\text{s} = U \text{ m/s} \times pm$



# COURBE DE TARRAGE OUED SEBDOU

H(cm)	Q(L/s)	log H	LogQ
43	860	1,63	2,93
18	193	1,26	2,29
21	267	1,32	2,43
15	75	1,18	1,88
16,5	100	1,22	2,00
13	75	1,11	1,88
14	80	1,15	1,90
18	193	1,26	2,29
11,5	50	1,06	1,70
11,5	50	1,06	1,70
10,5	40	1,02	1,60
11	43	1,04	1,63
15,5	91	1,19	1,96
15	89	1,18	1,95
14	80	1,15	1,90
9,5	30	0,98	1,48
17,5	124	1,24	2,09
14	80	1,15	1,90
13	75	1,11	1,88
18,5	196	1,27	2,29
16	98	1,20	1,99
10	38	1	1,58
7	26	0,85	1,41



## *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).

Les flotteurs peuvent être soit artificiels (bouteilles en plastiques) soit naturels (arbres, grosses branches, etc.). Le déplacement horizontal d'un flotteur de surface durant un temps  $t$  permet de déterminer la vitesse de l'écoulement de surface. Plusieurs mesures de vitesse du flotteur doivent être réalisées. La moyenne de ces mesures est ensuite multipliée par un coefficient approprié pour obtenir la vitesse moyenne de l'élément de section. En général, la vitesse moyenne dans la section est de l'ordre de 0,4 à 0,9 fois la vitesse de surface.

Cette méthode donne de bonnes approximations du débit, parfois suffisantes pour les études envisagées.

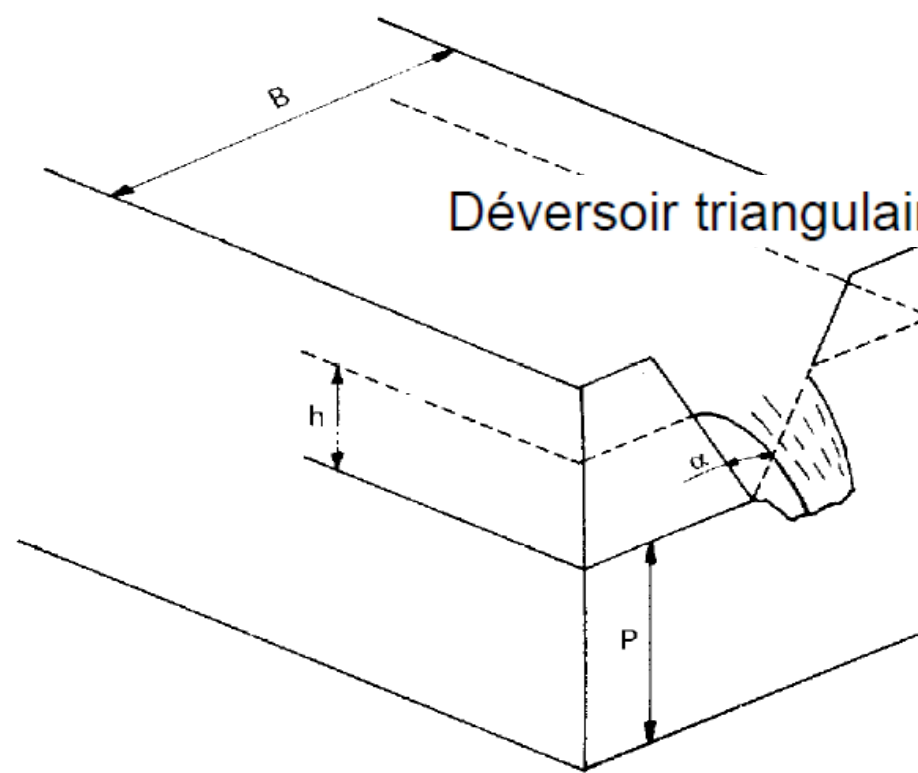
## ***La détermination du débit à l'aide d'ouvrages calibrés***

La construction d'un déversoir ou d'un canal calibré 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.



**Déversoir triangulaire en mince paroi et canal de Venturi.**





Déversoir triangulaire à paroi mince

La formule générale du débit pour un déversoir triangulaire en mince paroi est :

$$Q = c_e \frac{8}{15} \sqrt{2g} \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2} h_e^{5/2}$$

Où :

- Q est le débit ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )
- $c_e$  le coefficient de débit  $f(\alpha, h/p, p/B)$
- $g$  l'accélération de la pesanteur ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ )
  - l'angle formé par les parois de l'échancrure
- $h_e$  la charge piézométrique fictive ou hauteur de la surface liquide amont par rapport au point bas de l'échancrure (m).

