

# REPUBLIQUE DEMOCRATIQUE DU CONGO

MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET  
UNIVERSITAIRE

## COURS D'HYDROLOGIE

*Destiné aux étudiants de BTP*

Par : C T Aimé KITIMA

Doctorant en Géotechnique et Hydrotechnique

## CHAPITRE I. INTRODUCTION A L'HYDROLOGIE

### 1. Définition de l'hydrologie

L'hydrologie est la science qui étudie l'eau dans la nature et son évolution sur la terre et dans le sol sous ses trois états : solide, liquide et gazeux. De ce fait, l'hydrologie repose essentiellement sur l'**observation** et la **mesure** des **phénomènes naturels** sur lesquels l'homme n'a aucun contrôle.

Etymologiquement, l'**hydrologie** signifie la **science de l'eau** et encore selon l'ONU l'hydrologie représente la **science de l'eau** et de son **cycle** sur la terre.

### 2. Objectifs de l'hydrologie

On peut définir à l'hydrologie deux objectifs complémentaires, un objectif scientifique et un objectif pratique.

- ✓ *L'objectif scientifique* correspond à la recherche de la connaissance qualitative et quantitative du cycle de l'eau sur terre, de ses diverses phases et de leur interaction. C'est l'hydrologie scientifique.
- ✓ *L'objectif pratique* est de répondre de manière aussi précise que possible aux aménagistes. C'est l'hydrologie appliquée.

### 3. Subdivision de l'hydrologie

Comme science de l'eau, l'hydrologie se subdivise en :

**1. hydrologie de surface** étudie le ruissellement, les phénomènes d'érosion, les écoulements des cours d'eau et les inondations.

**2. hydrologie souterraine** ou hydrogéologie porte sur les ressources du sous-sol, leur captage, leur protection et leur renouvellement.

**3. hydrologie urbaine** constitue un « sous-cycle » de l'eau lié à l'activité humaine : production et distribution de l'eau potable, collecte et épuration des eaux usées et pluviales.

Bien que ces domaines soient intrinsèquement liés les uns aux autres, il est utile d'en distinguer les différents aspects car l'*ingénieur hydrologue* est à mesure de *planifier, d'étudier et de gérer* les *projets* ayant pour objectif le contrôle de l'usage de l'eau :

- ❖ Projet de distribution d'eau potable, industrielle, irrigation...
- ❖ Projet de protection contre les inondations ;
- ❖ La gestion des barrages ;
- ❖ Projet d'irrigation ou de drainage.

## 4. Concepts de base de l'hydrologie

### 4.1 Cycle de l'eau

Le cycle de l'eau ou cycle hydrologique se définit comme la circulation générale de l'eau en circuit fermé et avec changement d'état, entre les différents réservoirs de l'hydrosphère.

Parmi ces réservoirs, on peut citer :

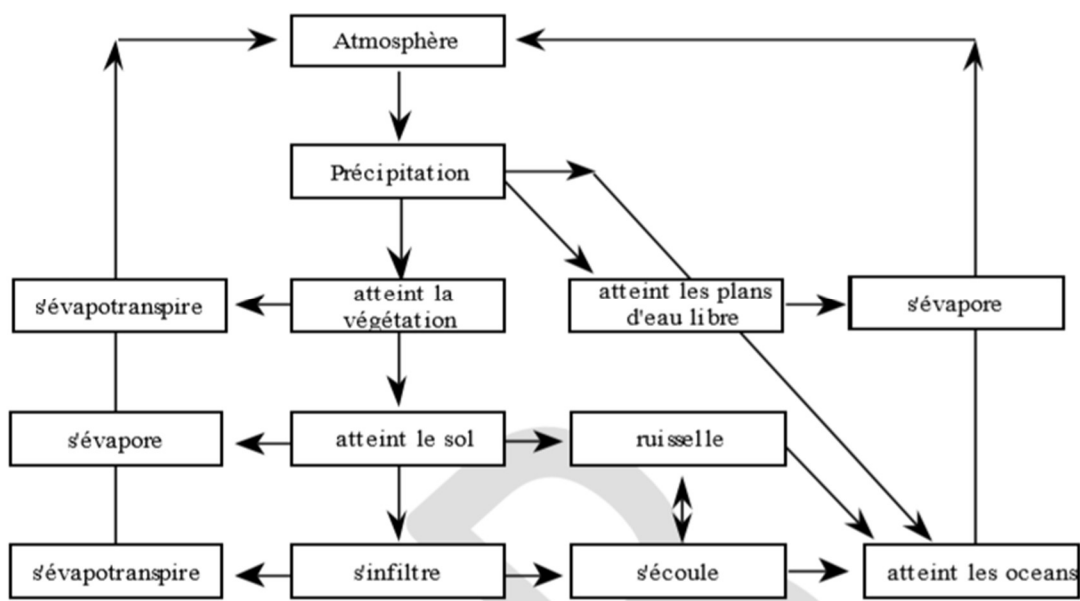
- ✓ L'atmosphère ;
- ✓ Le sol ;
- ✓ Le sous-sol ;
- ✓ Le réseau hydrographique ;
- ✓ Les glaciers ;
- ✓ L'eau biologique (dans les E.V).

Le cycle de l'eau n'a ni début, ni fin et son moteur principal est *l'énergie solaire*.

#### 4.1.1 Processus hydrologique ou composantes du cycle hydrologique

Le cycle de l'eau ou cycle hydrologique est donc sujet à des processus hydrologiques complexes et variés, parmi lesquels on a :

- ✓ Les précipitations ;
- ✓ L'évaporation ;
- ✓ La transpiration (des végétaux) ;
- ✓ Le ruissellement ;
- ✓ L'infiltration ;
- ✓ L'interception ;
- ✓ La percolation ;
- ✓ L'emmagasinement et les écoulements souterrains.



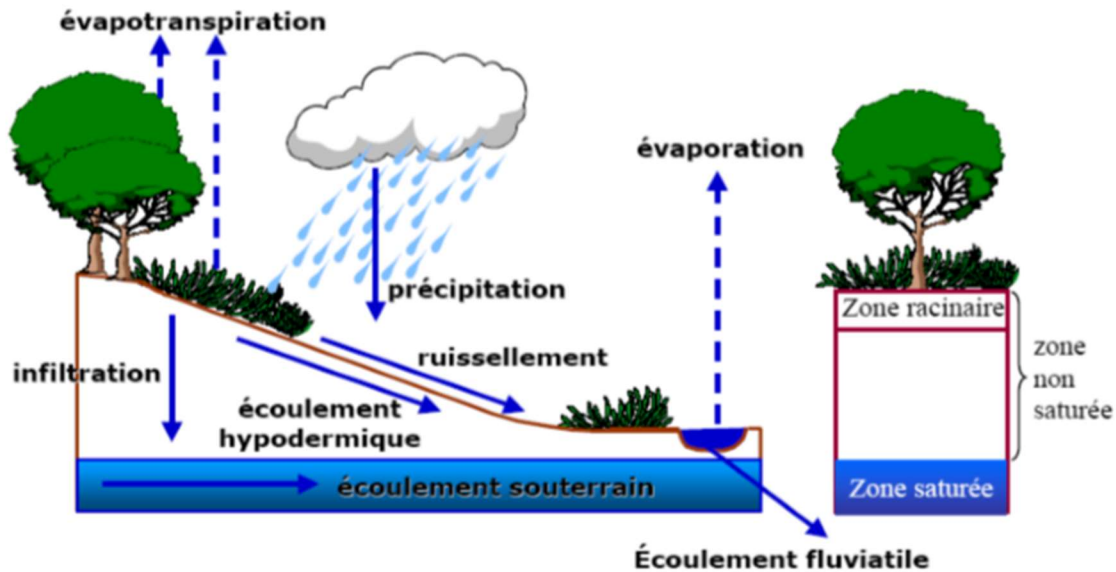


Figure 1 : cycle hydrologique schématique

#### 4.1.2 Temps de résidence

Toute l'eau ne participe pas en permanence au cycle, chacune des molécules d'eau de l'hydrosphère ne circulant pas constamment d'un réservoir à l'autre de la planète. Une molécule peut en effet rester durant un certain temps dans un réservoir.

La durée moyenne durant laquelle une molécule d'eau réside dans un réservoir est appelée **temps de résidence**. Ces temps de résidence dépendent de la rapidité des transferts, plus ils sont rapides, plus les temps de résidence sont courts (Tableau. 1).

**Tableau 1 :** Temps moyen de l'eau dans les réservoirs du cycle de l'eau

Réservoirs	Temps de résidence
Océans	2500 ans
Glaciers	1600 à 9700 ans
Eau souterraine	1400 ans
Lacs	1 à 17 jours
Humidité du sol	1 an
Atmosphères	8 jours
Cours d'eau	16 jours
Biosphère	Quelques heures

**Tableau 2 :** Répartition des ressources en eau dans les différents réservoirs de la biosphère

Réservoirs	Volumes ( $10^6$ km <sup>3</sup> )	% du total
Océan	1370	97,25
Glaciers	29	2,05
Eau souterraine	9,5	0,68
Lacs	0,125	0,01
Humidité du sol	0,65	0,005
Atmosphères	0,013	0,001
Cours d'eau	0,0017	0,0001
Biosphère	0,0006	0,00004

## 4.2 Bilan hydrologique / Bilan hydrique

### 4.2.1 Bilan hydrologique

Le bilan d'eau d'un système hydrologique est la balance comptable des entrées (recettes) égales au débit moyen des apports et des sorties (dépenses) représentées par le débit moyen des écoulements.

Le bilan hydrologique se réfère à un domaine limité dans l'espace (bassin hydrologique) et à une durée moyenne précise (année hydrologique par exemple).  
Si on estime le bilan hydrologique sur le continent, on peut écrire l'équation suivante :

$$P = E + I + R$$

Avec : P : précipitation annuelle moyenne (mm)

E : évapotranspiration annuelle moyenne (mm)

R : écoulement superficiel annuelle moyenne (mm)

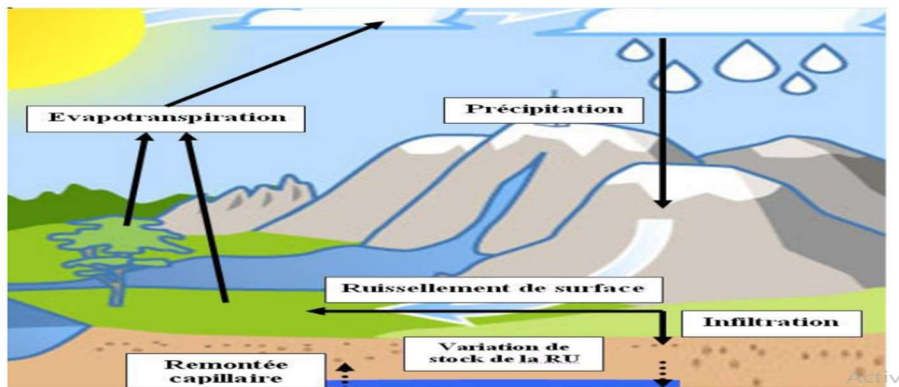
I : infiltration annuelle moyenne (mm)

### 4.2.2 Bilan hydrique

Le bilan hydrique vise à déterminer les échanges entre l'atmosphère et le système sol-végétation afin d'évaluer les fluctuations des réserves d'eau disponibles pour les plantes.  
Les échanges entre le sol et les végétaux se produisent sous la forme de flux (Fig.2).

A la limite supérieure du sol, les apports d'eau sont liés aux précipitations ou à l'irrigation. Une partie de ces arrivées pénètre dans le sol par *infiltration* et le reste *ruissèle* en surface selon la pente. En sens inverse, l'eau retourne à l'atmosphère par *évaporation* depuis le sol et par *transpiration* des végétaux : c'est le phénomène d'*évapotranspiration*.

A la limite inférieure du sol, des pertes par drainage et des apports par remontées capillaires sont observables.



**Figure 2** : Schématisation du bilan hydrique

Ainsi, l'équation du bilan hydrique, pour un profil de sol sous un couvert végétal, s'écrit sous la forme :

$$P = ETR + R + I + \Delta W - RC$$

Tous les paramètres sont exprimés en mm reçus entre deux dates.

**P** : précipitation, **R** : ruissèlement, **ETR** : Evapotranspiration Réelle,  **$\Delta W$**  : variation de stock de la réserve utile dans le profil, **I** : infiltration profonde, qui représente l'eau transitant par le profil pédologique sans y demeurer, et qui est donc perdu pour le système "sol-plante-atmosphère" et **Rc** : remontée capillaire.

❖ **Notions de la réserve utile (RU) et la réserve facilement utilisable (RFU)**

La *réserve utile* (RU exprimée mm) est un indice issu du calcul du bilan hydrique des sols qui représente la quantité d'eau disponible pour les plantes pour une période donnée (Thornthwaite, 1955).

