

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
UNIVERSITÉ MUSTAPHA STAMBOULI DE MASCARA



Faculté des Sciences et de la Technologie  
Département d'Hydraulique

# COURS D'HYDROLOGIE I



**Préparé par : M<sup>me</sup> KETROUCI Khadidja épouse BOUABSA**

**Année Universitaire : 2020 / 2021**

## AVANT PROPOS

Ce cours d'hydrologie s'adresse aux étudiants de **deuxième année LMD** en hydraulique. Il représente aussi une référence très utile pour les étudiants de la troisième année et du master en hydraulique, ainsi que pour les ingénieurs pratiquants, lorsque la théorie s'est quelque peu « rouillée ».

Ce cours est organisé en cinq chapitres principaux :

Le premier chapitre propose une partie introductive et descriptive de l'hydrologie de surface afin de comprendre les composantes du cycle de l'eau et le calcul du bilan hydrologique.

Le deuxième chapitre décrit les caractéristiques géomorphologiques et topographiques du bassin versant en utilisant les formules de quantification.

Le troisième chapitre se décompose en deux parties. La première présente quelques définitions et les principaux instruments utilisés pour mesurer l'évapotranspiration ainsi que les approches théoriques couramment utilisés pour le calcul de ce paramètre. La seconde partie de ce chapitre décrit le phénomène de l'infiltration ainsi que les principaux facteurs influençant ce dernier.

Le quatrième chapitre présente quelques notions sur les précipitations, leurs classifications, les appareils de mesure, ainsi que les concepts et les outils mathématiques nécessaires pour décrire et étudier ce phénomène. Le cinquième chapitre est dédié à l'hydrométrie des cours d'eau; ou on trouve la méthodologie et les techniques de la mesure des hauteurs d'eau et des débits dans les cours d'eau, la station de jaugeage, ainsi que le tarage des stations hydrométriques.

# TABLE DES MATIERES

## CHAPITRE I : CYCLE ET BILAN HYDROLOGIQUES

I.1) Introduction	01
I.2) Etat et situation de l'eau	01
I.3) Définition et composante du cycle hydrologique	02
I.4) Le bilan hydrique	04
I.5) Applications sur le 1 <sup>er</sup> chapitre	05

## CHAPITRE II: LE BASSIN VERSANT ET SON COMPLEXE

II.1) Définition	06
II.2) Caractéristiques morphométriques	07
II.2.1) Surface A	07
II.2.2) Le périmètre P	08
II.2.3) L'indice de compacité (KG)	08
II.2.4) Le rectangle équivalent	09
II.2.5) Caractéristiques des altitudes (hypsométrie)	10
II.2.6) Les altitudes caractéristiques	11
II.2.7) Les indices de pente	12
II.3) Caractéristiques du réseau hydrographique	14
II.3.1) Hiérarchisation du réseau	14
II.3.2) Les lois de Horton	15
II.3.3) Autres caractéristiques du chevelu	16
II.3.4) Profils en long	17
II.4) Caractéristiques géologiques	18
II.5) La couverture végétale	19
II.6) Applications sur le 2 <sup>eme</sup> chapitre	20

## CHAPITRE III : EVAPORATION ET INFILTRATION

III.1) Introduction	22
III.2) Quelques définitions	22
III.3) Facteurs influençant l'évaporation	22
III.4) Mesure de l'évaporation	23
III.4.1) Mesures de l'évaporation à partir d'une surface libre	23

III.4.1.1) Bac classe A (du Weather Bureau, U.S.A. in Laborde JP ( 2009))	23
III.4.1.2) Bac Colorado et Bac ORSTOM	23
III.4.1.3) Bac CGI 30	24
III.4.2) Mesure de l'évaporation à partir des surfaces poreuses	24
III.4.2.1) Le "Black Bellani	24
III.4.2.2) Le Piche	25
III.5) Mesures et estimation de l'évapotranspiration	25
III.5.1) Notion d'évapotranspiration réelle et potentielle	25
III.5.1.1) Mesures directes	25
III.5.1.2) L'évapotranspiromètre	26
III.5.2) Estimation de l'évapotranspiration	27
III.5.2.1) Formule de Turc 1960	27
III.5.2.2) Formule de Blaney- Criddle	28
III.5.2.3) Méthode Thornthwaite	28
III.5.2.4) Formule de Penman	29
III.5.2.5) Formule dite ANRH	30
III.5.3) Estimation de l'évapotranspiration réelle ETR	32
III.6) Le phénomène d'infiltration	32
III.6.1) Définitions et paramètres descriptifs de l'infiltration	32
III.6.2) Facteurs influençant l'infiltration	34
III.6.3) Mesure de l'infiltration	35
III.6.3.1) Infiltromètre à submersion	35
III.6.3.2) Infiltromètre à aspersion	36
III.6.4) Modèles utilisés pour l'estimation de la capacité d'infiltration d'un sol	36
III.7) Applications sur le chapitre 3	38
<b>CHAPITRE IV : LES PRECIPITATIONS</b>	
IV.1) Introduction	41
IV.2) Définition	41
IV.3) Formation des précipitations	41
IV.4) Classification des précipitations	43
IV.4.1) Précipitations du système convectif	43

IV.4.2) Précipitations orographiques	43
IV.4.3) Précipitations cycloniques ou de fronts (chaud ou froid)	44
IV.5) Mesure des précipitations	45
IV.5.1) Le pluviomètre	45
IV.5.2) Le pluviographe	45
IV.6) Réseau d'observation et publication des données	47
IV.6.1) Le réseau d'observation	47
IV.6.2) Publication des données	48
IV.6.3) Analyse et contrôle de la mesure ponctuelle	50
IV.6.4) Contrôle de l'homogénéité des relevés pluviométriques et correction des erreurs	51
IV.7) Calcul de la pluie moyenne sur un bassin versant	55
IV.7.1) Calcul de la pluie moyenne, par la méthode arithmétique	55
IV.7.2) Calcul de la pluie moyenne par la méthode de Thiessen	55
IV.7.3) La méthode analytique	56
IV.7.4) Calcul de la pluie moyenne par la méthode des isohyètes	56
IV.8) L'analyse des averses	58
IV.9) Les courbes intensité-durée-fréquence (I.D.F)	59
IV.10) Applications sur le chapitre 4	62
<b>CHAPITRE V : L'HYDROMETRIE</b>	
V.1) Introduction	65
V.2) Les méthodes de jaugeages	66
V.3) Mesure de la hauteur d'eau	67
V.3.1) Les échelles limnimétriques	67
V.3.2) Les limnigraphes	68
V.4) Stations de jaugeage	72
V.4.1) Le jaugeage par exploration du champ de vitesse	72
V.4.2) Les jaugeages par dilution (chimiques)	77
V.4.3) Mesure de débit à l'aide d'ouvrages calibrés	80
V.4.3.1) Divers types d'installation	80
V.5) Présentation des données hydrométriques	86
V.5) Applications sur le chapitre 4	87

## LISTE DES FIGURES

### CHAPITRE I : CYCLE ET BILAN HYDROLOGIQUES

Figure I.1 : cycle de l'eau 03

### CHAPITRE II: LE BASSIN VERSANT ET SON COMPLEXE

Figure II.1 : exemple d'un bassin versant 06

Figure II.2 : Distinction entre bassin versant réel et bassin versant topographique 07

Figure II.3 : la surface d'un bassin versant 08

Figure II.4 : schématisation du périmètre pour différent bassins versants 08

Figure II.5 : relation entre le coefficient de Gravelius et le débit à l'exutoire 09

Figure II.6 : Exemple de schéma d'un rectangle équivalent 10

Figure II.7 : Exemple de courbe hypsométrique et histogramme de fréquences altimétrique 11

Figure II.8 : Quelques géométries types des réseaux hydrographiques 14

Figure II.9 : Hiérarchisation du réseau hydrographique 15

Figure II.10 : Le rapport de confluence " Rc" pour différents réseaux hydrographiques 16

Figure II.11 : relation entre la densité de drainage et le débit à l'exutoire 17

Figure II.12 : profils en long d'un bassin versant 18

### CHAPITRE III : EVAPORATION ET INFILTRATION

Figure III.1 : bac « classe A » 23

Figure III.2: bac Colorado 23

Figure III. 3 : jauge à crochet 24

Figure III.4 : Un exemple d'un Atmomètre 24

Figure III.5 : L'Atmomètre de Piche 25

Figure III.6: Mesure de l'évapotranspiration réelle par lysimètre 26

Figure III.7: Schéma d'un évapotranspiromètre 27

Figure III.8: Evolution du coefficient correctif mensuel 31

Figure III.9 : Evolution générale du régime d'infiltration et de l'infiltration cumulative 3 3

Figure III.10 : Régime d'infiltration et capacité d'infiltration d'un sol 34

Figure III.11 : Evolution de l'infiltrabilité dans le temps 35

Figure III.12 : Infiltromètre à double anneau à charge constante 36

## **CHAPITRE IV : LES PRECIPITATIONS**

Figure IV.1 : Formation des gouttes nuageuses et des gouttes de pluies	42
Figure IV.2 : Taille et caractéristiques des gouttelettes	42
Figure IV.3 les différentes phases du système convectif	43
Figure IV.4. Précipitations orographiques	44
Figure IV.5 : Précipitations associés à un front chaud et froid	44
Figure IV.6: Schéma du pluviomètre association	45
Figure IV.7 : Courbe des pluies cumulées	46
Figure IV.8 : Schéma et image du pluviographe à augets basculeurs	46
Figure IV.9 : Schéma et image du pluviographe à pesée	47
Figure IV.10 : feuille d'enregistrement sous forme de pluviogramme	49
Figure IV.11 : Un hyétogramme des pluies	49
Figure IV.12 : Schéma représentatif du réseau pluviométrique d'un bassin versant	55
Figure IV.13 : Schéma représentatif de la méthode de Thiessen	56
Figure IV.14 : Schéma représentatif de la méthode des isohyètes	57
Figure IV.15: exemple de courbe des pluies cumulées(a) et hyétogramme (b)	59
Figure IV.16: Allure des courbes IDF	60

## **CHAPITRE V : L'HYDROMETRIE**

Figure V.1 : Passage d'un limnigramme à un hydrogramme	65
Figure V.2 : Echelles limnimétriques inclinée et verticale	67
Figure V.3 : fixation de l'échelle limnimétriques	68
Figure V.4 : Schéma du limnigraphe à flotteur	69
Figure V.5 : Schéma du limnigraphe à pression	69
Figure V.6 : type d'appareil qui a remplacé progressivement les anciens limnigraphes à bulle	71
Figure V.7 : Principe de fonctionnement des Limnigraphes à ultra-sons	71
Figure V.8: champ des vitesses à travers une section d'un cours d'eau	72
Figure V.9 : schéma au jaugeage au moulinet	73
Figure V.10: Technique de jaugeage au flotteur	74
Figure V.11: Exemple de la méthode des paraboles	76
Figure V.12: détermination des surfaces par la méthode des isotaches	77
Figure V.13: Principe du jaugeage par dilution; mode opératoire	78