Trois dimensions de déversoirs triangulaires sont recommandées par l'Organisation Internationale de Normalisation :

- L'échancrure type  $90^\circ$  où l'écartement des sommets de l'échancrure est égal à deux fois la hauteur verticale correspondante ( $\text{tg } \alpha/2 = 1$ )
- L'échancrure type  $1/2$  ( $\alpha = 53^\circ 8'$ ) où l'écartement des sommets de l'échancrure est égal à la hauteur verticale correspondante ( $\text{tg } \alpha/2 = 0.5$ )
- L'échancrure type  $1/4$  ( $\alpha = 28^\circ 4'$ ) où l'écartement des sommets de l'échancrure est égal à la moitié de la hauteur verticale correspondante ( $\text{tg } \alpha/2 = 0.25$ ).



Si le lit et les parois du canal d'approche sont éloignés de l'échancrure on peut se servir des formules suivantes :

– - échancrure type  $90^\circ$   $Q = c_e \frac{8}{15} \sqrt{2g} h_e^{5/2}$

– - échancrure type  $1/2$   $Q = c_e \frac{4}{15} \sqrt{2g} h_e^{5/2}$

– - échancrure type  $1/4$   $Q = c_e \frac{2}{15} \sqrt{2g} h_e^{5/2}$

$$0.58 < C_e < 0.61$$

- Canaux Venturi - Jaugeur Parshall. Ce type d'équipements sera préféré aux seuils pour les stations à fort charriage, ces derniers présentant toujours des inconvénients non négligeables concernant les affouillements en aval, l'ensablement amont, la surélévation du plan d'eau amont, etc.

La formule générale d'un jaugeur à ressaut dénoyé est de la forme :

$$Q = kc l_2 \sqrt{2g} h^{3/2}$$

où :

- Q est le débit
- k un coefficient variant de 0.95 à 1.00 suivant les jaugeurs
- c un coefficient fonction des largeurs  $l_1$  et  $l_2$
- $l_2$  largeur de la partie rétrécie
- $l_1$  largeur de la partie large en amont
- g accélération de la pesanteur
- h cote du plan d'eau au dessus des radiers en amont dans la partie de largeur  $l_1$ .

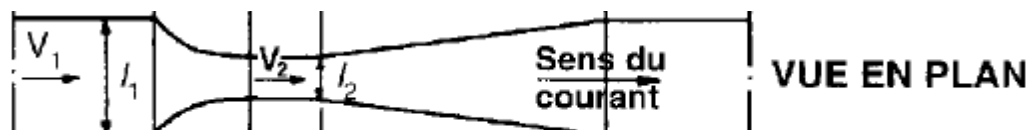
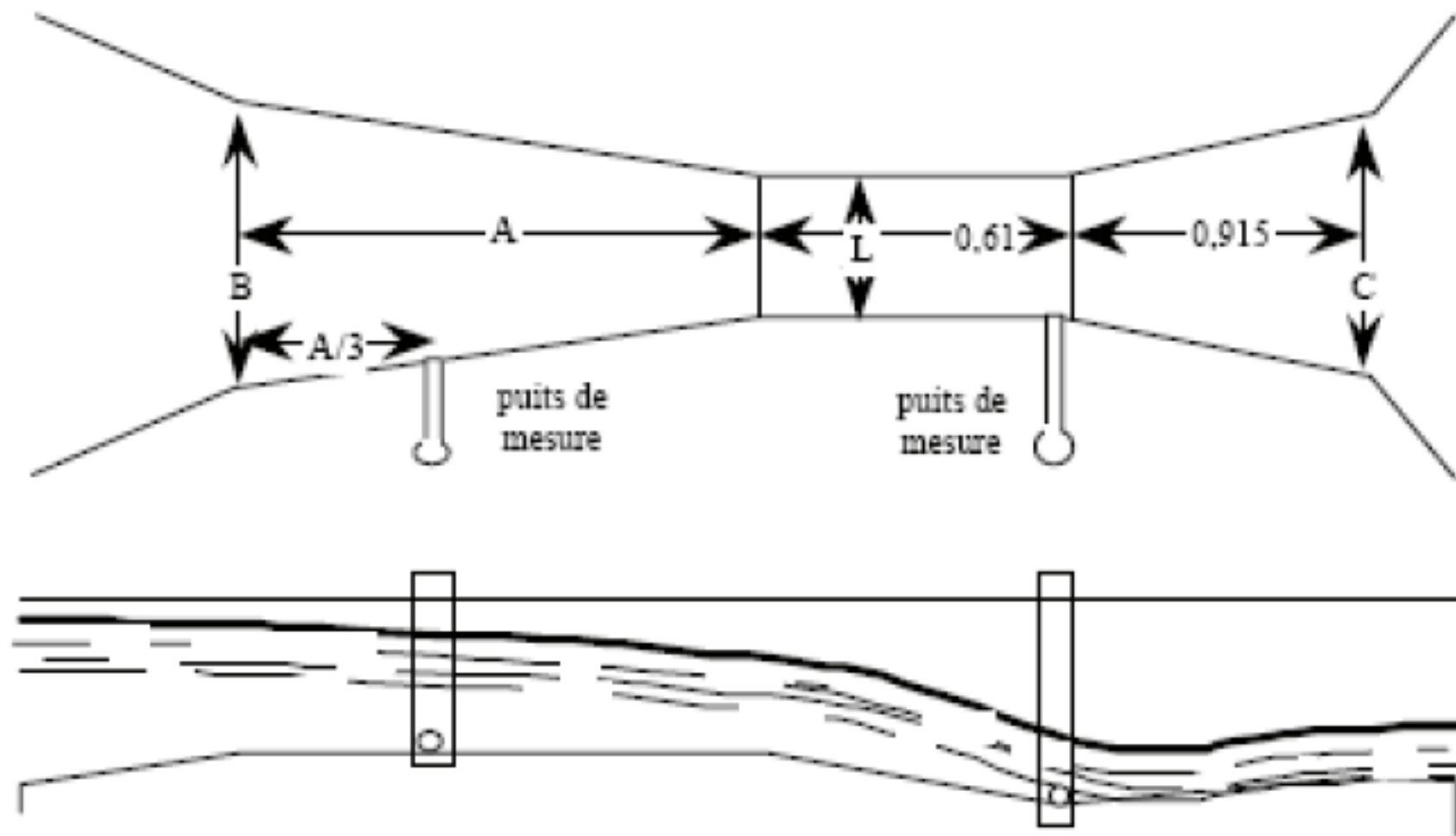