La *réserve facilement utilisable* RFU représente l'eau facilement mobilisable par les cultures. C'est "celle que les plantes peuvent facilement utiliser par leur tension osmotique sans avoir à freiner l'ETR" (Lambert, 1996).

**Note importante :**

Trop souvent confondus, le *bilan hydrologique* se situe à l'échelle du bassin versant et concerne une démarche hydrologique, le *bilan hydrique* se situe à l'échelle de la plante et participe à une démarche agronomique.

Simple opérations comptables, le **bilan hydrique** et le **bilan hydrologique** visent tous les deux à établir le budget entre les entrées et les sorties en eau d'une unité hydrologique définie pendant une période de temps donné.

**5. Variables de mesure en hydrologie**

En hydrologie, les principales variables qui font l'objet de mesures directes ou indirectes sont :

- ✓ La pluie, (la neige), (la rosée) ;
- ✓ La hauteur d'eau ;
- ✓ Le débit des cours d'eau ;
- ✓ Le niveau des nappes profondes, parfois les nappes superficielles ;
- ✓ L'évaporation et l'évapotranspiration potentielles ;
- ✓ Plus rarement : l'humidité des sols.

Il est en général essentiel de réaliser ces mesures de façon à suivre leur évolution dans le temps, et/ou leur distribution dans l'espace.

Dans certains cas d'études, les mesures hydrologiques suivantes sont jugées utiles :

- ✓ L'interception (par le feuillage, zones boisées) ;
- ✓ Le ruissellement superficiel, l'érosion en nappes (phénomènes d'érosion des terres,) ;
- ✓ La qualité chimique et la température des eaux des cours d'eau et des sols ;
- ✓ Le transport des sédiments (en suspension et de fond) dans les cours d'eau ;
- ✓ Les caractéristiques hydrologiques et physiques des sols (granulométrie, conductivité hydraulique et capillaire, poids spécifique apparent, porosité, eau utile, capacité d'infiltration...).

**N.B.** : La mesure et l'acquisition de ces variables dépendent de l'objectif visé.

## 6. Utilisation des variables de mesure

L'utilisation des variables mesurées répond aux besoins des utilisateurs.

Prenons quelques exemples :

### 1. Cas d'un barrage destiné à retenir un certain volume d'eau pour l'irrigation

Quel est le débit minimal garanti toute l'année ? Pour y répondre, il faudra connaître les *volumes d'eau* (apports) disponibles, non seulement en moyenne, mais surtout lors des années les plus sèches.

### 2. Cas d'un pont sur une route

Quel débouché (hauteur) faut-il donner au pont ? La connaissance des plus *hautes eaux*, donc des *débites de crues*, est pour cela indispensable.

### 3. Cas d'un collecteur d'eaux de pluie en zone urbaine

Quelles dimensions faut-il donner au collecteur (drain principal) ? qu'il soit fermé (tuyau) ou ouvert (canal).

La réponse à ce genre de question est très complexe, ça exige la connaissance non seulement des *crues prévisibles*, mais aussi de l'évolution de ces crues au cours du temps à cause de l'urbanisation.

## CHAPITRE II. BASSIN VERSANT

En tout point d'un cours d'eau, nous serons amenés à définir son bassin versant et à caractériser son comportement hydrologique.

### 1. Définition et types de bassin versant

#### 1.1 Définition

Le bassin versant représente, en principe, l'unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique et de ses effets.

*En une section d'un cours d'eau, le bassin versant 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.

Plus précisément, le *bassin versant* qui peut être considéré comme un " système " est une *surface élémentaire hydrologiquement close*, c'est-à-dire qu'aucun écoulement n'y pénètre de l'extérieur. La source unique d'alimentation du bassin versant, supposé clos, provient des précipitations efficaces, c'est à dire des précipitations qui ont échappé à l'évaporation.

Tous les excédents de précipitations s'évaporent ou s'écoulent par une seule section à l'exutoire à partir de laquelle nous pouvons tracer le point de départ et d'arrivée de la ligne de partage des eaux (sommets des reliefs), qui le délimite. On parle alors de *bassin versant topographique ou hydrographique* (Fig. 3).

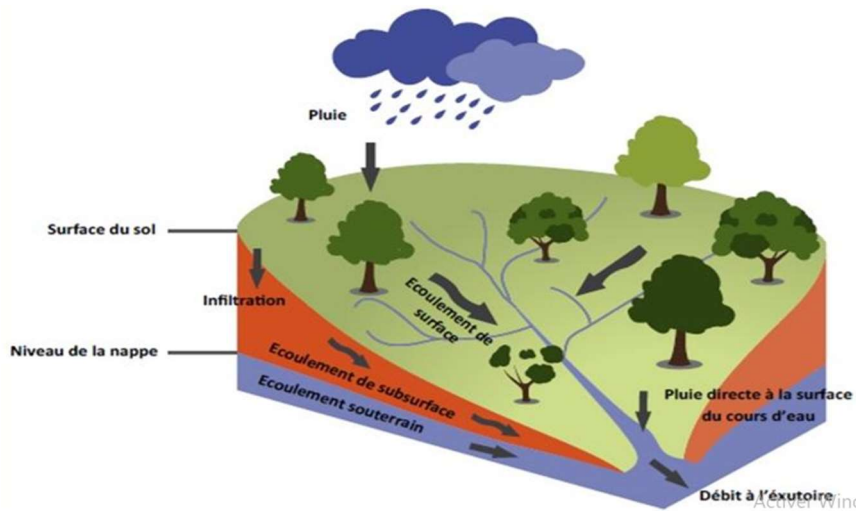


Figure 3 : Schéma d'un bassin versant

### 1.2 Types de bassin versant

#### 1.2.1 Bassin versant topographique

Si le sous-sol est imperméable, le cheminement de l'eau ne sera déterminé que par la topographie. Le bassin versant sera alors limité par des lignes de crêtes et des lignes de plus grande pente (Figure 4).



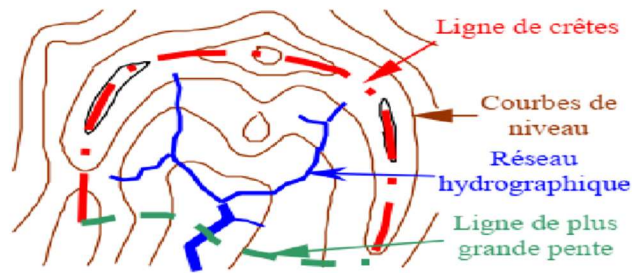


Figure 4 : Bassin versant topographique

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

❖ La ligne de partage des eaux

Une ligne de partage des eaux est une ligne de faite ou frontière séparant des bassins contigus. Elle est définie comme une *ligne reliant les points géographiques les plus hauts* dont les eaux s'écoulent d'un côté dans un autre bassin que de l'autre côté (Fig.5)



Figure 5 a : Vallée de Ceillac, Bassin versant de la Durance

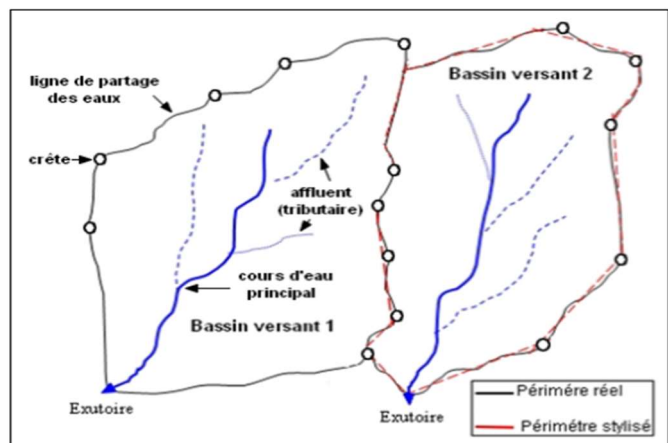


Figure 5 b : Délimitation d'un bassin versant

### 1.2.2 Bassin versant hydrogéologique ou réel

C'est la fraction de l'espace du bassin versant située sous la surface du sol si la région est perméable. En fait, c'est le *domaine des eaux souterraines*.

Ses limites sont imposées par la structure géologique. Son *alimentation* se fait par l'*infiltration* d'une partie de la *pluie efficace*, ayant échappée au ruissellement de surface.

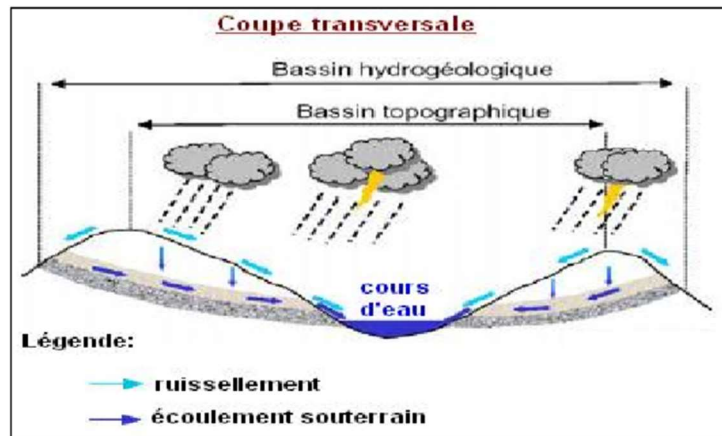


Figure 6 : Distinction entre bassin versant réel et bassin versant topographique

## 2. Les caractéristiques géométriques

### 2.1 Surface A

La surface du bassin versant est la première et la plus importante des caractéristiques. Elle s'obtient par planimétrie sur une carte topographique ou par délimitation à partir des cartes MNT (modèle numérique de terrain) issues de l'utilisation du SIG après avoir tracé les limites topographiques et éventuellement hydrogéologiques (fig.7).

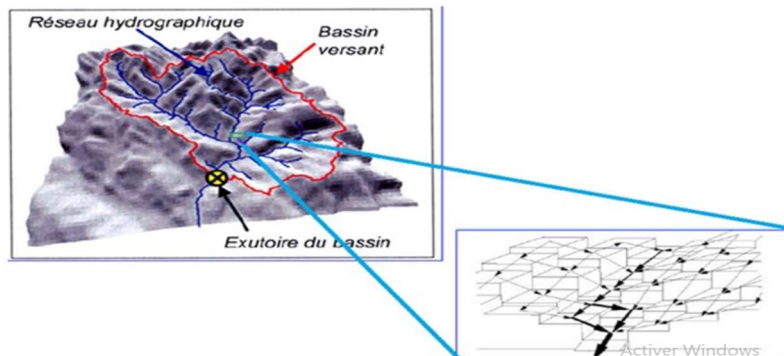


Figure 7 : Délimitation du bassin versant à partir des cartes MNT

La surface A d'un bassin versant s'exprime généralement en km<sup>2</sup>. Les démarches de la délimitation d'un bassin versant sont les suivantes :

- **1ère démarche** : repérer le réseau hydrographique, c'est-à-dire l'ensemble des cours d'eau ou talwegs susceptibles de drainer les eaux de surface.
- **2ème démarche** : repérer les points hauts puis les courbes de niveau autour de ces points hauts.
- **3ème démarche** : tracer la ligne de partage des eaux en suivant les lignes de crête puis en rejoignant l'exutoire par une ligne de plus grande pente perpendiculaire aux courbes de niveau.
- **4ème démarche** : évaluer la superficie du bassin avec un planimètre ou un papier millimétré.

## 2.2 Périmètre

On utilise différentes caractéristiques de longueur ; la première et une des plus utilisées est le « **périmètre P du bassin versant** »

Le périmètre est curvimétré sur carte cartographique mais, selon l'échelle de la carte, les détails sont plus ou moins nombreux et il en résulte des différences de mesures (Figure 6).



**Figure 8** : Périmètre d'un bassin versant

Le périmètre P n'est généralement pas utilisé directement mais le plus souvent à travers des valeurs qui en dérivent, comme la « **longueur L du rectangle équivalent** ».

## 2.3 Caractéristiques de forme

La *forme du bassin versant conditionne son comportement hydrologique* (influer sur l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant). Il existe différents indices morphologiques qui caractérisent le milieu et permettent de comparer les bassins versants entre eux. Deux indices peuvent être cités :

### 2.3.1 Coefficient Kg de Gravelius

Le coefficient admis par les hydrologues pour caractériser la forme d'un bassin versant est le coefficient de compacité de GRAVELIUS qui est le rapport du périmètre du bassin à celui d'un cercle de même surface. Il est appelé aussi **coefficient de compacité**. Si A est la surface du bassin en km<sup>2</sup> et P son périmètre en km, le coefficient Kg est égal à :

$$K_g = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Avec :

Kg est l'indice de compacité de Gravelius,

A : surface du bassin versant [km<sup>2</sup>],

P : périmètre du bassin [km].

Ce coefficient se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface. Il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée.