Figure V .14 : Principe du jaugeage par injection à débit constant	79
Figure V .15: Principe du jaugeage par intégration (injection instantanée)	80
Figure V .16 : Types d'aménagements pour les jaugeages	81
Figure V.17. : Déversoir triangulaire à paroi mince	82
Figure V.18. : Déversoir rectangulaires en mince paroi	83
Figure V.19. : Schéma d'un déversoir rectangulaire à seuil épais	84
Figure V.20 : Schéma d'un canal venturi	85

## **LISTE DES TABLEAUX**

### **CHAPITRE I: CYCLE ET BILAN HYDROLOGIQUES**

Tableau I.1: Etats et situations de l'eau dans le cycle	01
---	----

### **CHAPITRE II: LE BASSIN VERSANT ET SON COMPLEXE**

Tableau II.1 : Répartition hypsométrique du bassin versant (Tafna amont)	10
Tableau II.2 : Classification selon l'O.R.S.T.O.M du relief selon la dénivelée spécifique	13
Tableau II.3 : classification de L'O.R.S.T.O.M des groupes géologiques	19

### **CHAPITRE III: EVAPORATION ET INFILTRATION**

Tableau III.1 : Coefficient d'évaluation des durées théoriques d'insolation pour la formule de	31
Tableau III.2 : Coefficient régional	31
Tableau III.3 : Principales fonctions d'infiltration utilisées	37

### **CHAPITRE IV: LES PRECIPITATIONS**

Tableau IV.1: densité des stations pluviométriques en considérant différentes régions	48
---	----

### **CHAPITRE V: L'HYDROMETRIE**

Tableau V.1 : Points de mesure de vitesse.	75
--	----

# CHAPITRE I

---

## CYCLE ET BILAN HYDROLOGIQUES

---

### TABLE DES MATIERES :

Introduction	1
Définition et composante du cycle hydrologique	2
Notion de bilan hydrique	4
Applications sur le chapitre I	5

## I.1) Introduction :

L'hydrologie est la science de la terre qui s'intéresse au cycle de l'eau, c'est-à-dire aux échanges entre l'atmosphère, la surface terrestre et son sous-sol. Donc le cycle de l'eau, appelé aussi cycle hydrologique, est l'ensemble des cheminements que peut suivre une particule d'eau. Ces mouvements, accompagnés de changements d'état, peuvent s'effectuer dans l'atmosphère, à la surface du sol et dans le sous-sol. Chaque particule n'effectue qu'une partie de ce cycle et avec des durées très variables : une goutte de pluie peut retourner à l'océan en quelques jours alors que sous forme de neige, en montagne, elle pourra mettre des dizaines d'années (*Laborde JP ; 2009*).

## I.2) Etat et situation de l'eau :

L'eau est la source principale et originelle de toute vie. Elle se présente, dans la nature, sous trois états :

- **Solide** : neige et glace.
- **Liquide** : eau chimiquement pure ou chargée en solutés.
- **Gazeux** : à différents degrés de pression et de saturation.

On schématise les états et les situations de l'eau dans le cycle de la façon suivante dans le tableau I.1 (*Laborde JP ; 2009*) :

**Tableau I.1** : Etats et situations de l'eau dans le cycle (*Laborde JP ; 2009*)

<b>Etats</b>	<b>Principaux stocks</b>	<b>Phénomènes de transport</b>
Vapeur, nuages, brouillards	Humidité atmosphérique, évapotranspiration	évaporation
liquide	Océans, mers, lacs, eaux souterraines.	Pluie, cours d'eau, nuages, circulations souterraines
solide	Glaciers, manteaux neigeux, calottes polaires	Neige, grêle, écoulement des glaciers

### **I.3) Définition et composante du cycle hydrologique**

La notion de **cycle hydrologique** englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement des eaux sur la terre. Cette définition implique que les mécanismes régissant le cycle hydrologique surviennent conjointement. Le cycle hydrologique n'a donc ni commencement, ni fin (*André Musy ; 2004*). Les processus impliqués dans le cycle hydrologique sont (voir figure I.1) :

- ***L'évaporation :***

L'évaporation est le passage de la phase liquide à la phase gazeuse. Il s'agit de l'évaporation physique. Les plans d'eau et la transpiration de la végétation sont les principales sources de vapeur d'eau. Elle vient principalement des océans qui couvrent 70% de la surface terrestre. L'évaporation annuelle moyenne à partir des océans est estimée à 1400 mm cependant pour les autres sources (plans d'eau, sol humide, à partir de l'atmosphère en temps de pluie et à travers *la transpiration* de la végétation) est estimée à 480 mm/an (*Bennis Saad ; 2009*). On groupe sous le nom *d'évapotranspiration* l'ensemble des processus d'évaporation et de transpiration.

- ***Précipitation :***

Les nuages formés par évaporation peuvent être transportés par les vents et les courants. Ces mouvements d'air sont générés par le gradient de pression qui existe entre les centres de haute et de basse pression. Sous certaines conditions atmosphériques (changement de température et de pression) ces nuages se condensent et tombent sous l'effet de la gravité sous forme des précipitations. Celles-ci peuvent être solides ou liquides.

- ***L'interception et le stockage dans les dépressions :***

Une partie de la pluie (ou dans certains cas la neige) peut être retenue par la végétation et n'atteignant jamais le sol ce qui forme *l'interception*. Ce paramètre est souvent négligé dans la pratique parce qu'il est difficile à évaluer. *Le stockage dans les dépressions* est, tout comme l'interception, souvent associé aux pertes. On définit l'eau de stockage comme l'eau retenue dans les creux et les dépressions du sol pendant et après une averse (*André Musy ; 2004*).

- ***Infiltration et percolation :***

Quand les précipitations qui tombent sur le sol sont liquides, une partie pénétrant dans les couches superficielles ce qui désigne *l'infiltration*. Si l'eau continue à s'infiltrer profondément dans le sous-sol pour rejoindre les nappes souterraines profondes on est à la présence du phénomène de *percolation*.

- **Écoulement souterrain :**

On a pu observer dans certaines situations que les nappes souterraines alimentent horizontalement les cours d'eau et les lacs avoisinants durant les jours et les mois qui suivent les infiltrations verticales dans le sol (*Bennis Saad; 2009*).

- **Ruissellement de surface :**

La partie des précipitations qui ne s'est pas infiltrée ou évaporée ou n'a pas été interceptée par la végétation, sous l'effet de la pesanteur va s'écouler vers le réseau hydrographique et les étendues d'eau qu'elle alimente. On estime qu'annuellement seulement 320 mm des 800 mm d'eau tombant sur les terres retournent aux océans sous forme de ruissellement de surface (*Bennis Saad; 2009*).

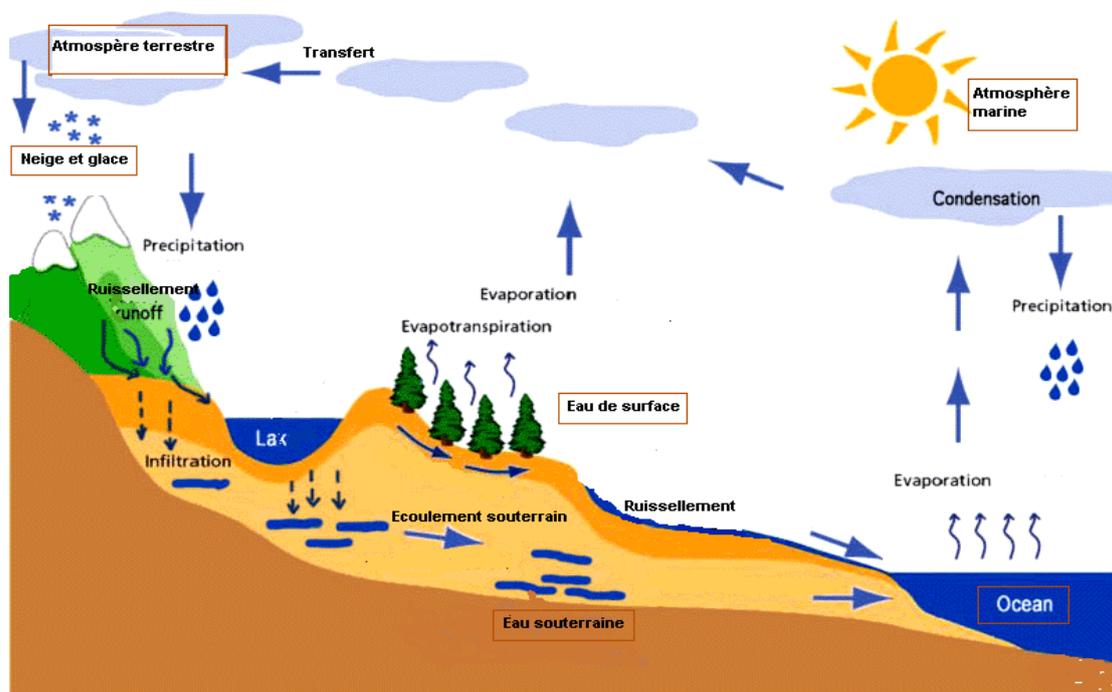


Figure I.1 : cycle de l'eau

#### **I.4) Le bilan hydrologique :**

Le bilan hydrique établit généralement pour un lieu et une période donnée par comparaison entre les apports et les pertes en eau dans ce lieu et pour cette période.

Le bilan hydrologique à l'échelle annuelle peut s'exprimer par l'équation simplifiée suivante :

$$**P = R + E + I**$$

Avec :

**P** : Précipitations (liquide et solide) [mm] ;

**R** : Ruissellement de surface [mm] ;

**E** : Évaporation (y compris évapotranspiration) [mm] ;

**I** : Infiltration [mm] .

## **I.5) Applications sur le 1<sup>er</sup> chapitre :**

### **Exercice 1.1 :**

1. À quoi sert l'évaporation dans le cycle de l'eau ?
2. Dans quel cas l'eau d'un lac s'évapore-t-elle le mieux ?
3. Quel est le pourcentage de l'eau contenue dans l'atmosphère qui provient des océans et des mers ?
4. Sous quel état l'eau des nuages ne peut-elle pas tomber ?
5. Pour une masse donnée, dans quel état l'eau occupe-t-elle le plus grand volume dans l'atmosphère ?
6. Quel type de nuage donne de la neige ?
7. À quelle profondeur l'eau qui s'infiltré dans le sol peut-elle pénétrer ?

### **Exercice 1.2 :**

Pour une année hydrologique, un bassin versant d'une superficie de  $100 \text{ km}^2$  reçoit des précipitations correspondant à une hauteur d'eau de 1000 mm. Sachant que le débit moyen mesuré à l'exutoire du bassin est de  $2.8 \text{ m}^3/\text{s}$ , on vous demande de répondre aux questions suivantes :

- Pour cette année hydrologique, quel est le volume d'eau total écoulé à l'exutoire (en  $\text{m}^3$ ) ?
- Quel est le coefficient de ruissellement ?
- Quelles sont les pertes en eau dues à la combinaison des effets de l'évaporation, la transpiration et l'infiltration (en mm) ?