Figure 1.10.: Jaugeur à ressaut : schéma de principe



## Les jaugeages par dilution

Cette méthode 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. 7.16). 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 :

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

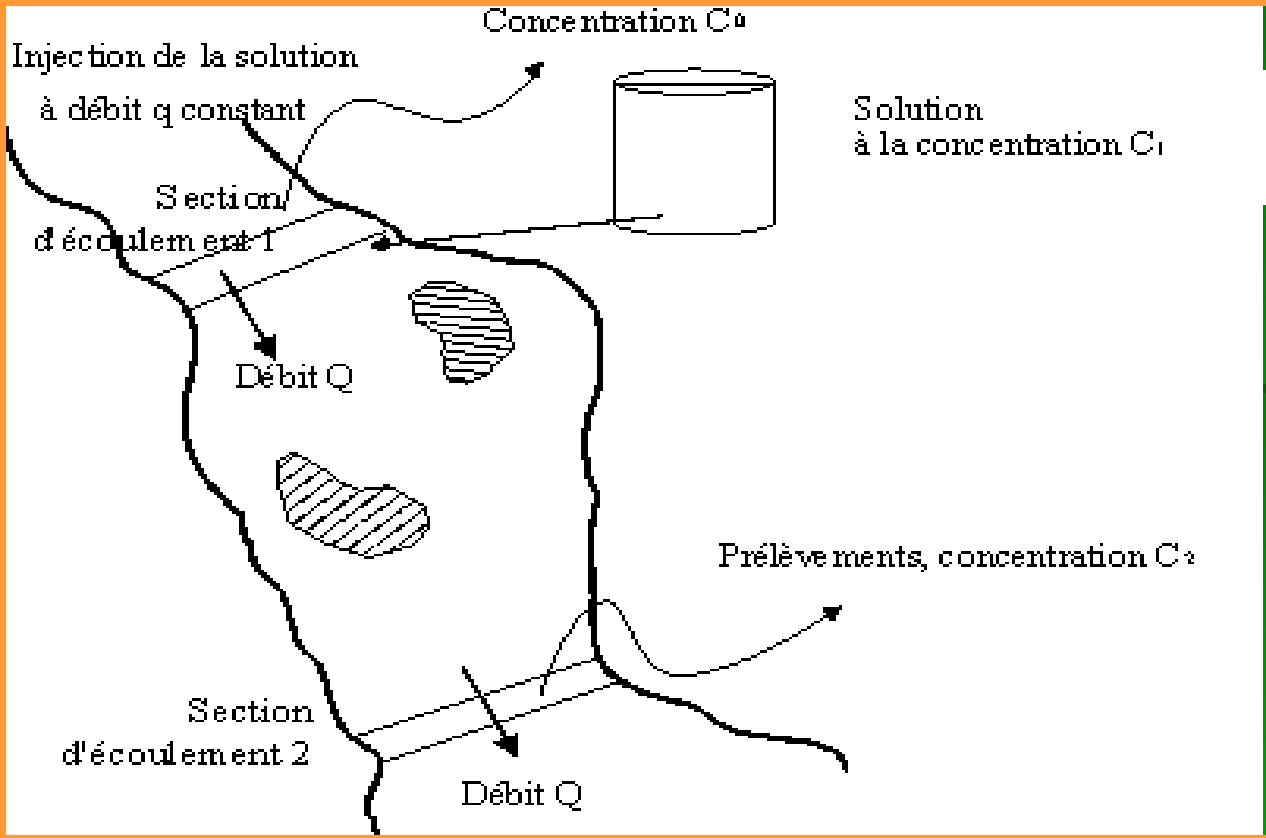
Où

$Q$  : débit du cours d'eau [l/s] ;

$C_1$  : concentration de la solution injectée dans le cours d'eau [g/l] ;

$C_2$  : concentration de la solution restante dans des échantillons prélevés à l'aval du point d'injection dans le cours d'eau [g/l] ;

$k$  : coefficient caractéristique du procédé et du matériel utilisé



## Principe du jaugeage par dilution; mode opératoire

Les conditions suivantes sont nécessaires pour que les méthodes par intégration ou dilution puissent être appliquées :

- le débit de la rivière doit rester à peu près constant pendant la mesure ;
- le traceur doit passer dans sa totalité par l'emplacement de prélèvement des échantillons ;
- à la hauteur des prélèvements, le mélange doit être tel qu'en chaque point de la section du cours d'eau, doit passer la même quantité de traceur.
- On utilise différents traceurs minéraux ou organiques, tels que la fluorescéine ou la rhodamine. Suivant le débit à évaluer, on n'utilisera pas le même traceurs.

## Méthode de l'injection à débit constant

Cette méthode consiste à injecter dans le cours d'eau un débit constant connu  $q$  d'une solution de traceur, à la concentration  $C_1$  (solution mère), pendant un temps déterminé. La durée de l'injection doit être telle que la concentration  $C_2$  du traceur à la section de prélèvement reste constante pendant un certain laps de temps, appelé « palier ».

A partir des hypothèses suivantes :