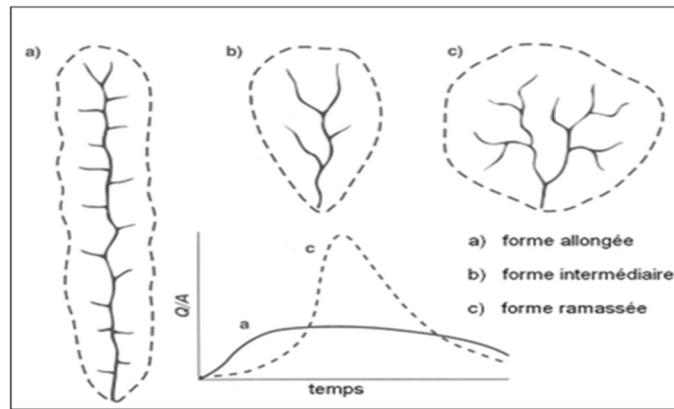


Figure 9 : exemples de coefficient de Gravelius ou de compacité

### 2.3.2 Indice de compacité de Horton

Il exprime le rapport de l'aire du bassin versant à la longueur du cours d'eau principal. L'indice est inférieur à 1 si la forme du bassin est allongée et supérieur à 1 si sa forme est ramassée.

### 2.4 Rectangle équivalent

C'est une notion qui a été proposée par Roche (1963) pour pouvoir comparer facilement les bassins versants entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement. Il s'agit donc d'une transformation purement géométrique en un rectangle de longueur « L » et de largeur « l » dans laquelle le contour du bassin devient un rectangle de même périmètre et la même surface que le bassin versant.

Les courbes de niveau sont parallèles à ses petits côtés et l'exutoire sera un des petits côtés du rectangle. Les paramètres sont :

$$L = \frac{kg \cdot \sqrt{A}}{1,12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1,12}{kg} \right)^2} \right]$$

$$l = \frac{kg \cdot \sqrt{A}}{1,12} \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1,12}{kg} \right)^2} \right]$$

Avec :

Kg : indice de compacité de Gravelius ;

A : surface du bassin versant (km<sup>2</sup>) ;

l : largeur du rectangle équivalent (km) ;

L : longueur du rectangle équivalent (km).

### 3. Le relief

Il est caractérisé par la courbe hypsométrique.

#### 3.1 Répartition altimétrique (courbe hypsométrique)

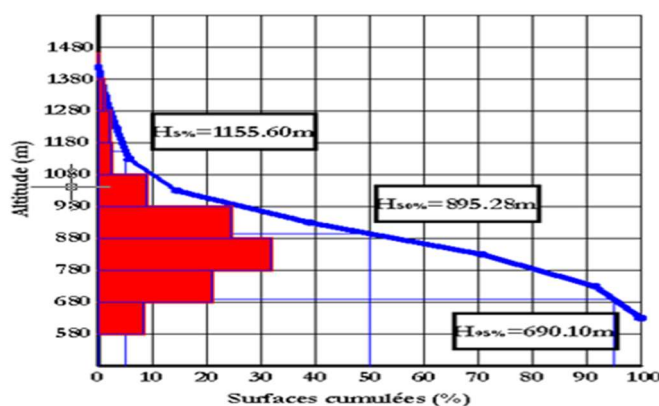
Cette courbe est obtenue en mesurant les surfaces comprises entre les courbes de niveau et en leur attribuant des pourcentages de la surface totale.

On trace un *diagramme* avec les tranches d'altitude en ordonnées et les pourcentages de surfaces cumulées leur correspondant en abscisses.

Partant d'une carte altimétrique quelconque, nous avons établi la répartition par tranche d'altitude d'un bassin (tableau 3) et la courbe hypsométrique (Fig.9).

**Tableau 3 : Répartition altimétrique**

Tranche d'altitude	Surface partielle (km <sup>2</sup> )	Surface cumulée	% surface partielle	% surface cumulée
1380 - 1460,97	0,35	0,35	0,05	0,05
1280 - 1380	7,62	7,97	1,02	1,07
1180 - 1280	15,44	23,40	2,07	3,14
1080 - 1180	18,65	42,05	2,50	5,64
980 - 1080	66,39	108,44	8,90	14,54
880 - 980	182,35	290,79	24,44	38,98
780 - 880	236,80	527,59	31,74	70,72
680 - 780	156,35	683,94	20,96	91,68
580 - 680	62,05	746,00	8,32	100,00



**Figure 10 : Courbe hypsométrique et histogramme des fréquences altimétriques**

### 3.2 Altitudes caractéristiques

#### 3.2.1 Altitudes maximale et minimale

Elles sont obtenues directement à partir de cartes topographiques. *L'altitude maximale* représente le point le plus élevé du bassin tandis que *l'altitude minimale* considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire.

Ces deux données deviennent surtout importantes lors du développement de certaines relations faisant intervenir des variables climatologiques tels que la température, la précipitation et le couvert neigeux.

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

#### 3.2.2 Altitude moyenne

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

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

Avec :

$H_{\text{moy}}$  : altitude moyenne du bassin (m) ;

$A_i$  : aire comprise entre deux courbes de niveau (km<sup>2</sup>) ;

$h_i$  : altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m) ;

$A$  : superficie totale du bassin versant (km<sup>2</sup>).

#### Remarque :

L'altitude moyenne est peu représentative de la réalité. Toutefois, elle est parfois utilisée dans *l'évaluation de certains paramètres hydrométéorologiques* ou dans la mise en œuvre de *modèles hydrologiques*.

#### 3.2.3 Altitude médiane

L'altitude médiane correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique. Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière.

### 3.3 Indices de pente

L'objectif de ces indices est de *caractériser les pentes d'un bassin* et de permettre des *comparaisons* et des *classifications*.

### 3.3.1 Indice de pente $I_p$

A partir du rectangle équivalent, Roche (1963) a introduit la notion d'indice de pente qui traduit la pente moyenne au niveau du bassin. Soit :

$$I_p = \left( \frac{1}{\sqrt{L}} \right) \sum_{i=1}^n \sqrt{x_i (a_i - a_{i-1})}$$

$I_p$  : Indice de pente

$L$  : Longueur du rectangle équivalent

$X_i$  : Portion de la surface du bassin comprise entre les courbes de niveau, côte  $a_i$  et  $a_{i-1}$  (%).  
( $a_i - a_{i-1}$ ) : Dénivelée entre deux courbes de niveau voisines.

### 3.3.2 Indice de pente globale $I_g$

L'indice de pente globale  $I_g$  est obtenu à partir de la formule suivante :

$$I_g = \frac{(H_{0,05} - H_{0,95})}{L}$$

Suivant la valeur  $I_g$ , on peut ranger le bassin versant étudié en se référant à la classification de l'ORSTOM (Tableau 4).

Type de relief	$I_g$ (m/ km)
Tres faible	$< 0,002$
faible	$0,002 < I_g < 0,005$
Assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
Assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
fort	$0,05 < I_g < 0,5$
Tres fort	$0,5 < I_g$

### 3.3.3 Pente moyenne

La pente moyenne du cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin, donc le **temps de concentration** et influence directement le **débit de pointe** lors d'une averse.

Le calcul de la pente moyenne du cours d'eau s'effectue à partir du profil longitudinal du cours d'eau principale et de ses affluents. Elle est définie comme étant le rapport entre la dénivelée totale du rectangle équivalent et sa longueur.

$$I_{\text{moy}} = \frac{D}{L}$$

Avec :

D= Hmax - Hmin (m) ; L : représente la longueur du rectangle équivalent (m)

$$I_{\text{eq}} = \left( \frac{\sum L_i}{\sum \frac{L_i}{\sqrt{I_i}}} \right)^2$$

Où :

$L_i$  : Longueur partielle du tronçon ;  $I_i$  Pente du tronçon

### 3.3.4 Coefficient de ruissellement

Il est défini par le rapport entre la quantité d'eau ruisselée à la surface du sol et celle des précipitations.

$$C_s = \frac{R}{P} \times 100$$

Ce coefficient est influencé par la couverture du sol. Il est très souvent utilisé en *hydrologie de surface*.

## 4. Caractéristiques du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique se définit comme *l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement*. Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin versant.

Le réseau hydrographique est caractérisé par deux éléments : sa **hiérarchisation** et son **développement** (longueur et nombre des cours d'eau).

Pour chiffrer la ramification du réseau hydrographique, chaque cours d'eau reçoit un numéro en fonction de son importance. Cette numérisation appelée *ordre du cours d'eau* diffère selon les auteurs, la classification que nous allons utiliser est celle de Strahler (1957).

L'étude du réseau hydrographique permet de définir les caractéristiques de celui-ci comme la densité de drainage, la fréquence des cours d'eau, le rapport de confluence et le rapport des longueurs.

### 4.1 Hiérarchisation du réseau

Pour chiffrer la ramification du réseau, chaque cours d'eau reçoit un numéro fonction de son importance. Cette numérotation, appelée *ordre du cours d'eau*, diffère selon les auteurs. Parmi toutes ces classifications, nous adopterons celle de Strahler (1957).

Cette classification permet de décrire sans ambiguïté le développement du réseau de drainage d'un bassin de l'amont vers l'aval (Fig. 9).



La classification de Strahler se base sur les règles suivantes :

1. tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1 ;
2. au confluent de deux cours d'eau de même ordre  $n$ , le cours d'eau résultant est d'ordre  $n+1$  ;
3. un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre, ce qui se résume par :  $n + n = n + 1$  et  $n + m = \max(n, m)$ .

Exemple d'hiérarchisation du réseau hydrographique :

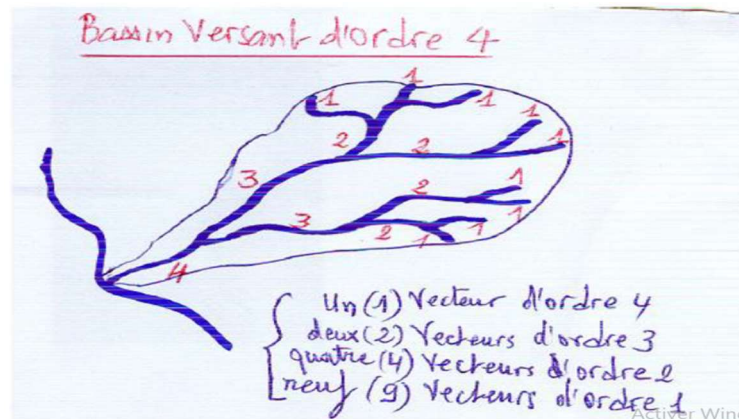


Figure 11 : Hiérarchisation du réseau

## 4.2 Rapport de confluence

Le rapport de confluence est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. C'est un élément important à considérer pour établir des corrélations d'une région à une autre.

$$R_c = \left(\frac{1}{n}\right) \sum \frac{N_i}{N_i + 1}$$

$N_i$  : le nombre de tronçons de cours d'eau d'ordre  $i$  ;  $n$  : l'ordre total.

Le rapport de confluence est plus élevé pour un bassin de forme plus allongée.

## 5. Autres caractéristiques

### 5.1 Densité de drainage

La densité de drainage, introduite par Horton (1945), est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant :

$$D_d = \sum_{i=1}^n \frac{L_i}{A}$$

Avec :

Dd : densité de drainage (km/km<sup>2</sup>) ; Li : longueur de cours d'eau (km) ; A : surface du bassin versant (km<sup>2</sup>).

### 5.2 Fréquence des cours d'eau ou densité hydrographique

La densité hydrographique représente le nombre de canaux d'écoulement par unité de surface.

$$F = \sum \frac{N_i}{A}$$

F : densité hydrographique [km<sup>-2</sup>] ; N<sub>i</sub> : nombre de cours d'eau ; A : superficie du bassin [km<sup>2</sup>].

### 5.3 Profil en long et profil en travers du cours d'eau

Le profil en long est représenté par une *coupe longitudinale du cours d'eau suivant l'axe de l'écoulement*. Sur un diagramme réduit à une échelle convenable on reporte les points (xi, hi) avec xi la distance d'un point i à l'exutoire et hi l'altitude du fond du lit au point i.

Les pentes de l'écoulement ainsi que la pente moyenne du cours d'eau principal sont déterminées à partir de son profil en long.

Dans la représentation du profil en long, des ruptures de pentes peuvent être mises en relief. Ce sont des accidents topographiques. Leur connaissance est particulièrement importante pour l'établissement des aménagements hydrauliques (barrages, par exemple).

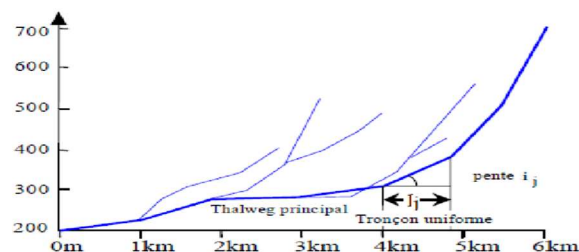


Figure 12 : Profil en long des cours d'eau

Le profil en travers représente un levé de la section transversale de l'écoulement en un point donné du cours d'eau. Les **profils en travers** des rivières permettent de mettre en relief l'existence d'un **lit mineur** d'écoulement et d'un **lit majeur** correspondant au champ d'inondation.