### **Exercice 1.3 :**

Que signifie un bilan hydrologique positif ?

# CHAPITRE II

---

## LE BASSIN VERSANT ET SON COMPLEXE

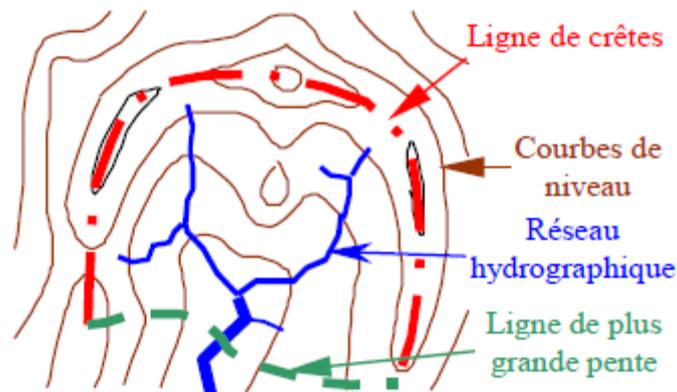
---

### TABLE DES MATIERES :

Définition du bassin versant	6
Caractéristiques morphométrique	7
Caractéristiques du réseau hydrographique	13
Caractéristiques géologiques	18
La couverture végétale	19
Applications sur le chapitre II	20

## II.1) Définition :

Le bassin versant, appelé aussi bassin de drainage d'un oued en une section donnée, est l'aire limitée par la ligne de partage des eaux. Tout écoulement prenant naissance à l'intérieur de cette surface doit donc traverser la section considérée, appelée exutoire, pour poursuivre son trajet vers l'aval (*Laborde JP ; 2009*).



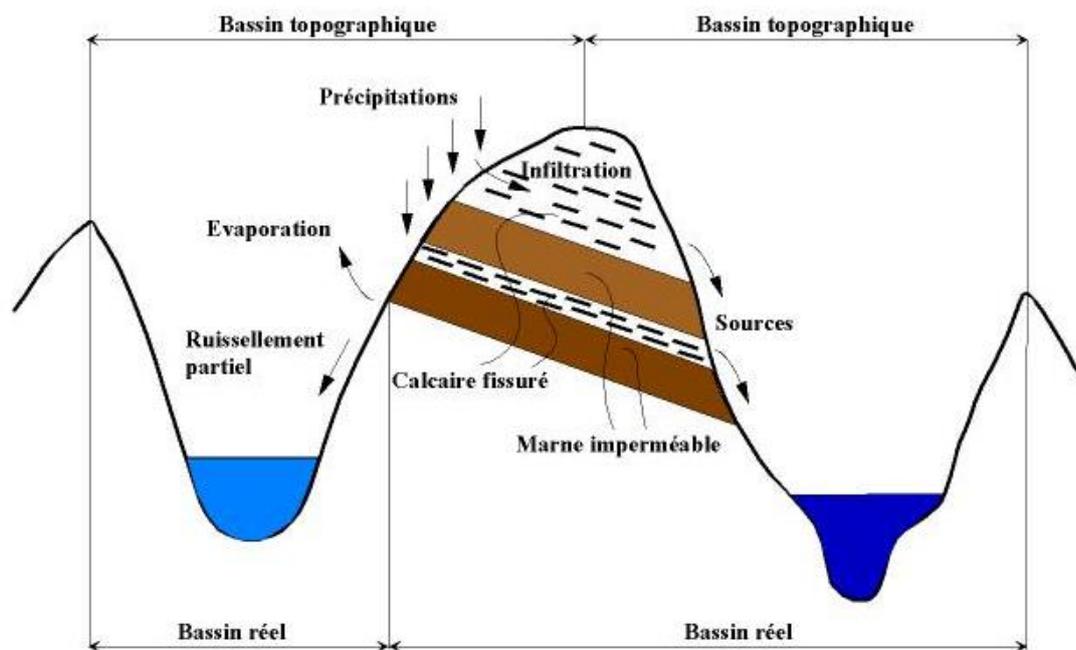
**Figure II.1 : exemple d'un bassin versant** (*Laborde JP ; 2009*).

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

Si le sous-sol est imperméable, la ligne de partage des eaux correspond à la ligne de crête. On parle alors de *bassin versant topographique* (figure II.1).

Toutefois, Dans le cas d'une région au sous-sol perméable, il se peut qu'une partie des eaux tombées à l'intérieur du bassin topographique s'infilte puis sorte souterrainement du bassin (ou qu'à l'inverse des eaux entrent souterrainement dans le bassin). Dans ce cas, nous serons amenés à ajouter aux considérations topographiques des considérations d'ordre géologiques pour déterminer les limites du bassin versant.

Cette distinction entre bassin topographique et hydrogéologique se justifie surtout pour les petits bassins (*Laborde JP ; 2009*). Le bassin versant est alors différent du bassin versant délimité strictement par la topographie. Il est appelé dans ce cas *bassin versant réel* (figure II.2).



**Figure II.2 : Distinction entre bassin versant réel et bassin versant topographique**  
 D'après Roche - Hydrologie de surface, Ed. Gauthier-Villars, Paris 1963 in (André Musy ; 2004)

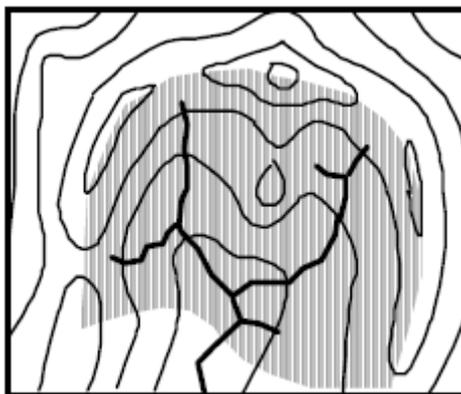
## II.2) Caractéristiques morphométriques :

Les caractéristiques morphométriques d'un bassin versant influencent fortement sa réponse hydrologique et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage (Pourriot et al ; 1995). Il est donc intéressant de quantifier ces paramètres par des termes simples qui permettront la schématisation du bassin versant.

Pour que la quantification du bassin versant par le biais de la morphométrie soit rigoureuse et valable il faut que cette dernière soit appliquée à des bassins de taille réduite et homogène du point de vue géologique.

### II.2.1) Surface A :

Elle s'obtient par planimétrie sur une carte topographique après que l'on y ait tracé les limites topographiques et éventuellement hydrogéologiques. La surface **A** d'un bassin s'exprime généralement en km<sup>2</sup>.

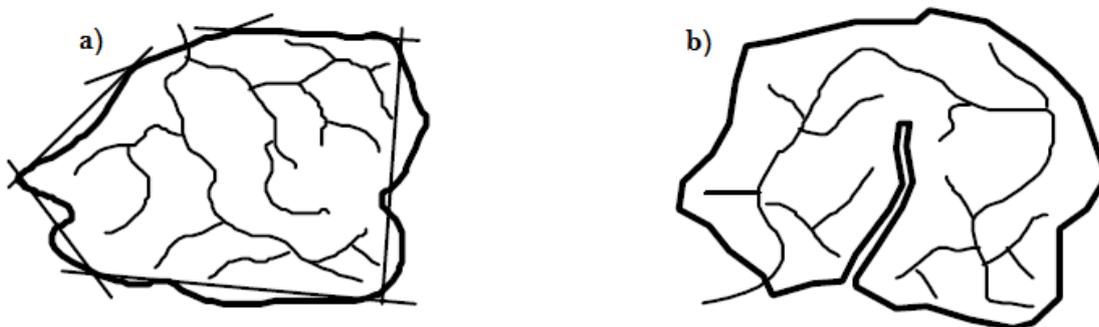


**Figure II.3 : la surface d'un bassin versant** (Laborde JP ; 2009).

### II.2.2) Le périmètre P :

Le périmètre est curvimétré sur carte cartographique. Avant de procéder au curvimétrage, il faut donc procéder à une schématisation des limites du bassin, soit par des courbes à grand rayon de courbure, soit par un tracé polygonal (figure II.4a).

Dans des cas particuliers tels que celui d'un bassin replié sur lui-même, on pourra être amené à tracer des contours fictifs qui tiendront compte de chaque cas particulier (figure II.4b).



**Figure II.4 : schématisation du périmètre pour différent bassins versants** (Laborde JP ; 2009).

### II.2.3) L'indice de compacité (KG) :

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple *l'indice de compacité de Gravelius* (1914)  $K_G$ , défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface :

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

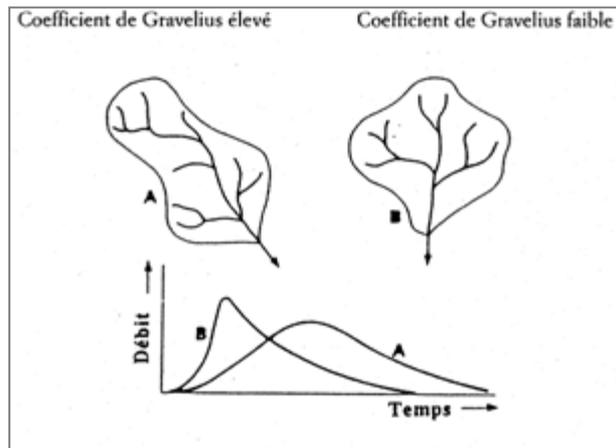
Avec :

**$K_G$**  est l'indice de compacité de Gravelius,

**$A$**  : surface du bassin versant [ $\text{km}^2$ ],

**$P$**  : périmètre du bassin [ $\text{km}$ ].

L'indice de compacité permet donc l'évaluation globale de la longueur du réseau de drainage. Plus le bassin est compact, plus sa forme est ramassée, plus l'indice de Gravelius est faible et plus le temps de circulation des eaux jusqu'à l'exutoire est court avec comme conséquence une augmentation du risque des crues (figure II.5).



**Figure II.5** : relation entre le coefficient de Gravelius et le débit à l'exutoire (d'après Knapp ; 1979)

#### II.2.4) Le rectangle équivalent :

Il s'agit d'une transformation purement géométrique du bassin réel dans laquelle on conserve la même superficie, le même périmètre (ou le même coefficient de compacité) et donc par conséquent la même répartition hypsométrique. Les courbes de niveau deviennent des droites parallèles aux petits côtés du rectangle. La climatologie, la répartition des sols, la couverture végétale et la densité de drainage restent inchangées entre les courbes de niveau.