- le débit  $Q$  du cours d'eau est constant pendant la mesure (régime permanent),
- le débit  $q$  du traceur à la section de prélèvement est égal à celui de l'injection (pas de pertes), et négligeable devant  $Q$ ,
- le mélange est homogène à la section de prélèvement,

alors, et dans l'hypothèse de la conservation de la masse de traceur, on a :

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

Jaugeage à débit constant



## Méthode par intégration (injection instantanée)

Cette méthode consiste à injecter en un point du cours d'eau un volume  $V$  de traceur en solution concentrée  $C_1$ . Au terme d'un parcours suffisamment long pour que le mélange avec l'eau de la rivière soit bon, des échantillons sont prélevés, et cela pendant toute la durée  $T$  de passage du nuage de traceur. Les prélèvements sont effectués en plusieurs points de la section d'échantillonnage de façon à fournir une valeur moyenne de la concentration  $C_2$  qui évolue en fonction du temps et du point de prélèvement.

L'intégration au cours du temps des différentes valeurs de concentration  $C_2(t)$  donne une valeur moyenne .

Dans l'hypothèse de la conservation de la masse du traceur, on peut exprimer le débit comme suit :

$$Q = \frac{M}{\int_0^T C_2(t) dt} = \frac{V \times C_1}{T \times \overline{C_2}}$$

Avec :

$Q$  : débit du cours d'eau [l/s ou m<sup>3</sup>/s] ; \_\_\_\_\_

$M$  : masse de traceur injecté [g] ;  $M = V \cdot C_1$  ;

$V$  : volume de la solution lâchée dans le cours d'eau [l ou m<sup>3</sup>] ;

$C_1$  : concentration de la solution lâchée dans le cours d'eau [g/l] ;

$\overline{C_2}$  : concentration moyenne du traceur dans les échantillons, obtenue par intégration [g/l] ;

$C_2(t)$  : concentration de l'échantillon prélevé au temps  $t$  [g/l] ;

$T$  : durée du prélèvement [s].