## CHAPITRE III. PRECIPITATIONS

En hydrologie, on ne s'intéresse pas particulièrement à la connaissance des phénomènes engendrant la formation des précipitations. Ce type de connaissance est du domaine de la météorologie.

Les précipitations constituent la donnée de base qui sert de point de départ pour le dimensionnement, la réhabilitation et la gestion en temps réel d'un système hydrique aussi bien en milieu urbain que rural.

### 1. Définitions et types de précipitations

#### 1.1 Définitions

On englobe sous le terme de **précipitations**, toutes les **eaux météoriques** qui tombent à la surface de la terre, tant sous forme **liquide** (bruine, pluie, averse) que **solide** (neige, grêle, grésil) et les **précipitations déposées** ou **occultes** (rosée, gelée blanche, givre...).

##### ❖ Les précipitations liquides :

- *La bruine* : gouttelettes de 0.2 à 0.5 mm de diamètre ;
- *La pluie* : gouttelettes de 1 mm de diamètre ;
- *L'averse* : gouttelettes de 2 à 3 mm de diamètre.

##### ❖ Les précipitations solides :

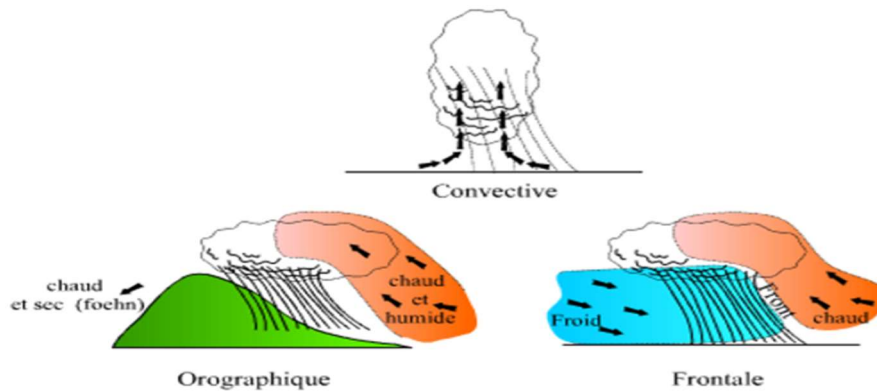
- *La neige* : cristaux de glace sous forme de flocons
- *La grêle* : blocs irréguliers formés de couches successives de glace claire et opaque.

Les précipitations sont provoquées par un changement de température ou de pression. Les précipitations constituent l'unique « entrée » des principaux systèmes hydrologiques continentaux que sont les **bassins versants**.

#### 1.2 Types de précipitations

Il existe différents types de précipitations (Figure 13) :

- ✓ Les précipitations convectives ;
- ✓ Les précipitations orographiques ;
- ✓ Les précipitations frontales.



**Figure 13** : Principaux types de précipitations : convectives, orographiques et frontales

- *Les précipitations convectives* : elles résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont associées aux cumulus et cumulo-nimbus, à développement vertical important et sont donc générées par le processus de Bergeron.

Les précipitations résultantes de ce processus sont en général orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale.

- *Les précipitations orographiques* : comme son nom l'indique (du grec oros, montagne), ce type de précipitations résulte de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique particulière.

Par conséquent, ce type de précipitations n'est pas « spatialement mobile » et se produit souvent au niveau des **massifs montagneux**.

Les caractéristiques des précipitations orographiques dépendent de l'altitude, de la pente et de son orientation, mais aussi de la distance séparant l'origine de la masse d'air chaud du lieu de soulèvement. En général, elles présentent une *intensité et une fréquence assez régulières*.

- *Les précipitations frontales ou de type cyclonique* : elles sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme « fronts ».

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

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

**N.B** : à l'échelle mondiale, on peut classer les précipitations en plusieurs régimes pluviométriques. Ces régimes sont définis à partir des précipitations moyennes annuelles ou moyennes mensuelles.

## 2. Pluviométrie

Quelle que soit la forme de la précipitation, liquide ou solide, on mesure la quantité d'eau tombée durant un certain laps de temps. On l'exprime généralement en *hauteur de précipitation* ou *lame d'eau précipitée par unité de surface* horizontale (mm).

On définit aussi son **intensité** (mm/h) comme la **hauteur d'eau précipitée par unité de temps**. Les différents instruments permettant la mesure des précipitations sont :

- **Le pluviomètre** : instrument de base de la mesure des précipitations liquides ou solides. Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée dans un intervalle de temps séparant deux relevés.
- **Le pluviographe** : instrument captant la précipitation de la même manière que le pluviomètre mais avec un dispositif permettant de connaître, outre la hauteur d'eau totale, leur répartition dans le temps, autrement dit les **intensités**.

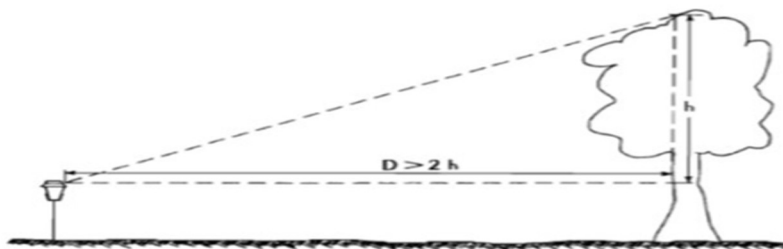
### 2.1 Pluviomètre

Dans cet appareil de mesure, la hauteur de pluie est cumulée sur 24 heures. Mais cette durée peut être plus au moins grande selon la fréquence de lecture. Cet appareil est généralement non enregistreur.



**Figure 13** : pluviomètre météo officiel presque plein

L'appareil est en général installé sur un trépied (support monotube) de telle façon que l'arête de la bague soit à 1,50 m au-dessus du sol. La surface de réception doit être horizontale. Le pluviomètre doit être éloigné de chaque obstacle d'une longueur au moins deux fois égale à la hauteur de l'obstacle (Figure 13). Les lectures se font une ou deux fois par jour.



**Figure 14** : Installation du pluviomètre

## 2.2 Pluviographe

Cet appareil est destiné à l'enregistrement de la hauteur de pluie cumulée en fonction du temps. Il permet donc une mesure continue des précipitations. L'enregistrement est graphique et automatique (à distance) et permet de déterminer la hauteur de précipitation cumulée.

Le captage des pluies se fait dans le pluviographe de la même manière que dans le pluviomètre. Le pluviographe permet aussi de donner le début et la fin de l'averse.



Figure 15 : le pluviographe à augets basculeurs

## 3. Réseau d'observation et publication des données

### 3.1 Réseau d'observation

Pour un bassin versant donné ou une région donnée, les **stations pluviométriques** forment un *réseau d'observations*. Elles fournissent des mesures ponctuelles.

Les *données* relatives aux *stations* sont d'une *haute importance* pour les *statistiques climatiques*, la *planification* et la *gestion des ressources* et les *projets de construction*.

### 3.2 Publication des données pluviométriques

La publication des données pluviométriques est du ressort des services publics de l'Etat. Les annuaires pluviométriques regroupent, pour chacune des stations de mesure, les résultats suivants :

- ✓ La hauteur pluviométrique journalière ;
- ✓ La hauteur pluviométrique mensuelle ;
- ✓ La hauteur pluviométrique annuelle ;
- ✓ Le module pluviométrique annuel moyen (moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations annuelles),
- ✓ La fraction pluviométrique mensuelle (rapport entre le module annuel et le module mensuel considéré) ;
- ✓ Les moyennes, le nombre moyen de jours de pluie, la variabilité des précipitations et des jours de pluie ;
- ✓ Les cartes de la pluviométrie mensuelle et annuelle.

### 3.3 Présentation des résultats de mesure

#### 3.3.1 Pluviogramme

Les observations effectuées au niveau des stations sont enregistrées sur des « feuilles d'enregistrement » ou (pluviogrammes). Ces derniers seront dépouillés par la suite.

Le dépouillement des pluviogrammes est effectué avec un lecteur de courbes et un programme écrit à cet effet, ou manuellement sur un tableau. Les données peuvent être exploitées sous différentes formes :

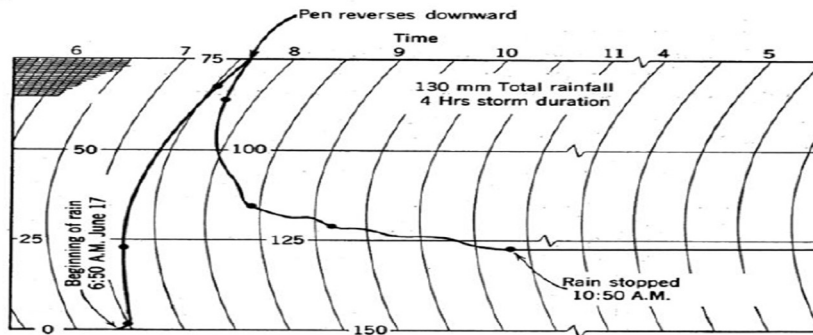


Figure 16 : feuille d'enregistrement (pluviogramme)

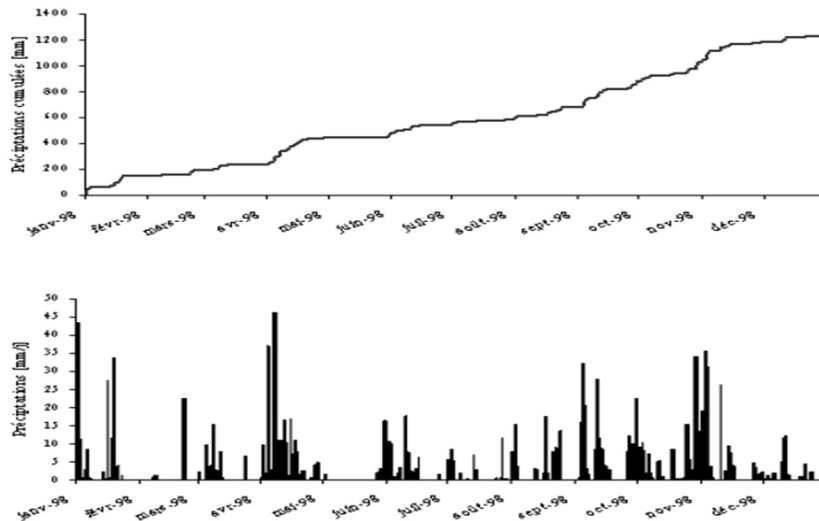
#### 3.3.2 Hyétogramme

L'**hyétogramme** est la représentation, sous la forme d'un histogramme, de l'intensité de la pluie en fonction du temps. Il est à la base de toute interprétation **hydro pluviométrique** sur un bassin versant.

Les éléments importants d'un hyétogramme sont le **pas de temps**  $\Delta t$  et sa **forme**. Communément, on choisit le plus petit pas de temps possible selon la capacité des instruments de mesure.

Quant à la forme d'un hyétogramme, elle est en général caractéristique du type de l'averse et varie donc d'un événement à un autre.

*Cette notion d'averse est très importante en milieu urbain et de petits bassins versants car elle s'avère déterminante pour l'estimation des débits de crue.*



**Figure 17** : Courbe des pluies cumulées et hyétogramme.

#### 4. Calculs de la pluie moyenne sur un bassin versant

##### 4.1 Méthode de moyenne arithmétique

Cette méthode est appliquée si la topographie n'est pas trop accidentée et si la répartition des postes est suffisamment homogène sur le bassin, Elle consiste à calculer la valeur moyenne des pluies  $P_i$  enregistrées sur une même durée aux  $n$  stations.

$$P_{\text{moy}} = \frac{1}{n} \sum P_i$$

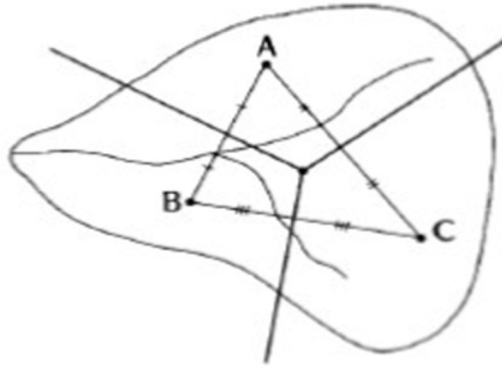
Cette méthode n'est pas très rigoureuse car elle ne tient pas compte de la répartition spatiale des stations sur le bassin.