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

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

La surface :  **$A = L \cdot l$**  ;

Le coefficient de compacité :

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

En combinant ces trois relations, on obtient :  $L = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left( 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right)$  si  $K_G \geq 1.12$

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

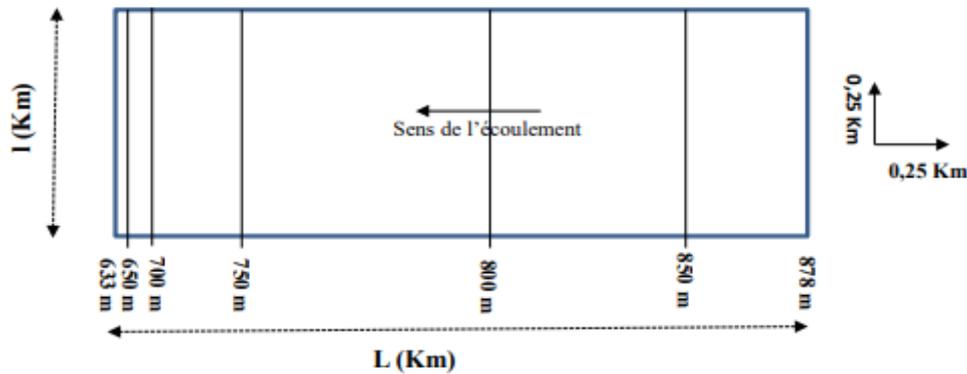


Figure II.6 : exemple de schéma d'un rectangle équivalent

### II.2.5) Caractéristiques des altitudes (hypsométrie) :

L'altitude influe sur la météo tandis que la pente influe sur la vitesse d'écoulement et la hauteur d'eau du cours d'eau, donc sur le débit. *La courbe hypsométrique* est un bon outil de visualisation de la pente du bassin versant et de son altitude moyenne. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée (Figure II.7).

Tableau II.1 : Exemple de répartition hypsométrique d'un bassin versant.

Altitude (m)	Surface partielle		Surface cumulée	
	Ai(Km <sup>2</sup> )	Ai (%)	Ai(Km <sup>2</sup> )	Ai (%)
878 ÷ 850	44,51	18,46	44,51	18,46
850 ÷ 800	75,52	31,32	120,03	49,78
800 ÷ 750	79,12	32,81	199,15	82,59
750 ÷ 700	28,52	11,83	227,67	94,42
700 ÷ 650	9,21	3,82	236,88	98,24
650 ÷ 633	4,25	1,76	241,13	100
<b>Somme</b>	241,13	100		

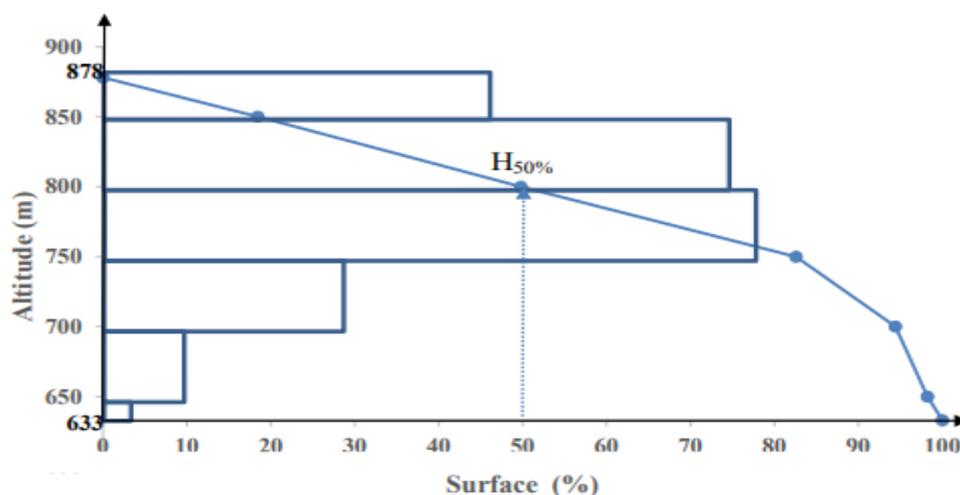


Figure II.7 : Exemple de courbe hypsométrique et histogramme de fréquences altimétriques d'un bassin versant.

## II.2.6) Les altitudes caractéristiques :

### a. Les 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.

### b. L'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 :

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

Avec :

***H<sub>moy</sub>*** : altitude moyenne du bassin [m] ;

***A<sub>i</sub>*** : aire comprise entre deux courbes de niveau [km<sup>2</sup>] ;

***h<sub>i</sub>*** : altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m] ;

***A*** : superficie totale du bassin versant [km<sup>2</sup>].

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

**c. L'altitude médiane et:**

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

**d. la dénivelée simple  $D$  :**

On définit la "*dénivelée  $D$* " comme la distance verticale entre **H5 %** et **H95 %** :

$$D = H5 \% - H95 \%$$

### II.2.7) Les indices de pente :

Le relief d'un bassin est caractérisé par des indices qui ont été définis pour rendre compte de l'influence de la pente sur le régime hydrologique, pour comparer des bassins entre eux, etc.

a) **L'indice de pente introduit par Roche (1963)** est donné par :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L_{Re}}} \sum_{i=1}^n \sqrt{a_i(d_i)}$$

Dans cette formule,

$L_{Re}$  : La longueur du rectangle équivalent

$a_i$  : La fraction en pour-cent de la surface comprise entre deux courbes de niveau,

$d_i$  : La distance entre deux courbes de niveau.

b) **L'indice de pente global  $I_g$**  sert à caractériser la pente d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications. Il est déterminé à partir de la connaissance de la répartition hypsométrique du bassin. Il est donné par la formule :

$$I_g = \frac{D}{L_{Re}}$$

Dans cette formule, **D** représente la dénivelée simple du bassin.  $L_{Re}$ , est la longueur du rectangle équivalent, est exprimé en kilomètre.

c) **L'indice de pente moyen  $I_m$**  est utilisé dans les mêmes conditions que le précédent. Il est donné par :

$$I_m = \frac{D_{max}}{L_{Req}}$$

$D_{max}$  étant la différence entre l'altitude maximale et l'altitude minimale du bassin versant.

d) **Dénivelée spécifique :**

Étant donné, l'inconvénient que présente l'indice de pente  $I_g$  et , parce qu'ils sont assez liés avec la surface des bassins, décroissants lorsqu'elle augmente. Cette liaison un peu gênante pour l'analyse de l'influence de la pente sur le régime hydrologique a conduit à introduire à cet effet un nouveau paramètre, la dénivelée spécifique  $D_s$  égale (Dubreuil P ;1975) :

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{A}$$

$I_g$  : Indice de pente global (m/Km).

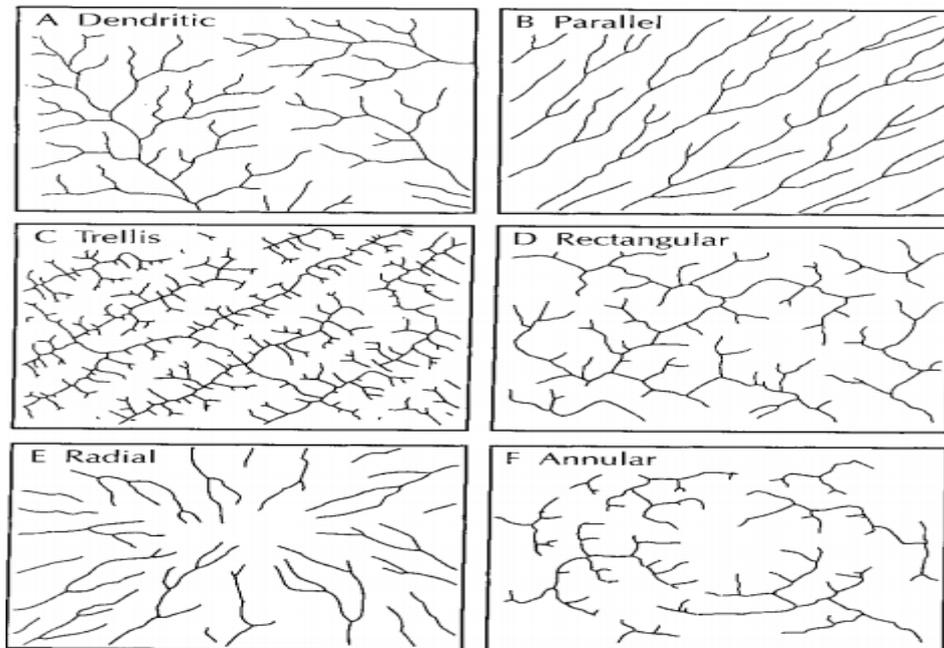
$A$  : aire du bassin (Km<sup>2</sup>).

**Tableau II.2 :** Classification selon l'O.R.S.T.O.M du relief selon la dénivelée spécifique repris de (Laborde JP ; 2009).

	<b>Relief</b>	<b>Valeur de <math>D_s</math></b>
<b>1</b>	Relief très faible	$D_s < 10$
<b>2</b>	Relief faible	$10 < D_s < 25$
<b>3</b>	Relief assez faible	$25 < D_s < 50$
<b>4</b>	Relief modéré	$50 < D_s < 100$
<b>5</b>	Relief assez fort	$100 < D_s < 250$
<b>6</b>	Relief fort	$250 < D_s < 500$
<b>7</b>	Relief très fort	$500 < D_s$

### II.3) 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. Le réseau hydrographique peut prendre une multitude de formes (figure II.8).



**Figure II.8 :** Quelques géométries types des réseaux hydrographiques (extrait de Bridge, 2003).

#### II.3.1) Hiérarchisation du réseau

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

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

La définition de l'ordre **1** dépend de l'échelle à laquelle on travaille. On peut cependant établir une correspondance entre l'échelle et l'ordre réel (révélé par photographie aérienne)(Soukatchoff VM ; 2013).