## ***Cas particulier du jaugeage au sel à l'aide d'une sonde conductimétrique***

Dans ce cas, on injecte en un point du cours d'eau une masse connue de sel (NaCl) diluée dans un volume d'eau de la rivière. On place une sonde conductimétrique en aval de l'injection, à une distance suffisamment longue pour que le mélange soit bon. La sonde mesure la conductivité électrique de l'eau au cours du passage du nuage de sel. On peut alors tracer la courbe conductivité en fonction du temps.

Une relation linéaire existe entre la conductivité de l'eau et sa concentration en sel dissous. On peut donc en déduire la courbe concentration en fonction du temps. Le débit est alors obtenu par intégration de la concentration au cours du temps.



Tableau 4.5. – Programme intégral. Exemple de données de « sortie » par l'ordinateur pour contrôle des résultats par l'homme.

JAUGEAGE AU MOULINET		LE : 30/09/74 A 09/43/22							
LIEU : PT DES LANCHES		DATE : 26.2.74							
RIVIERE : PONTURIN		JAUGEAGE N : 87							
RESULTATS DE VITESSES APRES CLASSEMENT DES ABSCISSES ET ORDONNEES									
ABSCISSE :	0.50	ABSCISSE :	0.80	ABSCISSE :	1.30	ABSCISSE :	1.80	ABSCISSE :	2.30
ORDONNEE	VITESSE	ORDONNEE	VITESSE	ORDONNEE	VITESSE	ORDONNEE	VITESSE	ORDONNEE	VITESSE
METRES	M/S	METRES	M/S	METRES	M/S	METRES	M/S	METRES	M/S
	0.150		0.190		0.140		0.120		0.150
	0.120		0.160		0.110		0.090		0.100
	0.100		0.150		0.090		0.080		0.080
	0.080		0.120		0.070		0.050		0.060
	0.060		0.080		0.050		0.040		0.050
	0.030		0.060		0.030		0.030		0.030
			0.030		0.646		0.693		0.229
									0.278
									0.283
									0.288
									0.303
ABSCISSE :	2.80	ABSCISSE :	3.30	ABSCISSE :	3.80	ABSCISSE :	4.30	ABSCISSE :	4.85
ORDONNEE	VITESSE	ORDONNEE	VITESSE	ORDONNEE	VITESSE	ORDONNEE	VITESSE	ORDONNEE	VITESSE
METRES	M/S	METRES	M/S	METRES	M/S	METRES	M/S	METRES	M/S
	0.140		0.140		0.120		0.100		0.070
	0.110		0.110		0.090		0.070		0.040
	0.100		0.100		0.070		0.060		0.035
	0.090		0.090		0.050		0.050		0.025
	0.070		0.070		0.040		0.040		0.265
	0.030		0.030		0.527		0.282		0.354
									0.358
CALCUL DES PU									
RIVE GAUCHE		0.300							
ABSCISSE :	1 =	0.500	PU =	0.0431	M2/S				
ABSCISSE :	2 =	0.800	PU =	0.1084	M2/S				
ABSCISSE :	3 =	1.300	PU =	0.0684	M2/S				
ABSCISSE :	4 =	1.800	PU =	0.0711	M2/S				
ABSCISSE :	5 =	2.300	PU =	0.0340	M2/S				
ABSCISSE :	6 =	2.800	PU =	0.0634	M2/S				
ABSCISSE :	7 =	3.300	PU =	0.0501	M2/S				
ABSCISSE :	8 =	3.800	PU =	0.0732	M2/S				
ABSCISSE :	9 =	4.300	PU =	0.0101	M2/S				
ABSCISSE :	10 =	4.850	PU =	0.0166	M2/S				
RIVE DROITE		5.000							
CALCUL DU DEBIT									
Q =		0.2451		M3/S					

## La mesure du transport solide dans les cours d'eau

La quantité de sédiments (ou, flux solide, charge solide 1, débit solide 2) transportée par un cours d'eau à une section donnée pendant un temps  $Dt$  ( $Dt=1$  jour, 1 mois, 1 année) est composé de la *charge en suspension* (*suspended load*) et du *transport de fond* (glissement ou roulement sur le fond et saltation).

Différentes méthodes de mesures sont possibles :

- Collectes d'échantillons à hauteur d'une section de mesure pour suivre dans le temps les variations du transport solide, puis mesures par filtration au laboratoire.
- Levés topographiques et bathymétriques de lacs ou de retenues artificielles pour évaluer l'apport global de sédiments pendant une période déterminé (entre deux instants connus).
- Utilisation de traceurs de sédiment ou d'éléments dont les signatures permettent d'étudier surtout les taux de sédimentation (exemple Pb218, Cs137).