##### 4.2 Méthode de Thiessen

A la méthode arithmétique simple, on préfère employer une autre méthode arithmétique proposée par Thiessen : on attribue à chaque pluviomètre un poids (pourcentage) proportionnel à une zone d'influence présumée, telle qu'un point situé dans cette zone soit plus près, en distance horizontale, du pluviomètre correspondant que de tout autre pluviomètre.

Les différentes zones d'influence sont déterminées par découpage géométrique du bassin sur une carte topographique (Figure 17).





**Figure 18** : Calcul de la pluie moyenne par la méthode de Thiessen

La précipitation moyenne pondérée  $P_{moy}$  pour le bassin, se calcule alors en effectuant la somme des précipitations  $P_i$  de chaque station, multipliées par leur facteur de pondération (aire  $A_i$ ), le tout divisé par la surface totale  $A$  du bassin.

La précipitation moyenne sur le bassin s'écrit :

$$P_{moy} = \frac{\sum A_i P_i}{A}$$

Avec :  $P_{moy}$  : précipitation moyenne sur le bassin,

$A$  : aire totale du bassin ( $=\sum A_i$ ),

$P_i$  : précipitation enregistrée à la station  $i$ ,

$A_i$  : superficie du polygone associée à la station  $i$ .

Bref, la méthode consiste à :

1. Délimiter le bassin versant et y reporter la position des pluviomètres (intérieur et à l'extérieur mais près des limites) ;
2. Joindre les sites de pluviomètres par des segments de droite pour former un réseau de triangles ;
3. Tracer des bissectrices perpendiculaires aux côtés des triangles, qui formeront des polygones autour des stations. Si un polygone coupe la limite de la zone, celle-ci sera considérée comme la frontière extrême du polygone ;
4. Délimiter les polygones formés et mesurer leur surface ;
5. Calculer la pluie moyenne en utilisant la formule ci-dessus.

### 4.3 Méthode des isohyètes

Les isohyètes sont des lignes de même pluviosité (isovaleurs de pluies annuelles, journalières, etc.). Grâce aux valeurs pluviométriques acquises aux stations du bassin et aux autres stations avoisinantes, on peut tracer le réseau d'isohyètes.

Lorsque les courbes isohyètes sont tracées, la pluie moyenne peut être calculée de la manière suivante :

$$P_{\text{moy}} = \frac{1}{S_T} \left[ \frac{\sum S_i (P_i + P_{i+1})}{2} \right]$$

Si : est la superficie entre deux isohyètes successives  $P_i$  et  $P_{i+1}$  ;  $S_T$  : est la surface totale du bassin.

## 5. Notions sur l'évaporation et l'évapotranspiration

### 5.1 Définition de l'évaporation

L'évaporation se définit comme étant le passage de la phase liquide à la phase vapeur, il s'agit de **l'évaporation physique**. Le principal facteur régissant l'évaporation est la radiation solaire. Le terme **évapotranspiration** englobe l'**évaporation** et la **transpiration** des plantes. On distingue :

- **L'évapotranspiration potentielle (ETP)** : quantité maximale d'eau susceptible d'être perdue en phase vapeur, sous un climat donné, par un couvert végétal continu spécifié (gazon) bien alimenté en eau et pour un végétal sain en pleine croissance.

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

- **L'évapotranspiration réelle (ETR)** : somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique.

L'évaporation est une des composantes fondamentales du cycle hydrologique et son étude est essentielle pour connaître le potentiel hydrique d'une région ou d'un bassin versant. En général, des analyses spécifiques d'évaporation devront être faites pour des études de bilan et de gestion de l'eau par les plantes.

### 5.2 Mesure de l'évaporation

Il existe plusieurs méthodes pour mesurer l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre. Ces méthodes peuvent être divisées en trois grandes catégories :

- Méthodes directes ;
- Méthodes empiriques ;
- Méthodes analytiques.

- Dans le cadre de ce cours, seules les méthodes directes et analytiques seront présentées.

### 5.2.1 Méthodes directes

#### 1°/ Les évaporimètres

Les évaporimètres simulent l'évaporation naturelle en évaporant de l'eau distillée à travers une surface poreuse. Le plus simple de ces appareils est l'évaporimètre de Piche. Il est constitué d'un tube d'où l'eau s'évapore à travers la surface de papier filtre. La baisse du niveau de l'eau est directement lisible sur le tube calibré et le taux d'évaporation est alors calculé par unité de surface de papier filtre.

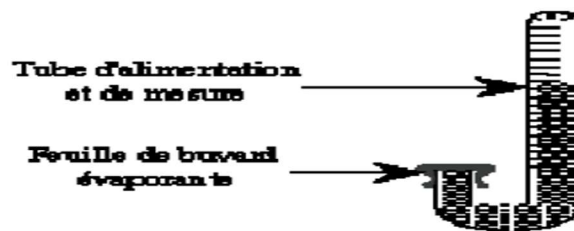


Figure 19 : Evaporimètre de Piche(Tiré de Laborde ; 2009)

#### 2°/ Les bacs d'évaporation

Il existe différents types de bacs d'évaporation. Ce sont des bassins de 1 à 5 mètres de diamètre et de 10 à 70 cm de profondeur, posés sur ou dans le sol (bacs enterrés) ou encore dans l'eau (bacs flottants).

Dans tous les cas, on doit maintenir le niveau de l'eau à faible distance au-dessous du bord du bac. Les variations du niveau d'eau du bac, mesurées à des intervalles fixes, sont le reflet de l'intensité de l'évaporation.



Figure 20 : Bac d'évaporation.

### 3°/ Le bac Colorado

Il se présente sous la forme d'un parallélépipède, dont la section droite est un carré de 0.914 m de côté ; sa profondeur est de 0.462 m ; il est enterré dans le sol de manière que ses arêtes supérieures soient à 0.10 m au-dessus de la surface de celui-ci. Le plan d'eau dans le bac est maintenu à peu près au niveau du sol.

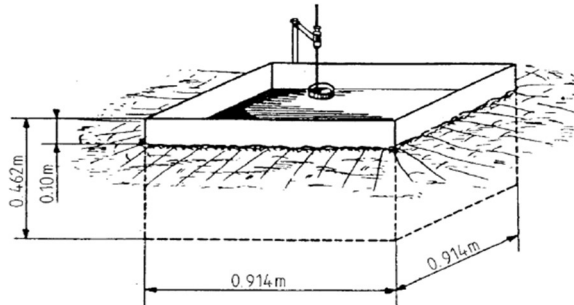


Figure 21 : Bac enterré type Colorado (États-Unis)

#### 5.2.2 Méthode analytique : méthode du bilan hydrique

L'équation du bilan hydrique d'un réservoir, pendant un intervalle de temps DT est donnée par l'expression :

$$P = R + I + E + ET$$

Avec :

P : précipitation ; R : écoulement ; I : infiltration ; E : évaporation ; ET : évapotranspiration ;

#### 5.3 Mesure de l'évapotranspiration

Les méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration peuvent être divisées en 3 groupes :

- Méthodes de mesure directe *in situ* ;
- Méthodes analytiques, basées sur le bilan hydrique ou sur le bilan énergétique ;
- Méthodes empiriques, basées sur l'analyse statistique des observations.

Cependant, la mesure de l'évapotranspiration réelle (Etr) peut être effectuée de façon ponctuelle et directe en se basant par exemple, sur les pertes en eau d'une case lysimétrique portant de la végétation.

L'évapotranspiration potentielle est calculée directement à partir de mesures liées au pouvoir évaporant de l'air (température, humidité, pression, etc.).

### 5.3.1 Le lysimètre

Le lysimètre est une cuve étanche enterrée, à parois verticales, ouverte en surface et remplie par une portion de terrain d'une épaisseur de 0,5 à 2 mètres. Le lysimètre est pourvu à sa base d'un dispositif recueillant l'eau de drainage.

On peut déduire l'évaporation à la surface du terrain de ces variations de stock par pesée, ou encore des mesures de l'eau du sol et de drainage et des données de précipitations indiquées par un pluviomètre à proximité.

### 5.3.2 Méthodes empiriques : formule de Thornthwaite

Cette formule, déjà ancienne (1944), est basée sur de nombreuses expériences effectuées sur des cases lysimétriques. L'évaporation potentielle est donnée par la formule :

$$ETP = Ct^a$$

Où :

*ETP* est l'évapotranspiration mensuelle en centimètres pour un mois fictif de 30 jours et une durée théorique d'ensoleillement de 12 h sur 24 ;

*t* : la température moyenne en °C pour le mois considéré;

*C* et *a* sont des fonctions de l'indice thermique annuel. *a* est calculé à partir d'un indice thermique mensuel donné par la formule :

$$I = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514}$$

Si l'on appelle *I* l'indice annuel égal à la somme des 12 indices mensuels et en adoptant certaines simplifications, la valeur de « *a* » est donnée par l'expression :

$$a = \frac{1,6}{100}I + 0,5$$

### 5.3.3 Formule de Turc

La formule de Turc est la suivante :

$$ETP = 0,40(I_g + 50) \frac{t}{t + 15}$$

*ETP* : en mm d'eau/mois ; *I<sub>g</sub>* : radiation solaire globale dans le mois en cal/cm<sup>2</sup> /jour ;

*T* : température moyenne du mois en °C (sous abri).

**N.B :** Turc et Coutagne ont proposé des formules permettant d'évaluer directement l'ETR annuelle moyenne d'un bassin à partir de la hauteur annuelle de pluie et de la température moyenne annuelle :

**a) Formule de Turc**

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

$$\text{Avec : } L = 200 + 25t + 0,05t^2$$

ETR : représente l'évapotranspiration réelle (en mm/an) ;

P : la hauteur annuelle de pluie (en mm) ;

t : la température annuelle (en °C).

**b) Formule de Coutagne**

Cette formule fait appel à deux paramètres indispensables en climatologie mais sous une autre procédure de calcul :

$$ETR = P - \lambda P^2$$

Avec :

$$\lambda = \frac{1}{(0,8 + 0,14T)}$$

ETR : évapotranspiration réelle en mm

P : précipitation moyenne annuelle en mm

T : température moyenne annuelle en °C.

## CHAPITRE IV. HYDROMETRIE

### 1. Généralités

#### 1.1 Définition

L'**hydrométrie** est la branche de l'hydrologie qui concerne la mesure des **débits** des cours d'eau naturel ou artificiel. Aussi l'**hydrométrie** est un ensemble des techniques de mesures des différents **paramètres** caractérisant les écoulements dans les cours d'eau naturels ou artificiels et dans les conduites.

#### 1.2 Pourquoi mesurer le débit

Le débit du cours d'eau, noté  $Q$  et exprimé en  $m^3/s$  ou  $l/s$ , représente le volume total d'eau qui s'écoule à travers une section droite d'un cours d'eau pendant l'unité de temps considérée.

$$Q = \text{Volume} / \text{temps} \text{ ou } Q = \text{Vitesse} \times \text{Surface}.$$

En hydrologie on mesure le débit des cours d'eau pour :

- Dimensionner des ouvrages (barrages, ponts, buses, dalots, etc.) ;
- Calculer le bilan hydrologique ;
- Décrire le milieu de vie de la faune et la flore aquatique ;
- Connaître la dynamique des échanges eau souterraine / eau de surface (relation pluie-débit) ;
- Evaluer la ressource en eau (eau potable, eau d'irrigation), ou la capacité de dilution (rejet d'effluents de STEP).

#### 1.3 Différentes étapes de l'hydrométrie

**1°/ La première étape** est d'établir la **relation entre la hauteur de l'eau  $H$**  à une section d'un cours d'eau et le **temps  $t$** , soit  **$H = f(t)$** .

La courbe représentative de cette fonction s'appelle un *limnigramme*.

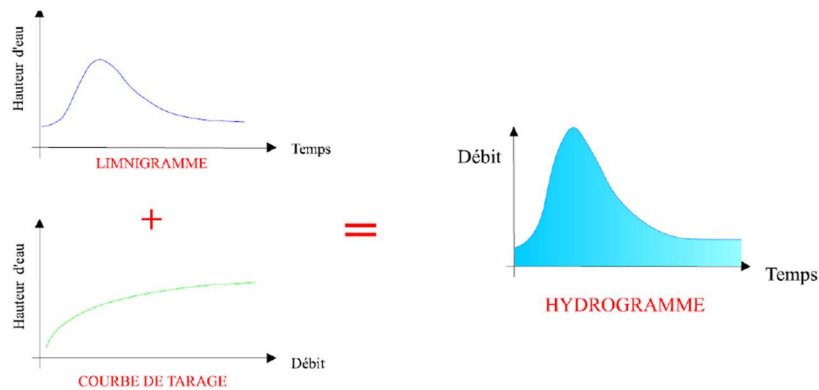
**2°/ La seconde étape** est d'établir la **relation entre la hauteur de l'eau et le débit** correspondant, soit  **$Q = g(H)$** .