Ordre réel	Ordre lu sur la carte	Echelle de la carte
2	1	1/20 000
3	1	1/50 000
4	1	1/100 000
5	1	1/200 000

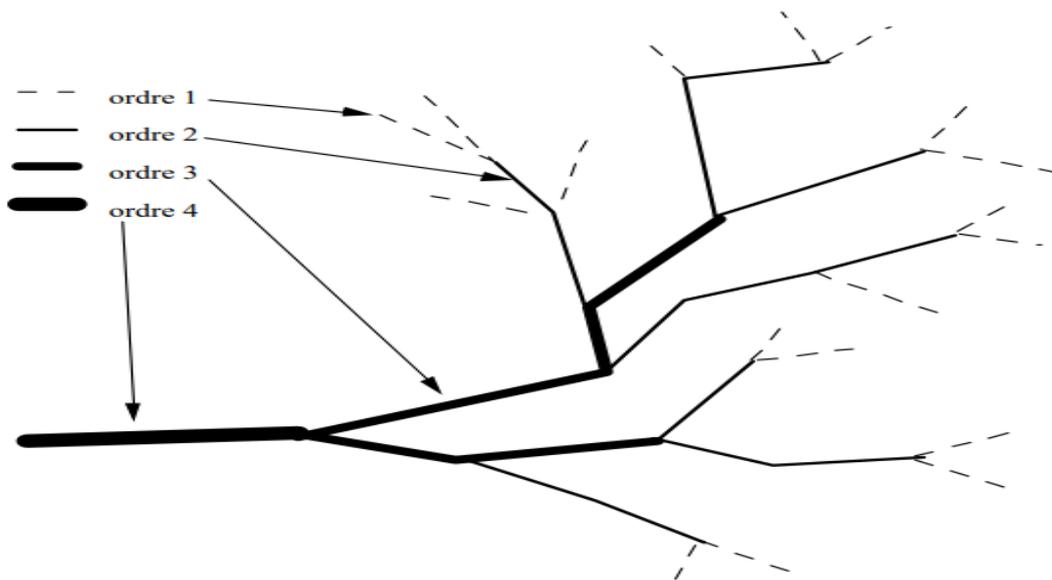


Figure II.9 : Hiérarchisation du réseau hydrographique (Soukatchoff VM ; 2013)

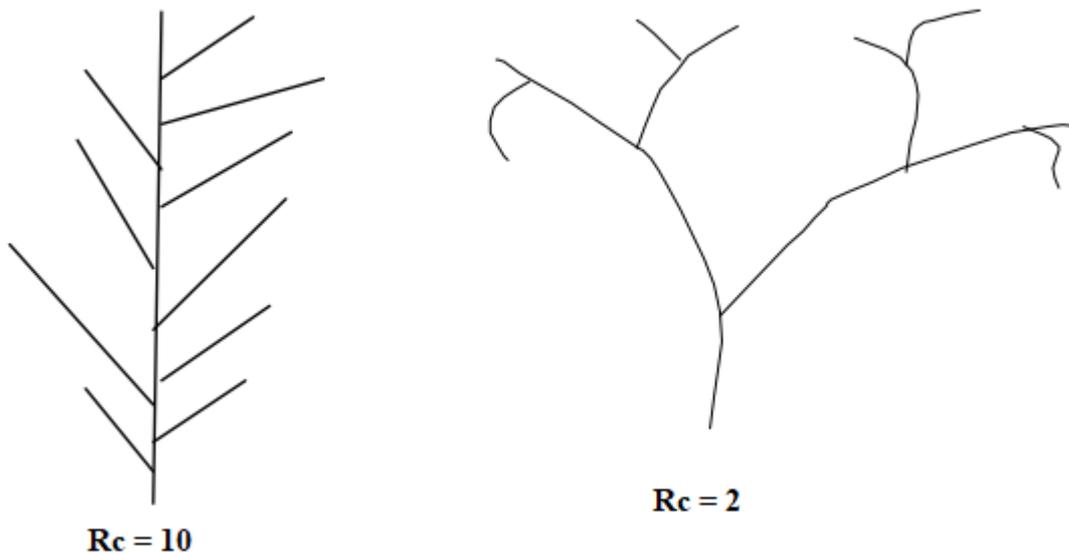
### II.3.2) Les lois de Horton

Ces "lois" empiriques relient le nombre, la longueur moyenne et l'ordre des cours d'eau.

**Le rapport de confluence " Rc "** : c'est le rapport du nombre  $N_i$  de cours d'eau d'ordre  $i$  au nombre  $N_{i+1}$  de cours d'eau d'ordre  $i + 1$ :

$$R_c = \frac{N_i}{N_{i+1}} \approx Cte$$

**Rc** va permettre de différencier des réseaux en arête de poisson pour lesquels **Rc** est important et des réseaux dendritiques pour lesquels **Rc** est faible (figure II.10).



**Figure II.10 : Le rapport de confluence" Rc" pour différents réseaux hydrographiques**  
 (Soukatchoff VM ; 2013)

**Le rapport de longueur" Rl" : on utilise la longueur moyenne des cours d'eau *lmoy* :**

$$R_l \approx \frac{lmoy_i}{lmoy_{i-1}} \approx Cte$$

**Ou : *lmoy<sub>i</sub>* :** Longueur moyenne des cours d'eau d'ordre *i*

***lmoy<sub>i-1</sub>* :** Longueur moyenne des cours d'eau d'orde *i-1*

Pour déterminer **Rc** et **Rl** il suffit de porter **Ni**, **Li** et **i** sur un graphique semi-logarithmique et on peut procéder à un ajustement graphique.

### II.3.3) Autres caractéristiques du chevelu :

Il existe d'autres paramètres que le **Rc** et le **Rl** qui caractérisent le chevelu hydrographique :

#### a) Densité de drainage :

La densité de drainage (***D<sub>d</sub>***), qui s'exprime en km/km<sup>2</sup> caractérise le chevelu hydrographique. Elle se définit, pour un bassin donnée de superficie *S*, comme la longueur totale des cours d'eau de tout ordre sur la surface drainée ; elle est donnée par la relation suivante :

$$D_d = \frac{\sum L}{S}$$

Où,

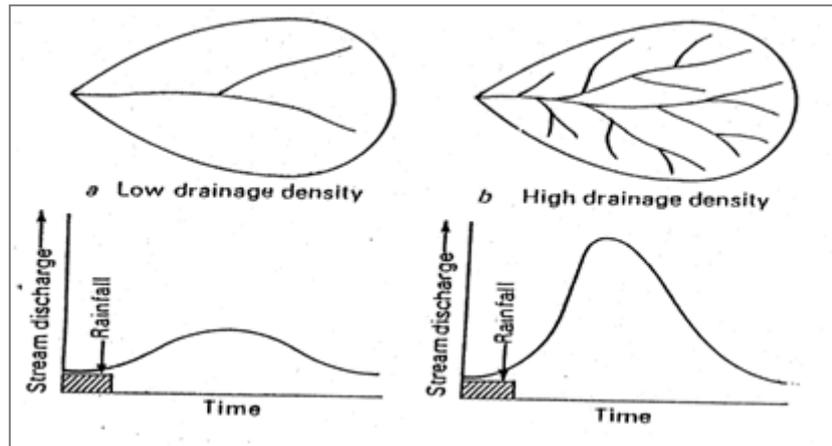
***Dd***: Densité de drainage en km/km<sup>2</sup>

$\Sigma L$  : Longueur cumulée de tous les thalwegs du bassin en km.

***S*** : Aire du bassin en km<sup>2</sup>.

En général, ce coefficient varie de 0,002 dans certaines régions calcaires à 300 dans les badlands.

La densité du chevelu influence l'hydrogramme observé à l'exutoire du bassin. Une forte densité favorise le ruissellement et donc augmente le risque de crue subite (figure II.11).



**Figure II.11 : relation entre la densité de drainage et le débit à l'exutoire (d'après Knapp ; 1979)**

#### **a) La fréquence des thalwegs d'ordre 1 (F1) :**

C'est le rapport du nombre total de thalwegs d'ordre 1 à la surface du bassin versant :

$$F_1 = \frac{N_1}{A} \text{ (Km}^{-2}\text{)}$$

#### **II.3.4) Profils en long :**

Ces profils sont établis en portant en abscisses les longueurs développées à partir d'un point de référence et en ordonnées les côtes de l'eau dans le cours d'eau principal et dans ces affluents (parfois on donne la côte du fond). Ces profils sont parfois disponibles lorsque la navigation, où les besoins en hydroélectricité ont nécessité des études. Mais dans la plupart des cas, on devra faire ce relevé, soit par nivellement sur le terrain, soit plus sommairement à partir des cartes topographiques.

Les profils en long permettent d'estimer la pente moyenne du cours d'eau. Cette pente moyenne sert surtout dans l'évaluation des temps de concentration d'un bassin versant, ce temps de concentration

étant lié à la vitesse de propagation des particules fines ; elle-même proportionnelle à  $\sqrt{i}$  On calcule généralement la pente moyenne  $I$  d'un cours d'eau par la formule suivante :

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

Dans cette formule, le cours d'eau de longueur totale  $L$  est découpé en  $n$  tronçons  $j$  où la pente  $i_j$  est constante sur une longueur  $l_j$ .

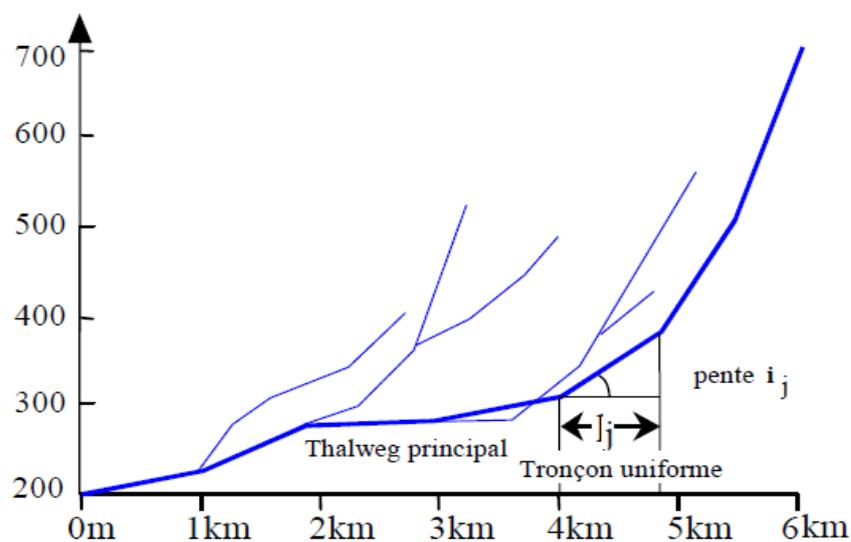


Figure II.12 : profils en long d'un bassin versant (Laborde JP ; 2009)

#### II.4) Caractéristiques géologiques :

La géologie d'un bassin versant influe non seulement sur l'écoulement de l'eau souterraine mais également sur le ruissellement.

- En période de crue, les débits seront d'autant plus importants et plus rapides lorsque le bassin sera imperméable,
- Par contre en période de basses eaux, les débits seront d'autant plus importants que les nappes sont nombreuses (le sous-sol perméable).