On s'intéresse ici particulièrement aux mesures sur les cours d'eau. Signalons que la question sempiternelle dans tous les programmes de surveillance du transport solide est de savoir comment peut-on estimer celui-ci avec un coût non prohibitif, sachant que le bilan exact des matériaux en suspension transportés demeure inaccessible. Outre les erreurs analytiques produites, la majeure source d'erreur dans la mesure de la charge solide d'un cours d'eau est en relation avec la variabilité des concentrations en sédiment à travers le temps et la possibilité du programme d'échantillonnage de caractériser précisément cette variabilité. Ce dernier point peut être déterminé dans une large mesure par la fréquence d'échantillonnage adoptée.

1 Le terme *charge solide* est utilisé pour une période déterminée (charge annuelle).

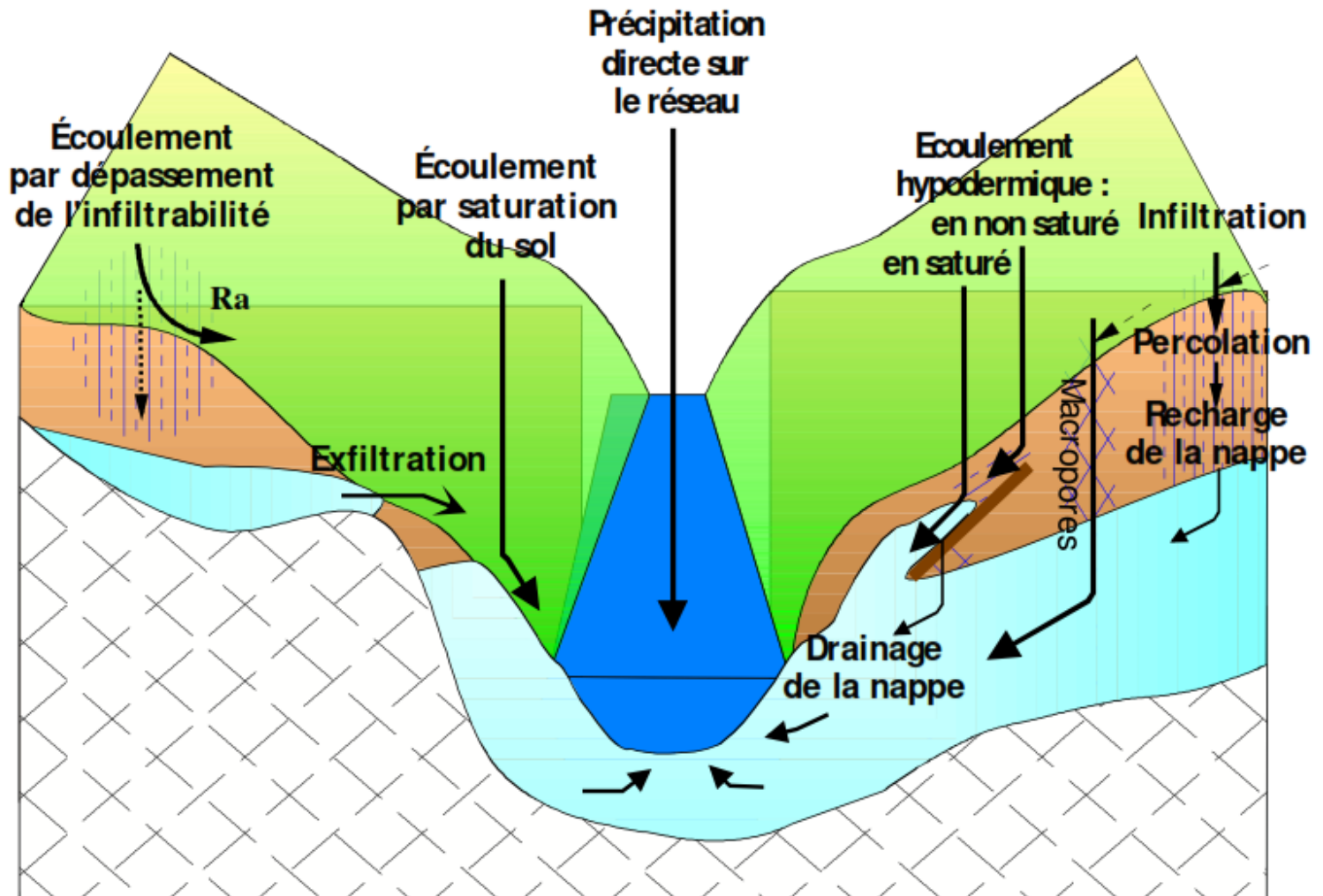
2 Chez les hydrologues, on parle de *débit solide*, qui correspond au poids total des matériaux transportés par les cours d'eau, d'une manière ou d'une autre, passant à travers une section par unité de temps. On l'exprime généralement en  $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$ . On distingue ensuite le débit solide en suspension et le débit de charriage associés aux deux modes de transport des matériaux.