La courbe représentative de cette fonction s'appelle **courbe d'étalonnage** de la section. On l'établit en faisant plusieurs mesures de débits (jaugeages) sur un cours d'eau, chaque mesure correspondant à une hauteur donnée. C'est l'ensemble des couples de valeurs ( $Q, H$ ) obtenus qui permettent d'obtenir cette relation.

On peut dès lors établir la fonction  $F(t)$  qui apparaît alors comme une fonction de fonction :  $Q = F(t) = g[f(t)]$ .

L'hydrométrie se compose donc en définitive des quatre opérations suivantes :

- La **limnimétrie** : établissement de la courbe  $H = f(t)$  ;
- La **débimétrie** (les jaugeages) : obtention des couples  $(Q, H)$  ;
- L'**étalonnage** : élaboration de la relation  $Q = g(H)$  ;
- L'**établissement du régime** :  $Q = F(t)$ .



**Figure 22** : Passage d'un limnigramme à un hydrogramme par l'intermédiaire de la courbe de tarage (Source : Musy ,1991)

#### 1.4 Station hydrométrique

La station hydrométrique est l'endroit où, à l'exutoire d'un bassin versant donné, s'effectuent les différentes opérations de l'hydrométrie qui mènent à l'évaluation du régime des Xécoulements du cours d'eau. C'est le lieu où sont recueillies les informations nécessaires au calcul des débits du cours d'eau.

Les critères de choix pour l'emplacement de la station doivent répondre à l'objectif final des *observations* et à l'*accessibilité du site*, compte tenu des propriétés géométriques et hydrauliques du bief.



### 1.4.1 Grandeurs mesurées

L'équipement de base d'une station hydrométrique se compose de matériel permettant d'effectuer les opérations de limnimétrie et de débimétrie (jaugeages).

Les deux grandeurs principales mesurées à une station hydrométrique sont :

- *Les hauteurs d'eau* relevées d'une manière *discontinue* sur une *échelle limnimétrique* et, si les variations du plan d'eau sont rapides, sous la forme *continue* des enregistrements *limnigraphiques* ;
- *Les débits*, qui très rarement mesurables sous une forme continue, font l'objet de mesurages périodiques.

Les autres grandeurs mesurées concernent :

- ✓ *La géométrie de la section* : levés topographiques longitudinaux et transversaux
- ✓ *La pente hydraulique*, rarement mesurée en continu, sauf si sa connaissance est indispensable au calcul des débits ;
- ✓ *Les matières en suspension* (argiles et sables) et en *solution* (par analyse ou mesure de la conductivité de l'eau) et d'autres *paramètres physico-chimiques* de l'eau.

### 1.4.2 Le choix du site

Sont pris en compte dans ce choix deux types de critères. Les uns concernent le *mode et la facilité de la gestion de la station* :

- ✓ Accessibilité,
- ✓ Surveillance,
- ✓ Présence d'un observateur etc.

Les autres portent sur les *propriétés naturelles du site* du point de vue géométrique et du régime hydraulique :

- ✓ Adaptation aux mesures hydrométriques,
- ✓ Stabilité du bief et du contrôle,
- ✓ Sensibilité.

## 2. Limnimétrie : mesure des hauteurs d'eau

### 2.1 Généralités

La limnimétrie est l'ensemble des techniques de mesure des niveaux (hauteurs) des rivières, des lacs ou des réservoirs. Les niveaux des rivières, des lacs ou des réservoirs servent directement :

- A la prévision des écoulements,
- A la délimitation des zones exposées aux inondations,
- A la conception d'ouvrages hydrauliques.

Par leurs relations avec les débits des cours d'eau ou les volumes d'eau contenus dans les réservoirs et les lacs, les niveaux d'eau constituent l'information de base pour la détermination des débits ou des stocks.

Le niveau d'eau, ou la hauteur d'eau, est la hauteur de la surface de l'eau d'un cours d'eau, d'un lac, ou d'un autre corps liquide relativement à un plan de référence.

### 2.2 Les limnimètres

La mesure des hauteurs d'eau ou de la variation d'un plan d'eau peut se faire sur n'importe quel repère fixe en mesurant la différence d'altitude entre ce repère et la surface du plan d'eau. Pour permettre une lecture et une comparaison rapide des différentes hauteurs, on utilise généralement une règle graduée fixée sur un support, c'est l'échelle **limnimétrique**.



**Figure 23 :** Echelle limnimétrique

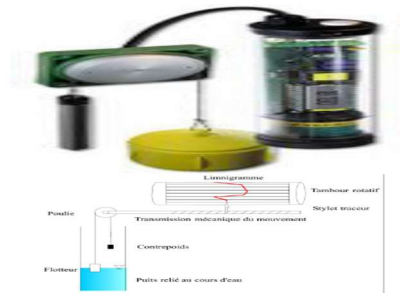
### 2.3 Limnigraphes

Pour connaître en continu les variations d'un plan d'eau, on utilise des *limnigraphes*.

Il existe plusieurs types de limnigraphes. Ils peuvent être classés à la fois selon leur mode de fonctionnement et selon leur mode d'enregistrement.

Les principaux types de limnigraphes utilisés actuellement sont :

- ✓ Les limnigraphes à flotteur ;
- ✓ Les limnigraphes à pression ;
- ✓ Les limnigraphes à capteur piézo-électrique.



**Figure 24 :** Schéma du limnigraphe à flotteur

### 3. Débit métrie : mesure des débits

#### 3.1 Généralités

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

- Les méthodes globales ;
- Les méthodes incomplètes ;
- Les méthodes complètes.

#### 3.2 Méthodes globales de jaugeages

Parmi ces méthodes, on a :

- Les méthodes volumétriques ou capacitatives ;
- Les méthodes hydrauliques ;
- Les méthodes par dilution chimique.

##### 3.2.1 Méthodes volumétriques

Encore appelée méthode capacitive, cette méthode consiste à mesurer le volume  $V$  recueilli par un récipient pendant un temps  $t$ .



**Figure 25 :** mesure du débit par la méthode capacitive

Le débit s'obtient par la relation :

$$Q = \frac{V}{t}$$

### 3.2.2 Méthode hydraulique

Elle repose sur l'implantation dans l'écoulement d'une section de contrôle artificielle (un seuil) permettant d'obtenir un régime critique, donc une relation univoque entre débit  $Q$  et charge  $H$  (hauteur d'eau au-dessus du seuil). La géométrie de ce seuil étant connue, on peut lui appliquer les lois de l'hydraulique de la forme :

$$Q = KCH^n$$

Avec :

$K$  : coefficient de débit lié à  $H$ , la hauteur à l'échelle ;  $C$  et  $n$  : paramètres dépendant des caractéristiques du seuil.

### 3.2.3 La méthode par dilution chimique

Encore appelée méthode par dilution de traceur, cette méthode n'est effectuée avec succès que dans les cours d'eau où l'écoulement est turbulent et permet ainsi un bon brassage du traceur.

Le procédé consiste à injecter une substance chimique de concentration  $C$  connue en amont d'un cours d'eau et à en suivre l'évolution en aval en effectuant des prélèvements réguliers pour observer la concentration au fil du temps.

On peut effectuer ce jaugeage par deux méthodes : par *intégration* ou par *injection à débit constant*.



**Figure 26** : Mesure du débit par la méthode par dilution chimique

Le principe du jaugeage par dilution est très simple. Au droit d'une section d'un tronçon de cours d'eau « I » on injecte un traceur ayant une concentration [C1]. En un point de prélèvement « P », situé à l'aval, on effectue un ou plusieurs prélèvements d'échantillons d'eau et l'on détermine les concentrations [C2] en traceur.

Il devient alors facile d'établir une relation entre le débit (Q) du cours d'eau et les concentrations [C1] et [C2] selon le mode d'injection, soit du principe de continuité (égalité des flux), soit du principe de conservation de masse entre les sections I et P.

$$Q = \frac{(C_1 - C_2)}{C_2} q$$

### 3.3 Méthodes incomplètes

Ce sont les méthodes dans lesquelles le champ des vitesses n'est exploré que de façon partielle. Seules les vitesses de surface sont mesurées. Parmi ces méthodes, on distingue :

- La méthode ultrasonique ;
- La méthode du bateau mobile ;
- La méthode des flotteurs.

Nous ne parlerons ici que de la méthode aux flotteurs, la méthode la plus connue et la plus utilisée lorsque :

- ✓ Les vitesses du courant sont trop fortes ( $v \geq 4$  m/s) ;
- ✓ On ne dispose pas de bateau, ou de tout autre appareillage permettant d'effectuer un jaugeage au mouline.

#### 3.3.1 La méthode aux flotteurs

On installe quatre repères (A, B, C, D) disposés en rectangle, dont deux côtés sont perpendiculaires au sens de l'écoulement et deux autres parallèles aux berges. On détermine les profils en travers AD, BC, et le profil de la section à égale distance entre AD et BC (figure 1). A partir de ces trois profils, on élabore le profil en travers moyen représentatif de la zone du rectangle.

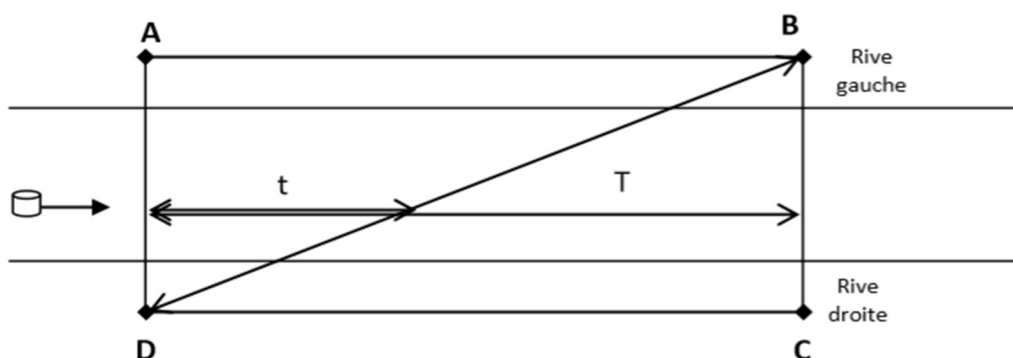


Figure 27 : Dispositif pour jaugeage aux flotteurs

Un opérateur placé en D attend que le flotteur lancé passe par la section AD au point P. Il déclenche alors un chronomètre à double aiguille. Lorsque le flotteur a franchi la diagonale BD, il arrête la première aiguille et note le temps  $t$ . Puis un deuxième opérateur lui signale que le flotteur passe par la section BC et il arrête la deuxième aiguille et note le temps  $T$ .

### 3.4 Les méthodes complètes de jaugeages

Les méthodes complètes de jaugeage sont les méthodes dans lesquelles les trois composantes  $H_m$ ,  $L$ ,  $V_m$  sont mesurées séparément. Parmi ces méthodes, on distingue :

- La méthode au moulinet ;
- La méthode à l'ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler).

#### 3.4.1 Les jaugeages au moulinet

C'est la méthode la plus utilisée de nos jours. Elle consiste à explorer les champs de vitesses dans une section, soit sur la profondeur (technique la plus courante), soit sur la largeur (c'est le « moving boat », technique assez complexe et peu usitée).

#### 3.4.2 La méthode à l'ADCP

L'Acoustic Doppler Current Profiler (ou profileur de courant à effet Doppler) mesure des profils verticaux de la vitesse de l'eau en utilisant l'énergie acoustique.

L'hypothèse de base de la mesure est que les matières en suspension (MES) qu'un cours d'eau transporte toujours avec lui en quantité variable vont à la même vitesse que le courant.

Une impulsion d'ultrasons est émise, réfléchiée par les MES présentes dans l'écoulement, puis retournée vers l'ADCP avec une fréquence  $f_0$  décalée de  $df$  proportionnellement à la vitesse de l'écoulement.

## CHAPITRE V. REPONSE HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT

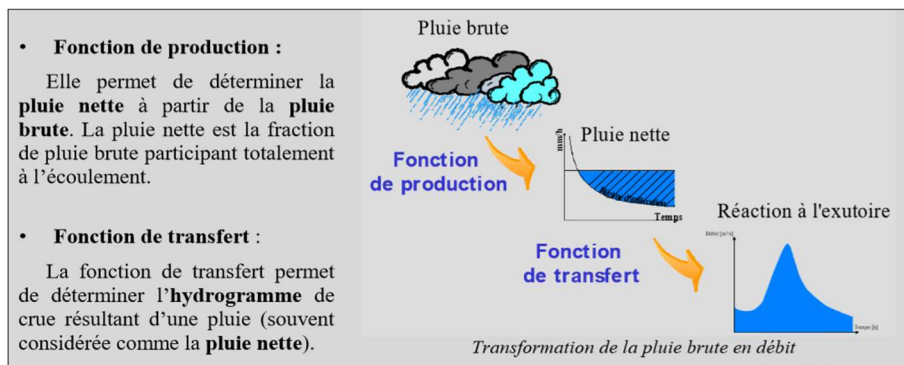
## 1. Définition

La manière dont réagit le bassin lorsqu'il est soumis à une sollicitation se nomme *réponse hydrologique*. Celle-ci peut être **nulle** (absence de modification de l'écoulement ou absence de crue) ou **positive** (écoulement modifié ou crue).