La géologie influe également sur l'évapotranspiration :

- Par l'effet thermique dû à la couleur du sol.
- Par la végétation qui varie en fonction de la nature du sol (l'effet d'albédo)

L'O.R.S.T.O.M. a proposé une classification en cinq groupes ainsi définis (*Laborde JP ; 2009*)

**Tableau II.3** : classification de L'O.R.S.T.O.M des groupes géologiques (*Laborde JP ; 2009*)

<b>classe</b>	<b>Intitulé</b>	<b>Exemple</b>
P1	Perméable à aquifère drainant ou non drainé	Formation gréseuse dont les exutoires sont à l'extérieur du bassin
P2	Perméable à aquifère drainé	Formation gréseuse dont les sources alimentent le réseau
P3	Perméabilité moyenne ou faible	Alternance des marnes et calcaires
P4	Karstique	Formation calcaire, perméabilité de fissures et développement d'un réseau souterrain
P5	Imperméable	Terrain marneux, cristallin. Ect

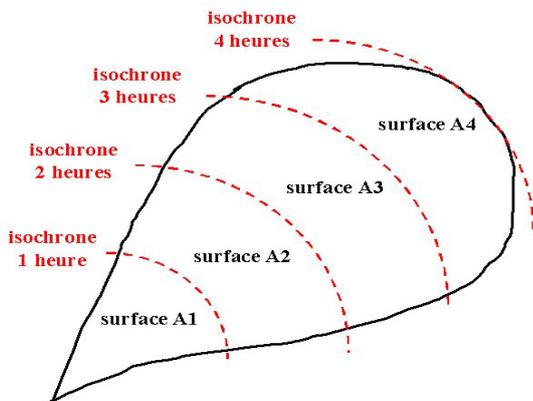
### **II.5) La couverture végétale :**

La couverture végétale d'un bassin versant joue un rôle primordial dans le déroulement du cycle de l'eau. Elle influe sur l'évapotranspiration et elle joue également un rôle atténuateur important en période des crues. Une végétation dense et développée va favoriser l'infiltration à travers son réseau racinaire et peut donc retarder le ruissellement et atténuer la pointe.

## II.6) Applications sur le 2<sup>eme</sup> chapitre :

### Exercice 2.1 :

**Q1 :** Le bassin versant théorique représenté ci-dessous a une surface de  $200 \text{ km}^2$ . Il est divisé en 4 zones de  $50 \text{ km}^2$  chacune délimitées par des courbes isochrones équidistantes de 1 h.



- Qu'est-ce qu'une courbe isochrone ?
- Que représente la courbe numéro 4 ?

**Q2 :** La forme du bassin versant a une grande influence sur l'allure de l'hydrogramme de crue résultant d'une pluie donnée, Expliquer (schéma recommandé)

**Q3 :** Le comportement hydrologique du bassin versant est-il influencé par la distribution de la pluie dans l'espace et dans le temps ? Justifier avec des schémas explicatifs.

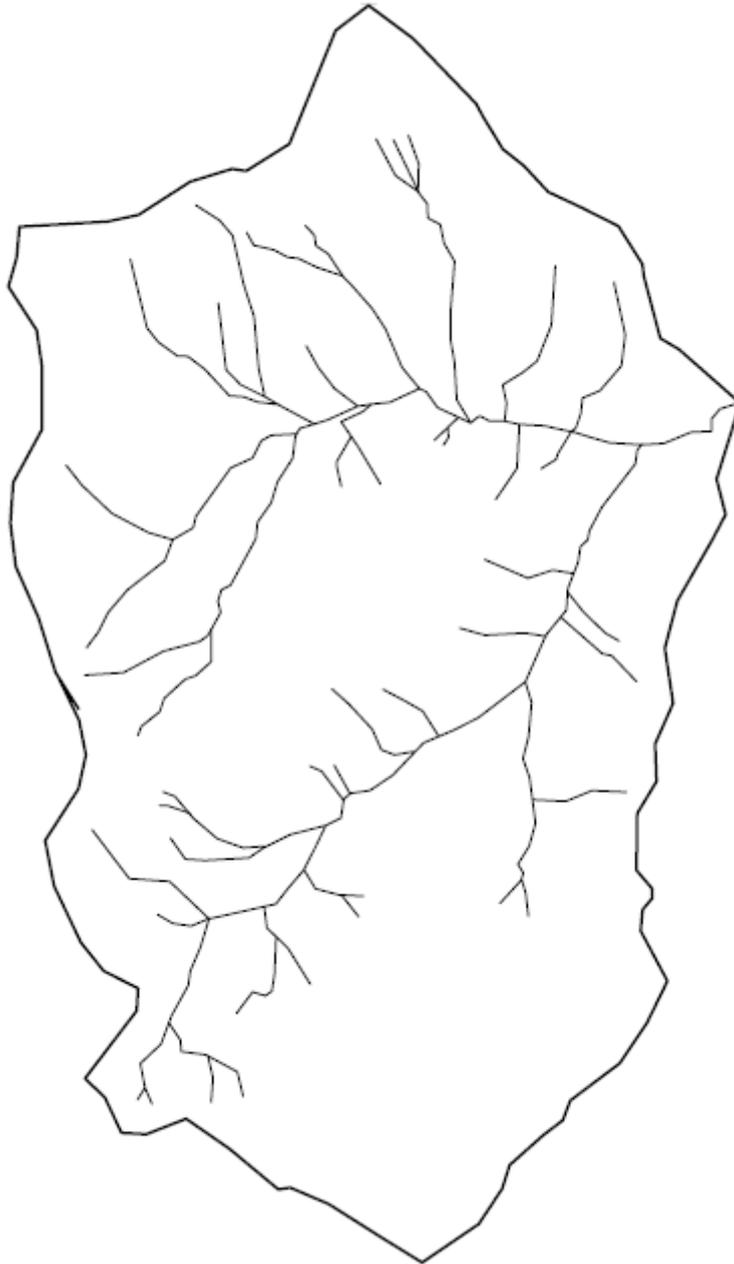
### Exercice 2.2 :

classe d'altitude	pourcentage de la surface du bassin
[m]	[%]
< 600	1,1
600 - 625	2,3
625 - 650	2,6
650 - 675	2,7
675 - 700	12,9
700 - 725	40,9
725 - 750	19,4
750 - 775	14,5
800 - 825	2,2
825 - 850	1,4

- 1) Tracer la courbe hypsométrique du bassin versant dont les classes d'altitudes sont présentées dans le tableau suivant :
- 2) Déduire H5%, H95%, l'altitude médiane

**Exercice 2.3:**

Donner la classification de Strahler du réseau hydrographique du bassin versant représenté dans la figure suivante.



# CHAPITRE III

---

## PERTES PAR EVAPORATION ET INFILTRATION

---

### TABLE DES MATIERES :

Introduction	22
Quelques définitions sur l'évaporation	22
Mesure de l'évaporation	23
Mesures et estimation de l'évapotranspiration	25
Définitions et paramètres descriptifs de l'infiltration	32
Facteurs influençant l'infiltration	33
Mesure de l'infiltration	35
Applications sur le chapitre III	38

### **III.1) Introduction :**

Ce chapitre se décompose en deux parties. La première partie est consacrée aux quelques définitions et les principaux instruments utilisés pour mesurer l'évapotranspiration ensuite les approches couramment utilisés comme alternative en cas d'absence les instruments conventionnels. La seconde partie présente les paramètres descriptifs de l'infiltration ainsi que les principaux facteurs influençant ce phénomène et en fin les méthodes de mesures et les approches empiriques les plus utilisées pour estimer le taux d'infiltration.

### **III.2) Quelques définitions :**

L'évaporation est le processus physique au cours duquel un liquide se transforme en vapeur. La transformation en vapeur d'un solide tel que la neige ou la glace, sans passer par l'état liquide, s'appelle la *sublimation*.

De grandes quantités d'eau sont évaporées par le processus de la transpiration des plantes qui, par leurs racines, vont puiser dans la profondeur du sol l'eau nécessaire à leur développement et à leur vie; cette évaporation *biologique* est appelée transpiration.

On groupe sous le nom *d'évapotranspiration* l'ensemble des processus d'évaporation et de transpiration (*André Musy ; 2004*).

### **III.3) Facteurs influençant l'évaporation :**

Parmi les facteurs influençant l'évaporation et son intensité, on peut citer:

- les facteurs climatiques:
  - la radiation solaire;
  - la température de l'air;
  - l'humidité de l'air;
  - la pression atmosphérique;
  - la vitesse des vents;
- les facteurs du milieu:
  - la température de l'eau;
  - les caractéristiques du bassin;
  - la qualité de l'eau etc.

### III.4) Mesure de l'évaporation :

#### III.4.1) Mesures de l'évaporation à partir d'une surface libre :

Différents types d'appareils ont été conçus mais avec leurs défauts et leurs qualités. Les plus utilisés sont :

##### III.4.1.1) Bac classe A (du Weather Bureau, U.S.A. in Laborde JP ( 2009)) :

Ce bac est constitué d'un cylindre métallique de **121,9 cm** de diamètre et de **25,4 cm** de hauteur. Dans ce cylindre, on maintient une épaisseur d'eau de **17,5 à 20 cm**. Le cylindre est supporté par un caillebotis à **15 cm** du sol. Le caillebotis doit permettre une bonne aération sous le bac. Ce bac universellement répandu ne satisfait que très partiellement l'hydrologue car, du fait de sa disposition par rapport au sol, il est très sensible aux variations de température

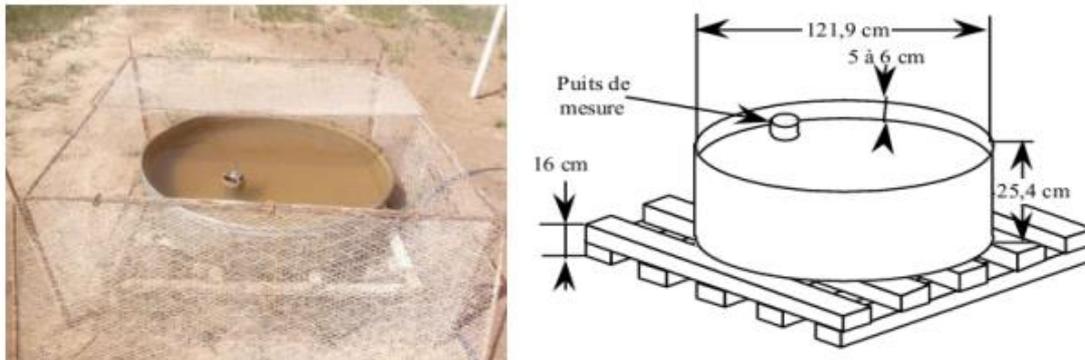


Figure III.1 : bac « classe A »

##### III.4.1.2) Bac Colorado et Bac ORSTOM :

Le bac *Colorado* et le bac *ORSTOM* qui en dérive, sont des bacs de section carrée de **92,5 cm** de côté (**1 m** pour le bac ORSTOM), d'une hauteur de **60 cm** et enterré de **50 cm**. L'eau est maintenue à **10 cm** environ du rebord, soit sensiblement au niveau du sol. Cet appareil étant enterré et avec une plus grande épaisseur d'eau, il possède une plus grande inertie thermique et se rapproche plus des conditions naturelles (Laborde JP ; 2009).