## Les processus hydrologiques-

L'objectif est de présenter les aspects à la fois généraux et modernes des théories relatives aux mécanismes de génération de l'écoulement depuis les idées de Horton (1933) – novatrices à l'époque -, jusqu'à celles de ce jour, basées sur des cheminements préférentiels.

La figure suivante schématise les différents processus de génération de l'écoulement que l'on détaille ensuite point par point.

# Cheminement possible de l'eau sur un versant (D'après Ambroise, 1998)



Contributions  
à l'écoulement superficiel

Contributions  
à l'écoulement souterrain

Contributions  
à l'écoulement de crue

L'écoulement de surface se divise en :

Écoulement par dépassement de la capacité d'infiltration ou ruissellement hortonien ("Excess infiltration overland flow", "Horton overland flow")

Écoulement par saturation ("Excess saturation overland flow")

L'écoulement de subsurface se divise en :

- Écoulement dû à l'effet piston ("Translatory flow").

- Écoulement par macropores ("Macropores flow").

Écoulement en raison de l'intumescence de la nappe ("Groundwater ridging").

Écoulement de retour ("Return flow").

## LES PRECIPITATIONS DIRECTES A LA SURFACE LIBRE DU COURS D'EAU

Ce type de processus est souvent marginal car la surface occupée par les cours d'eau de type pérenne ne représente qu'une très faible fraction de la surface totale du versant. Dans le cas où le bassin versant développe un réseau hydrologique important suite à des précipitations de longues durées ou si ce dernier présente d'importantes zones lacustres ou marécageuses, l'importance des précipitations directes croît. Les précipitations directes peuvent aussi être considérées comme des précipitations sur des surfaces saturées.

### LES ECOULEMENTS DE SURFACE

#### **Écoulement par dépassement de la capacité d'infiltration**

L'écoulement par excès d'infiltration apparaît lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité maximale du sol à absorber l'eau. Cette capacité, caractérisée par la capacité d'infiltration du sol, est supposée décroissante dans le temps jusqu'à une valeur constante.

Dans un sol homogène avec une nappe profonde, cette capacité finale d'infiltration peut atteindre la conductivité hydraulique à saturation.

## Écoulement dû à l'effet piston

Le mécanisme nommé "effet piston" suppose qu'une impulsion d'eau reçue par le versant est transmise à l'aide d'une onde de pression vers l'aval, provoquant une exfiltration immédiate en bas de versant. Le principe de ce phénomène peut s'expliquer par analogie avec une colonne de sol saturée sur laquelle on applique une charge d'eau. L'eau se déplace sous l'effet de la gravité en chassant celle qui se trouve à l'autre extrémité de la colonne.

## Écoulement par macropores

Un macropore est un pore où les phénomènes de capillarité sont inexistantes et peut avoir pour origine la faune du sol, la végétation ou la fissuration du sol. Il existe bien entendu aussi des macropores dits naturels. La présence de macropores connectés avec la surface du sol peut jouer un rôle important dans le processus d'infiltration car le comportement hydraulique met alors en défaut la loi de Darcy.

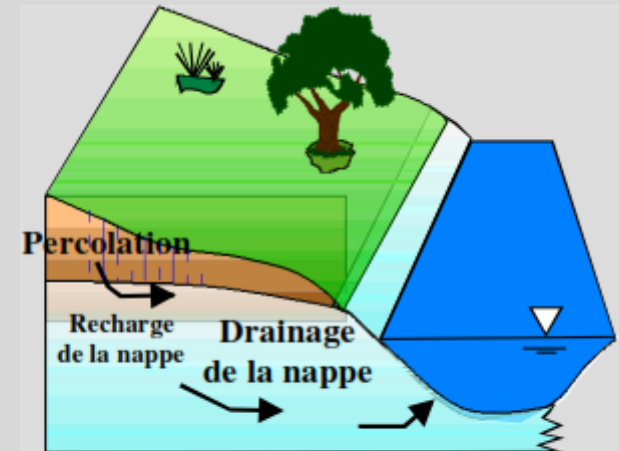


## Processus généraux

### Le processus d'écoulement de la nappe :

### L'écoulement souterrain en milieu saturé :

Une partie de l'eau qui rejoint la nappe après percolation, va transiter à travers l'aquifère avec une vitesse de quelques mètres par jour à quelques millimètres par an avant de rejoindre le cours d'eau souvent par le biais d'un phénomène de résurgence de la nappe. L'écoulement de base assure ainsi le débit des rivières en l'absence de précipitations et soutient les débits d'étiage.