De plus, la *réponse hydrologique* peut-être caractérisée *spatialement* en étant **rapide** ou **retardée**, *temporellement* en étant **totale** ou **partielle**.

## 2. Transformation de la pluie en hydrogramme de crue

La transformation de la pluie en **hydrogramme de crue** se traduit par *l'application successive de deux fonctions*, nommées respectivement **fonction de production** et **fonction de transfert** :



### 3. Facteurs de genèse des crues

### 3.1 Condition aux limites (Forçages atmosphérique)

Ce sont les facteurs climatologiques, soit l'*apport en eau* ou l'*apport en énergie*. Les précipitations forment le principal apport d'eau à un bassin versant. Celles-ci participent directement aux crues lorsqu'il s'agit de pluies, ou après fonte lorsqu'il s'agit de neige.

En effet pour un évènement pluvieux donné, les caractéristiques de l'hydrogramme de crue dépendent :

- Du volume d'eau apportée par la précipitation ;
- De l'intensité de la précipitation ;
- De la durée de la précipitation.

De la même manière que les précipitations, l'apport en énergie, influe lui aussi sur les débits de crue et cela en participant à l'évaporation de l'eau se trouvant sur le sol, ainsi une importante quantité est évaporée et va influencer la redistribution de l'eau dans le sol (Ambroise, 1998).

Ainsi la quantité d'eau rejoignant le sol se voit diminuée de façon importante, et ne participe plus aux débits d'écoulement.

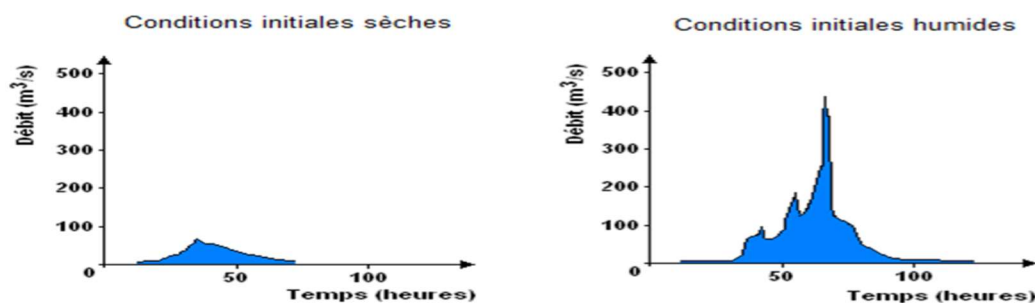
### 3.2 Conditions initiales

Ce sont les facteurs en rapport avec le bassin versant, appelées aussi conditions initiales, on en cite :

#### 3.2.1 Conditions d'humidité initiale du bassin

A un même apport d'eau et d'énergie ne correspond pas forcément la même réponse en débit. La réponse d'un bassin versant à une sollicitation pluvieuse dépend fortement des conditions d'humidité initiales de ce dernier.

La figure 24 montre la soumission d'un même bassin versant à une même sollicitation pluvieuse simulée, mais à des conditions d'humidité différentes (à gauche condition initiale sèche, à droite condition initiale humide).



**Figure 28 :** Influence des conditions antécédentes d'humidité sur le comportement hydrologique d'un bassin versant (Benkhaled et al, 2004).

#### 3.2.2 Surface du bassin

En général le débit de crue augmente si la surface du bassin augmente, plusieurs formules donnent le débit de crues en fonction de la surface de bassin dont celle donnée par Réménieras (1976) pour des bassins versants de surface (A) allant de 100 à 96 600 km<sup>2</sup> :

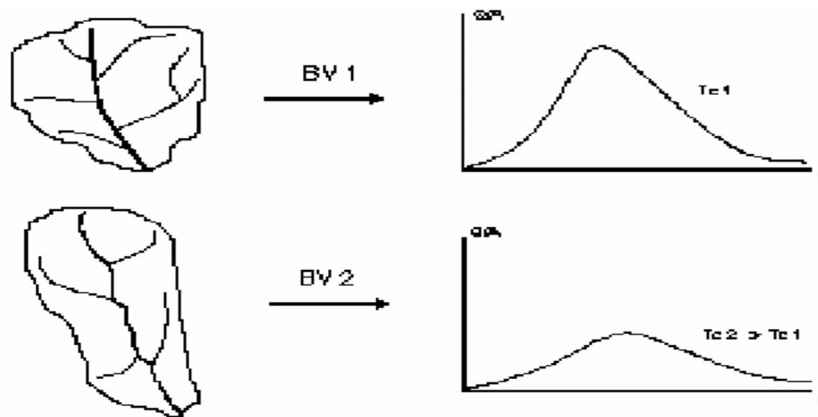
$$Q = 1,61 S^{0,70}$$



### 3.2.3 Forme du bassin

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire. Par exemple, une *forme allongée favorise*, pour une même pluie, les *faibles débits de pointe de crue*, et vice versa, la *crue est d'autant plus pointue que le bassin est ramassé* sur lui-même, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants.

Ce phénomène est lié à au temps de concentration (figure 29).



**Figure 29 :** Influence de la forme du bassin versant sur l'hydrogramme des crues.

De même que les paramètres cités précédemment, la réponse d'un bassin versant dépend aussi du relief ou de la topographie du bassin (des pentes spécialement au sens de la vitesse d'écoulement), de la géologie (au sens de l'infiltration) ainsi que de la végétation et du taux d'interception des précipitations par les végétaux.

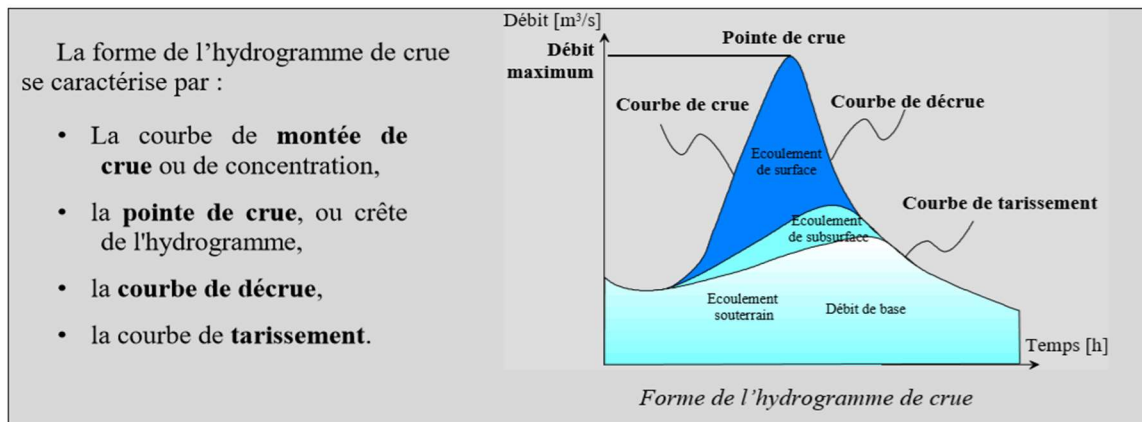
## 4. Intérêts de l'étude des crues

Considérée comme un fléau, il est utile de bien connaître les crues pour les raisons suivantes :

- La gestion du système hydraulique concerné (cours d'eau, affluent et exutoire, lacs naturels ou artificiels) ;
- La gestion des bassins versants à partir desquels se forme la crue ;
- La gestion du risque hydrologique dû aux crues (risque d'inondation).

## 5. Analyse des événements pluies-débits

L'analyse des événements pluies-débits requiert la connaissance d'un certain nombre d'éléments caractéristiques de la crue (*forme et durées caractéristiques*).



C'est la courbe de *tarissement* ou d'*étiage* qui est utilisé dans le **dimensionnement des ouvrages d'AEP**. La courbe de tarissement est en réalité la courbe de décroissance du débit après un temps assez long consécutif à l'arrêt de tout ruissellement et de toute averse sur le bassin versant.

La *courbe de tarissement* ou d'*étiage* est donc l'expression de l'écoulement souterrain sur toute la superficie du bassin versant. Son étude est très importante pour l'évaluation des réserves d'eau souterraine d'un bassin versant.

La décroissance des débits pendant la période d'étiage suit généralement une loi de décroissance exponentielle, appelée **loi de Maillet** de la forme :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha(t-t_0)}$$

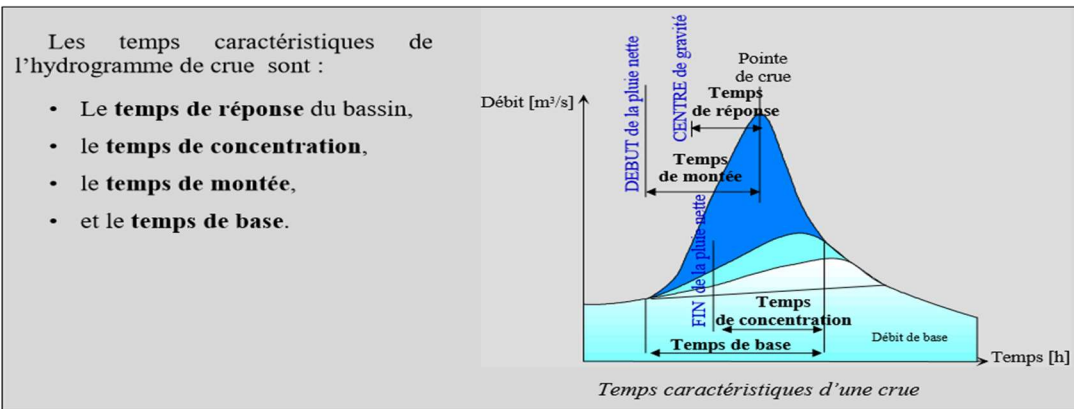
Où :

$Q_t$  : c'est le débit final au temps  $t$  ;  $Q_0$  : c'est le débit initial à l'instant  $t_0$ . Il correspond au débit d'étiage.

$t - t_0$  : c'est le temps exprimé en jours entre l'on observation du débit  $Q_0$  et  $Q_t$ .

$\alpha$  : est appelé coefficient de tarissement à déterminer. Il a pour dimension l'inverse du temps.

La loi de Maillet permet d'étudier les eaux souterraines car lors de la phase de tarissement ou d'étiage, le cours d'eau est uniquement alimenté par les eaux souterraines.



- *Le temps de montée* : c'est l'intervalle de temps séparant le début de crue du maximum de la crue. C'est encore le temps nécessaire pour atteindre le débit de pointe.
- *Le temps de base* : c'est l'intervalle de temps séparant le début de crue de la fin du ruissellement retardé.
- *Le temps de concentration* : est considéré comme le temps caractéristique de l'écoulement sur un bassin versant. Il est défini comme le temps que met l'eau tombée au point le plus éloigné en amont du bassin versant pour arriver à l'exutoire.

Il est déterminé par deux méthodes différentes : les *formules empiriques* ou par une *analyse des événements* « averse-crue ».

Nous présentons ici les formules empiriques les plus utilisées :

#### 1°/ Formule de Giandotti :

$$T_C = \frac{4\sqrt{S} + 1,5L}{0,8\sqrt{D_H}}$$

Où :

S : surface du BV en Km² ; L : longueur du cours d'eau principal en Km ;

DH : différence entre l'altitude moyenne et l'altitude minimale de BV en m.

#### 2°/ Formule de Kirpich (bassin urbain) :

$$T_C = 0,0195 L^{0,77} \cdot I^{-0,5}$$

Avec L : longueur de l'écoulement (en m) et I : la pente (en m/m).

#### 3°/ Formule de Sogreah (bassin semi-rural) :

$$T_C = 0,9 S^{0,35} \cdot C_r^{-0,35} \cdot I^{-0,5}$$

Avec :

S : la surface (en ha),

Cr : coefficient de ruissellement

I : la pente (en m/m)

**4°/ Formule de Passini (bassin rural) :**

$$T_C = 64,8 (S \cdot L)^{1/3} I^{-0,5} \text{ (en min)}$$

Avec :

S : la surface du BV (Km<sup>2</sup>), L : longueur de l'écoulement (Km) ; I : la pente (m/m)

**5°/ Formule de Ventura :**

$$T_C = 0,763(S/I)^{0,5}$$

- *Le temps de réponse* : c'est l'intervalle de temps séparant le moment où 50% de la pluie utile est tombée du maximum de la crue.