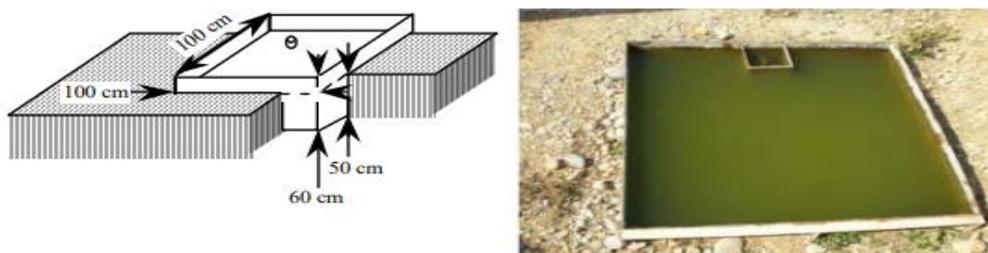


Figure III.2: bac Colorado

### III.4.1.3) Bac CGI 30 :

De conception analogue au bac Colorado, ce bac, d'origine soviétique, est celui recommandé par l'O.M.M. C'est un cylindre de **61,8 cm** de diamètre (**3 000 cm<sup>3</sup>**) à fond conique. De **60 cm** de profondeur, il est enterré de façon à ce que sa collerette dépasse de **7,5 cm** du sol, le niveau d'eau étant maintenu au niveau du sol.

Tous les bacs d'évaporation doivent être relevés quotidiennement. Ils sont munis d'une pointe métallique tournée vers le haut et fixée au bac pour repérer le niveau évaporé (jauge à crochet) figure (III. 3 ).

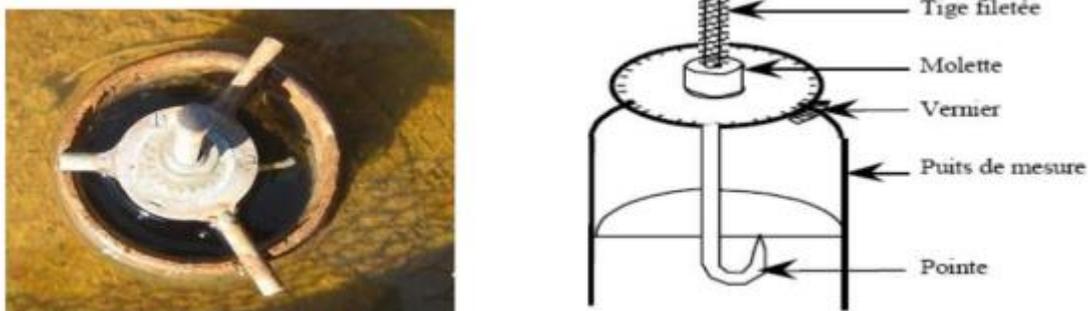


Figure III. 3 : jauge à crochet

### III.4.2) Mesure de l'évaporation à partir des surfaces poreuses :

**Les atmomètres :** Ces appareils sont destinés à mesurer une grande caractéristique du pouvoir évaporant de l'air ambiant.

#### III.4.2.1) Le "Black Bellani"

C'est un appareil qui correspond le mieux aux qualités que l'on exige d'un atmomètre (évaporomètre). L'évaporation se fait à partir d'une surface poreuse de porcelaine noire de **7.5 cm** de diamètre, cette coupelle est alimentée en eau à partir d'un réservoir qui sert également à mesurer la quantité d'eau évaporée. La couleur noire de la surface évaporant permet de capter le maximum des radiations solaire. Cet appareil est installé sans protection à **2 m** du sol dans une zone représentative,

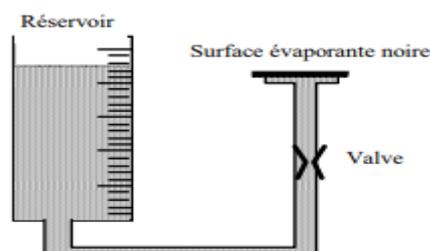


Figure III.4 : Un exemple d'un Atmomètre d'après Laborde JP ( 2009) .

### III.4.2.2) Le Piche :

L'Atmomètre de Piche, est utilisé très fréquemment par les agronomes, son emploi se justifie par la simplicité et le faible coût de l'appareil. La surface évaporante est constituée par un film de papier buvard blanc fixé à l'extrémité du tube en verre en forme de U. ce tube sert à la fois à l'alimentation et à la mesure de l'évaporation. La feuille de buvarde et changée chaque jour après lecture de l'appareil.

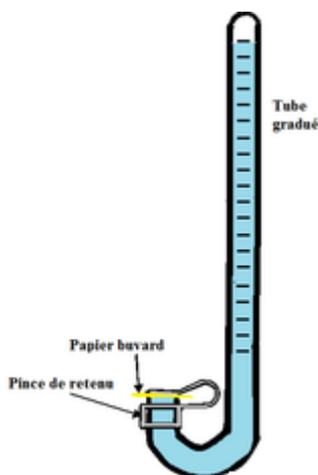


Figure III.5 : L'Atmomètre de Piche

### III.5) Mesures et estimation de l'évapotranspiration :

#### III.5.1) Notion d'évapotranspiration réelle et potentielle :

On appelle *évapotranspiration réelle* (notée par la suite **ETR**), la quantité d'eau, généralement exprimée en millimètres, évaporée ou transpirée par le sol, les végétaux et les surfaces libres d'un bassin versant. *L'évapotranspiration potentielle* (notée par la suite **ETP**) est la quantité d'eau qui serait évaporée ou transpirée à partir d'un bassin versant si l'eau disponible pour l'évapotranspiration n'était pas un facteur limitant (Laborde JP ; 2009).

##### III.5.1.1) Mesures directes :

Les mesures directes **d'ETP** ou **d'ETR** se font surtout en agronomie où on étudie chaque type particulier de cultures. Les résultats de ces mesures sont difficiles à utiliser en hydrologie car il y a une très importante différence d'échelle entre la surface de la parcelle d'essai (quelques mètres carrés) et celle d'un bassin versant (des dizaines de kilomètres carrés).

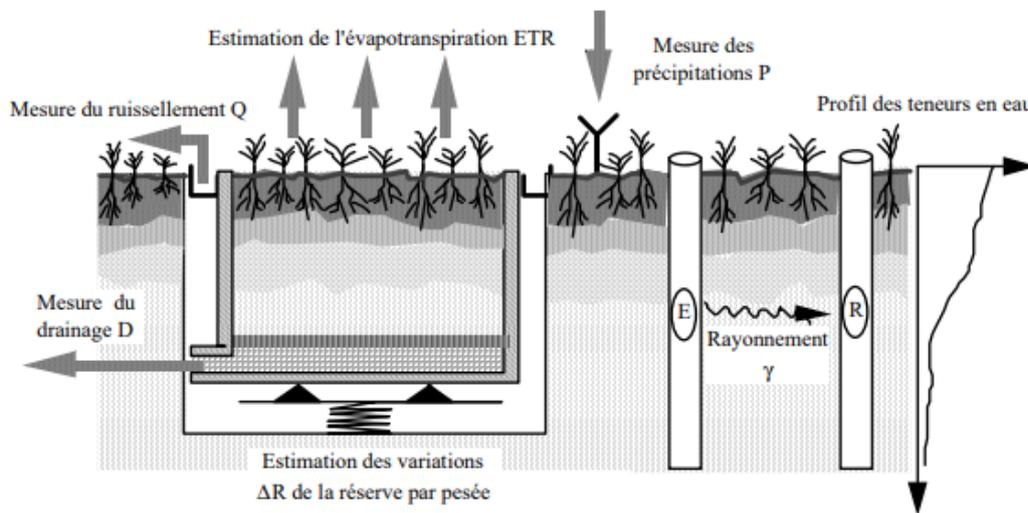
La mesure **d'ETR** peut être faite sur une case **lysimétrique** (Figure 3.6). Le principe est d'isoler un bloc du sol de quelques mètres-carrés de surface sur environ **2 m** d'épaisseur. Cet échantillon de terrain est drainé à sa base et on enregistre les débits **F** sortant par les drains. En surface, un

collecteur fait le tour de la parcelle et récupère les eaux de ruissellement dont le débit  $R$  est également enregistré. Les apports d'eau par la pluie  $P$  sont mesurés avec un pluviomètre. Enfin, l'évaluation du stock d'eau  $R$  contenu dans la case se fait, soit par une mesure à la sonde à neutron des teneurs en eau dans le sol, soit en montant la case sur un système de bascule. Un bilan très simple permet d'évaluer l'**ETR** sur un intervalle de temps  $\Delta t$  puisque l'on doit avoir la relation suivante :

$$R + F = Q \text{ (débit de sortie à l'exutoire)}$$

$$P = Q + ETR + \Delta R$$

Entrée = [sorties] + variation de la réserve



**Figure III.6: Mesure de l'évapotranspiration réelle par lysimètre** (source : Laborde JP ; 2009)

### III.5.1.2) L'évapotranspiromètre:

Cet instrument permet de mesurer l'**ETP** (figure III.7). Il suffit alors de maintenir un niveau d'eau dans les drains pour que l'eau disponible ne soit plus un facteur limitant de l'**ETP**. On mesure l'**ETP** en écrivant le même bilan que précédemment mais le terme  $D$  pouvant être positif ou nul.

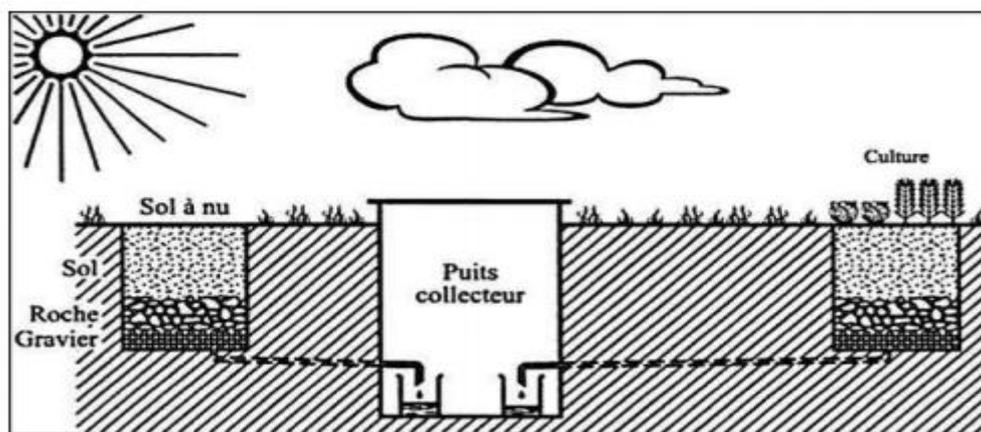


Figure III.7: Schéma d'un évapotranspiromètre (source : Capus., 1984 in Mjejra M. ; 2015 )

### III.5.2) Estimation de l'évapotranspiration potentielle ETP :

Plusieurs formules permettent d'évaluer l'**ETP** à partir de différentes mesures climatologiques, les plus utilisées sont :

- Formule de Turc (1960);
- Formule de Thornthwaite (1948, 1955);
- Formule de Blaney-Criddle (1959);
- Formule de Penman ou formule dite : du bilan d'énergie (1948);
- Formule de Penman-Monteith modifiée (1965) et recommandée par la FAO;
- la formule de Priestley–Taylor (1972);
- La méthode de Doorenbos et Pruitt (1977) dans le cadre de la FAO.
- Formule de l'ANRH.