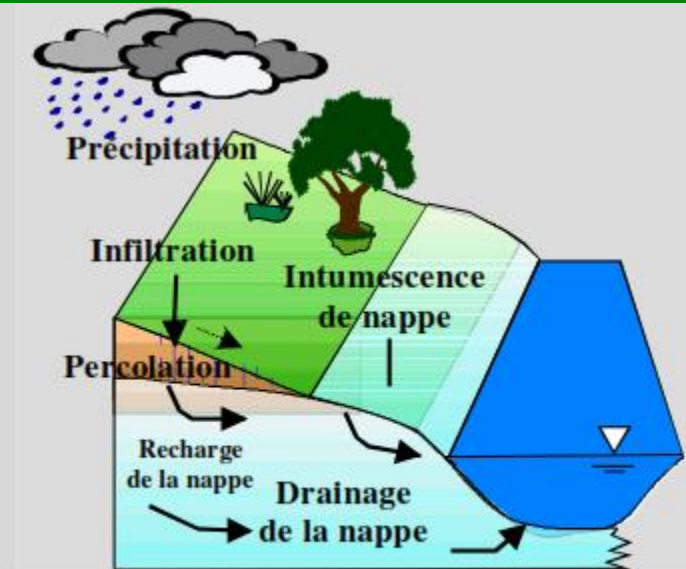


*Écoulement souterrain en milieu saturé.*

Écoulement souterrain en milieu saturé.

## Le processus d'écoulement par intumescence de la nappe :

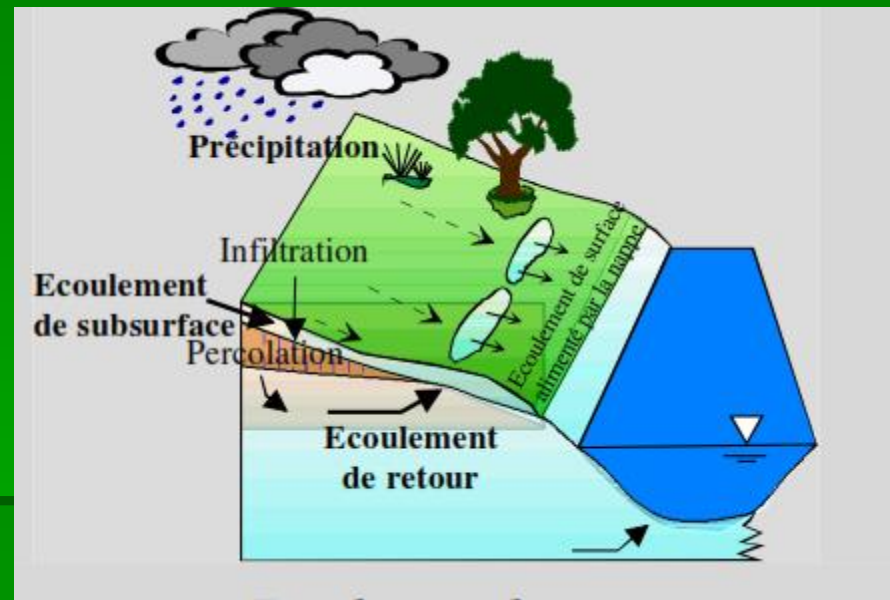
La nappe d'eau en équilibre avec un cours d'eau réagit rapidement lors des pluies dans les zones où elle est peu profonde (quelques mètres de part et d'autres d'un cours d'eau). Ce processus à lui seul peut conduire à un doublement ou un triplement temporaire du débit de base d'un cours d'eau mais guère plus.



*Écoulement par intumescence de la nappe*

## Les écoulements de retour :

Si la nappe ou la frange capillaire est proche de la surface du sol, une petite quantité d'eau suffit à saturer le profil. De suite, si la capacité du sol à transmettre l'écoulement de subsurface diminue, ce dernier revient en surface et ruisselle.



**Écoulement de retour**