❖ **Types d'écoulement sur l'hydrogramme**

Sur l'hydrogramme, on distingue d'une part les **périodes d'étiage** pendant lesquelles les *écoulements de la rivière sont essentiellement dus à une alimentation par les nappes phréatiques* (nappes libres) et d'autres part, les **périodes de crues** pendant lesquelles les *débits de la rivière sont dus aux pluies directes sur les lits du cours d'eau et de trois types d'écoulement* que sont :

**1°/ Ecoulement de surface** : c'est l'eau libre qui ruisselle à la surface des sols du bassin versant

**2°/ Ecoulement hypodermique ou ruissellement de subsurface.** Il s'agit de l'eau libre qui s'écoule par gravité dans les premiers centimètres du sol.

Ces deux termes (écoulement de surface et écoulement hypodermique) constituent ce qu'on appelle **écoulement rapide des crues**.

**3°/ Ecoulement souterrain ou écoulement de base** : il correspond aux eaux des nappes. Cet écoulement constitue ce qu'on appelle écoulement ou **ruissellement retardé**.

## 6. Notions de période de retour

Les projets d'aménagements hydrauliques ou hydrologiques sont souvent définis par rapport à une averse type associée aux fréquences probables d'apparition. Lorsque l'on étudie des grandeurs comme les *précipitations* (caractérisées à la fois par leur hauteur et leur durée) ou les *débits de crue* d'un point de vue statistique, on cherche donc à déterminer par exemple la probabilité pour qu'une intensité  $i$  ne soit pas atteinte ou dépassée (c'est-à-dire soit inférieure ou égale à une valeur  $x_i$ ).

Cette probabilité est donnée, si  $i$  représente une variable aléatoire, par la relation suivante :

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

On nomme cette probabilité *fréquence de non-dépassement* ou *probabilité de non-dépassement*. Son complément à l'unité  $1 - F(x_i)$  est appelé *probabilité de dépassement*, *fréquence de dépassement* ou encore *fréquence d'apparition*.

On définit alors le *temps ou la période de retour*  $T$  d'un événement comme la durée moyenne au cours de laquelle, statistiquement, un événement d'une même intensité se reproduit. En d'autres termes, c'est l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement.

Soit :

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

En hydrologie, la période de retour est exprimée en année. Pour un événement de période de retour  $T$ , la probabilité de cet événement de se produire chaque année est  $1/T$ .

Si on a de longues chroniques à disposition ( $> 30$  ans), on ajuste une loi statistique.

### 6.1 Quelques lois statistiques d'ajustement

Il existe différentes lois d'ajustement :

- Gumbel, Gamma, Pearson : lois généralement utilisées pour l'étude des extrêmes ;
- Weibull : loi qui montre des résultats intéressants dans l'étude des étiages.

L'utilisation de plusieurs lois permet de prendre en compte des incertitudes dans l'estimation. Dans le cadre de ce cours, nous allons nous limiter juste à la présentation de la loi de Gumbel dans l'estimation de débit de pointe du projet.

## 6.2 Risque hydrologique et fiabilité d'un ouvrage

En hydrologie opérationnelle, le *risque hydrologique* est la probabilité que le critère de conception d'un ouvrage soit dépassé au moins une fois durant sa vie utile (n années). Il est donné par la relation :

$$R = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n$$

Par contre, la *fiabilité d'un ouvrage* est le complémentaire du risque hydrologique :

$$F = \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n$$

En d'autres termes, c'est la probabilité que l'ouvrage ne soit jamais submergé en T années successives.

## 6.3 Courbes IDF

### 6.3.1 Qu'est-ce qu'une courbe IDF ?

Il est bien connu que l'intensité (le I d'IDF) de la pluie est très variable. Aux profanes cette variabilité peut sembler totalement aléatoire. Pour celui qui s'y intéresse d'un peu plus près, même s'il n'est pas météorologue, il apparaît toutefois qu'il y a certaines « règles » observables qui régissent le phénomène.

De l'observation on déduit que, « en moyenne », plus la durée analysée (le D d'IDF) augmente, plus l'intensité diminue : les averses les plus brèves sont souvent les plus violentes ; au contraire les longues pluies, d'automne par exemple, sont généralement assez « tranquilles » (de faible intensité).

Cette tendance à l'augmentation de l'intensité lorsque la durée diminue, ou inversement à la diminution de l'intensité lorsque la durée augmente, n'est toutefois qu'une moyenne. Finalement, pour mieux caractériser le phénomène on associe à chaque événement une probabilité d'apparition.

Pratiquement les ingénieurs hydrologues parlent de temps de retour : tel événement se produit, en moyenne sur une longue période, toutes les x années. On parle de fréquence d'apparition.

Ainsi donc, par l'observation soigneuse des précipitations et l'analyse statistique des résultats il est possible d'établir une « loi » de comportement qui lie l'intensité, la durée et la fréquence (la notion de fréquence est en fait exprimée par la notion de temps de retour) : c'est une courbe IDF.

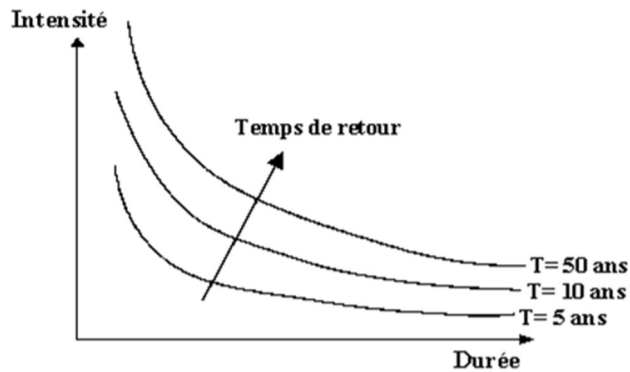


Figure 30 : Les courbes IDF (Intensité-Durée-Fréquence)

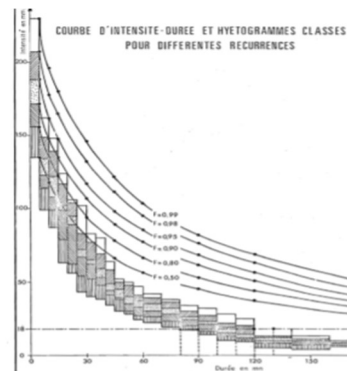
Donc, les **courbes IDF** mettent la relation entre les intensités, la durée et la fréquence d'apparition des pluies qui sont liées par deux lois générales de pluviosité :

- ✓ Pour une même fréquence d'apparition (donc un même temps de retour) l'intensité d'une pluie est d'autant plus forte que sa durée est courte.
- ✓ A durée de pluie égale, une précipitation sera d'autant plus intense que sa fréquence d'apparition sera petite (donc que son temps de retour sera grand).

### 6.3.2 Pour quoi les courbes IDF ?

Les courbes IDF servent à calculer l'intensité des pluies pour différentes périodes de retour. Cette intensité sera introduite dans la relation de la **méthode rationnelle**.

Durée de la tranche [mn]	Fréquence					
	0.50	0.80	0.90	0.95	0.98	0.99
5	135	156	171	188	207	230
10	118	135	147	161	177	196
15	107	123	135	146	165	180
30	81	94	107	117	132	146
45	66	79	89	99	111	122
60	57	67	77	86	95	104
90	45	53	62	68	77	82
120	37	44	51	57	64	69
180	28	32	37	40	45	50



Les courbes IDF servent donc pratiquement à l'application de la *méthode rationnelle* pour l'estimation de débit de pointe d'une crue. Cette méthode est donnée par la relation simple :

$$Q_p = 0,278 \times C_R \times I \times A$$

Où

$Q_P$  : débit de pointe à l'exutoire du bassin versant ( $m^3/s$ )

$C_R$  : coefficient de ruissellement du bassin

$I$  : intensité de pluie pour une averse d'une durée  $d$  ( $= T_C$ ) et d'une période de retour  $T$  (mm/h)

$A$  : surface du bassin versant ( $K m^2$  ou Ha).

Avec  $I = 60 \times a \times T_C^{-b}$

$a$  et  $b$  : coefficients de Montana.

	Coefficients de Montana		H (mm)	I (mm/h)
Période de retour	a	b		
2 ans	6,057	0,757	19,4	9,7
10 ans	12,31	0,811	30,4	15,2
100 ans	20,712	0,842	44,1	22,1

#### ❖ Estimation du volume à partir de $Q_P$ par la méthode rationnelle

$$V_{tot} = Q_P \times T_C \text{ (m}^3\text{)}$$

Où :

$Q_P$  : débit de pointe en  $m^3/s$  ;  $T_C$  : temps de concentration (s)

**N.B** : la méthode rationnelle ne s'applique que pour des bassins versants non équipés et dont la superficie est comprise entre 2 et 10  $km^2$ .

### 6.4 Estimation du débit de projet par la méthode de Gumbel

Le dimensionnement des ouvrages hydrauliques (dallot, buses, etc. figure 26) nécessite la détermination correcte des débits et des volumes de crue, qui varient en fonction de l'intensité et de la durée des précipitations.

Les débits et les hydrogrammes de ruissellement peuvent être appréhendés au moyen des différentes méthodes plus ou moins sophistiquées, au libre choix du spécialiste chargé du dimensionnement. La méthode de Gumbel constitue l'une d'entre elles.





**Figure 31** : quelques ouvrages hydrauliques sous-chaussées

En règle générale, on prend en compte un temps de retour (2 ans, 5 ans, 10 ans, 20 ans, 50 ans, 100 ans, 1000 ans, etc.) pour calculer la pluie de projet (pluie servant de référence pour calculer les débits et les volumes d'eau à gérer) en site rural ou urbain.

Les étapes suivantes permettent de calculer les débits des projets pour une période de retour donnée :

1°/ Préparation de la série des données des débits :

- ✓ Trier les valeurs dans l'ordre croissant ;
- ✓ Attribuer un rang à chaque valeur.

2°/ Calcul de la fréquence empirique pour chaque rang (équation de Hazen) :

$$\frac{r - 0,5}{n}$$

Où  $r$  : rang dans la série de données classées par valeurs croissantes

$n$  : taille de l'échantillon

3°/ Calcul de la variable réduite «  $u$  » de Gumbel :

$$u = -\ln(-\ln(Fx)) ; \text{ connaissant que la période de retour } T = \frac{1}{1-F(x)}$$

4°/ Représentation graphique des couples  $(u_i, x_i)$  de la série à ajuster

5°/ Ajustement d'une relation linéaire de type aux couples  $(u_i, x_i)$  et déduction de deux paramètres  $a$  et  $b$  :

Avec un ajustement de type graphique, on a alors une estimation des paramètres  $a$  et  $b$

6°/ Utilisation du modèle statistique pour estimer les débits de pointe de différents temps de retour :

$$Q_P = a + bu$$

### 6.5 Choix de la période de retour de pluie/débit

La pluviométrie de la zone de projet de route est l'une des données les plus importantes pour le dimensionnement des ouvrages sous-chaussés, des différents réseaux, des ponts....

La courbe IDF reliant les intensités des pluies à leurs durées pour chacune des fréquences de leur apparition est d'une importance capitale de cette phase du projet. Elle permet d'estimer les débits des exutoires identifiés.

Pour la collecte des eaux superficielles, lorsqu'il s'agit des *autoroutes* et voies rapides urbaines, *une période de retour de 50 à 100 ans* est généralement choisie pour les *petits ouvrages hydrauliques*, en vérifiant que l'eau n'atteint pas le bord de la chaussée.

Pour les *routes de moyenne importance*, *une période de retour de 10 à 25 ans* est généralement choisie. Alors que, s'il s'agit des *ponts* qui traversent les grands cours d'eau, des périodes de retour de 100, 200 et même 500 ans de débit de crue de projet sont pris en considération.

La période de retour « T » à prendre en compte doit dans chaque cas, faire l'objet d'une analyse mettant en regard le coût d'investissement de l'infrastructure, ainsi que les conséquences d'un débordement pour.

**REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

1. André Musy : Hydrologie une science pour l'ingénieur presses polytechniques romandes, 2004.
2. Audenet M.: hydrométrie appliquée aux cours d'eau, Eyrolles.
3. Dubreuil P : Initiation à l'analyse Hydrologique, Masson et Cie Edition Paris, 1974.
4. G. JACCON - Manuel d'hydrométrie ORSTOM - Tome V - Tracé de la courbe de tarage et calcul des débits.
5. M. ALDEGHERI - Manuel d'hydrométrie ORSTOM - Tome IV - Mesure des débits à partir des vitesses.
6. M. AUDINET Hydrométrie appliquée aux cours d'eau. Coll.de la D.E.R.E.F. - G. REMENIERAS L'hydrologie de l'ingénieur. Coll. de la D.E.R.E.F.
7. V. LAGLAINE, I. NOURI, F.D. VUATAZ (1990) - Cycle postgrade inter-universitaire en hydrologie et hydrogéologie. Résumé des cours. Cours de base, fondements et spécialisation en hydrologie. n° 184 -. Lausanne.
8. M. ROCHE (1963) Hydrologie de surface.
9. J. LLAMAS (1997) - Hydrologie générale - Principes et applications.