Le choix d'une formule par rapport à une autre est conditionné par le climat de la région étudiée et de son utilisation fréquente. Les méthodes empiriques les plus utilisées en Algérie sont :

#### III.5.2.1) Formule de Turc 1960 :

Elle est basée sur la température et le rayonnement. Pour le calcul de **ETP** mensuelles nous pouvons utiliser la formule de Turc donnée par :

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

Avec :

$t$  (°C) : Température moyenne mensuelle et  $K$  coefficient d'ajustement mensuel.

$I_g$  (cal/ cm<sup>2</sup> / jour) : radiation solaire globale.

Au cas où  $Ig$  n'est pas mesurée, nous procédons à son calcul en utilisant la formule suivante :

$$Ig = IgA \times (0,18 + 0,62 \times \frac{h}{H})$$

Où :

$$IgA = 1035 - 9,076 \times Lat + (7,050 \times Lat + 49,90) \times \text{Cos}(29,92 \times i - 182,5)$$

$$H = 362,7 + 0,2101 \times Lat + (4,085 \times Lat - 80,99) \times \text{Cos}(30,01 \times i - 188,9)$$

Avec:

$IgA$  : Radiation solaire globale théorique (calories/cm<sup>2</sup> /jour).

$H$  : La durée d'insolation (heure/mois).

$i$  : Numéro du mois (4 pour Avril et 10 pour Octobre par exemple).

$Lat$  : Latitude du point considéré en degrés et minutes. La formule de Turc a été établie pour une humidité relative pour le mois considéré supérieur à 50%.

Lorsque  $HR$  n'atteint pas 50%, la valeur trouvée pour l'ETP doit être multipliée par le facteur correctif  $K$  suivant :

$$K = 1 + \frac{(50 - HR)}{70}$$

### III.5.2.2) Formule de Blaney- Criddle :

$$ETP = k P (0,46Ta + 8,13) mm j^{-1}$$

$Ta$  : La température moyenne de la décade ou du mois, en °C.

$P$  : Le pourcentage moyen journalier d'heure diurne de la décade ou du mois par rapport au total des heures diurnes de l'année.

$k$  : Coefficient cultural qui est, par exemple, de 0,75 pour un gazon.

Cette formule est surtout utilisée pour estimer les besoins en eau des cultures. Elle surestime l'ETP en hiver et la sous-estime en été.

### III.5.2.3) Méthode Thornthwaite :

C'est la formule la plus mondialement connue et la plus largement utilisée, elle ne comporte pas de coefficient régional au cultural comme celle de Blaney- Criddle. Elle tient compte de la durée d'éclairement et de la température ; elle s'écrit :

$$ETP \text{ mm/mois} = 16 \frac{(10 t)^a}{I} K$$

Où :

$ETP$  : Évapotranspiration potentielle mensuelle (mm) ;

$t$  : Température moyenne mensuelle (°C) ;

**K** : est un coefficient correctif fonction de la donnée non climatique qui est la durée d'éclairement ;  
**I** : Indice thermique annuel définie comme la somme des indices thermiques mensuels **i**, donné par la formule suivante :

$$I = \sum_{1}^{12} i$$

Dans laquelle les **12 i** sont des indices mensuels, chacun d'entre eux fourni à son tour par la formule :

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

Où :

**t** : Température moyenne mensuelle ( °C) ;

$$a = 0,016 I + 0,5$$

#### III.5.2.4) Formule de Penman :

La méthode utilisée pour calculer les valeurs de l'évapotranspiration de référence **ET0** est celle qui est exposée dans les bulletins **FAO** série « d'irrigation et drainage N° 24 des besoins en eau des cultures ».

$$ET0 = C[W \times Rn + (1 - W) \times f(u) \times (ea - ed)]$$

Cette méthode comprend deux paramètres, à savoir le facteur climatique (rayonnement) et le facteur aérodynamique (vent et humidité).

Où :

**W × Rn** : Paramètre de rayonnement.

**(1 - W) × f(u) × (ea - ed)**: Paramètre d'aérodynamique.

**ET0 (mm/jour)** : représente l'évapotranspiration de la culture de référence.

**W** : Facteur de pondération lié à la température.

**Rn (mm/jour)** : représente le rayonnement net en évaporation équivalente.

**(ea - ed)** : C'est la différence entre la tension de vapeur réelle moyenne, les deux étant exprimées en millibars.

**f(u)** : C'est la fonction liée au vent.

**C** : C'est le facteur de correction pour compenser les conditions météorologiques diurnes et nocturnes.

**Rnl = f(u) × f(ed) × f( $\frac{n}{N}$ )** : Rayonnement de grande longueur d'onde en mm/jour.

$f(ed) = 0,34 - 0,044 ed$  : Correction rendant compte de l'effet de la tension de vapeur sur le rayonnement de grande longueur d'onde.

$f(u) = 0,27 \left(1 + \frac{u}{100}\right)$  : Valeur de la fonction du vent, d'après le parcours du vent (*Km/jour*) à une hauteur de **2 m**.

$f\left(\frac{n}{N}\right) = 0,1 + 0,9 \frac{n}{N}$  : Correction rendant compte du rapport entre les heures réelles et astronomiques sur le rayonnement de grande longueur d'onde.

$ed = ea HR$  : Tension de vapeur en millibars.

$Rn = Rns - Rnl$  : Rayonnement net en *mm/jour*.

$Ra$  : Rayonnement extra- terrestre exprimé en évaporation équivalente en *mm/jour*.

### III.5.2.5) Formule dite ANRH :

Il arrive souvent que les données climatiques ne soient pas disponibles pour permettre le calcul de l'**ETP**. Dans ce cas, on peut utiliser la relation de l'**ETP** de l'**ANRH**, qui permet d'évaluer l'évapotranspiration potentielle mensuelle à partir de la seule mesure de la température moyenne mensuelle correspondante de la position géographique. Elle est développée en 2002 sous la direction du Professeur J.P.Laborde et elle s'écrit sous de la forme suivante :

$$ETP = Kr \times Km (H - 187) (0,032 t + 0,077)$$

Avec :

**ETP** : Evapotranspiration potentielle (mm/mois).

**Km** : Coefficient mensuel dont ses valeurs sont données à (la figure III.8).

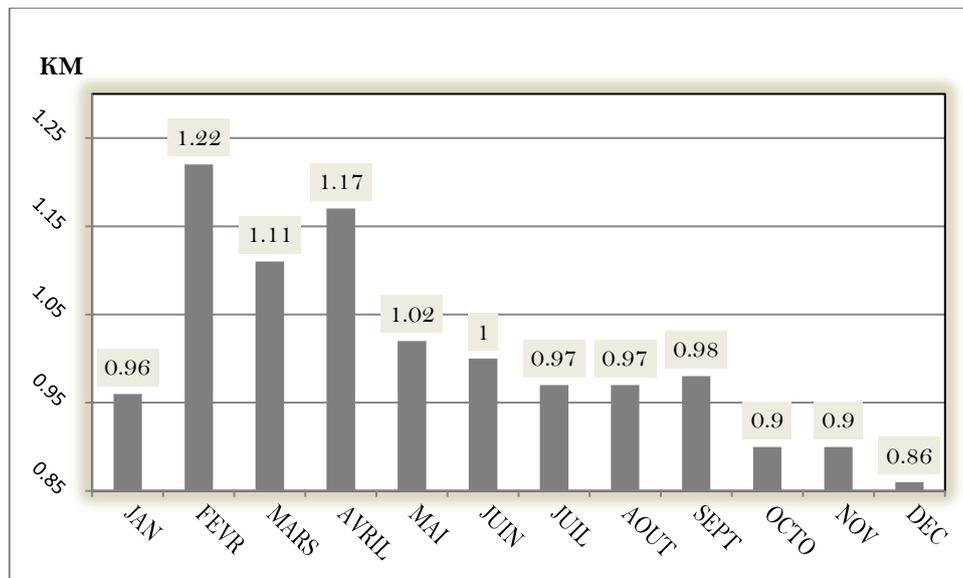
**Kr** : Coefficient régional qu'on peut lire sur le tableau (III.2).

**t** : température moyenne mensuelle pour le mois considéré (°C).

**H** : Durée théorique mensuelle d'insolation (*heures/mois*) et elle est exprimée en fonction de l'ordonnée (Y) de Lambert selon la formule suivante :

$$Hi = ai Y + bi$$

**Y** : L'ordonnée de Lambert de la zone (Km).



**Figure III.8: Evolution du coefficient correctif mensuel**

**Tableau N°III.1 : Coefficient d'évaluation des durées théoriques d'insolation pour la formule de l'ANRH**

<b>Mois</b>	1	2	3	4	5	6
<b>ai</b>	-0.0218	-0.0110	-0.0012	0.0098	0.0201	0.0248
<b>bi</b>	315	307	371	389	429	429
<b>Mois</b>	7	8	9	10	11	12
<b>ai</b>	0.0230	0.0144	0.0031	-0.0081	-0.0185	-0.0246
<b>bi</b>	436	414	370	351	311	308

**Tableau N° III.2 : Coefficient régional**

STATION	Kr	Nom	Kr	N	Kr
Aïn Sefra	1,21	DellysA	0,87	Mostaga	0,87
Annaba	0,91	Djelfa	1,10	Msila	1,12
Arzew	0,97	El	1,15	Naam	1,11
Barika	1,24	ElBaya	1,23	O	0,99
Batna	1,12	ElMili	0,79	OumElBo	0,92
BBArredj	1,07	Ghazao	0,81	Saida	1,01
Béchar	1,32	Guelm	0,83	S	1,04
Bejaia	0,92	JijelAe	0,79	SidiBelA	0,94
BeniSaf	0,88	Jijelpo	0,79	Skikd	0,86
Biskra	1,26	KsarChel	1,09	SoukAh	0,99
Bou Saada	1,10	Maghn	0,93	Tebess	1,00
Bouira	1,04	Masca	0,95	Tenes	0,95
Chlef	0,93	Mecher	1,14	Tiaret	1,08
Constantine	0,91	Mede	1,05	TiziOuz	0,83
DarElBeida	0,89	Milian	0,97	Tlemcen	0,93

### III.5.3) Estimation de l'évapotranspiration réelle ETR :

On appelle évaporation réelle notée **ETR** la quantité d'eau (en général exprimée en mm) évaporée ou transpirée par le sol, les végétaux et les surfaces d'eau libre d'un bassin versant.

Turc a proposé une formule simple 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 :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \text{ avec } L = 200 + 25t + 0,05 t^3$$

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

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

t : la température annuelle (en °C).

### III.6) le phénomène d'infiltration

#### III.6.1) Définitions et paramètres descriptifs de l'infiltration

L'infiltration se définit comme le processus de pénétration de l'eau (précipitations ou submersion) dans le sol à travers sa surface (*Soutter et al., 2007*).

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

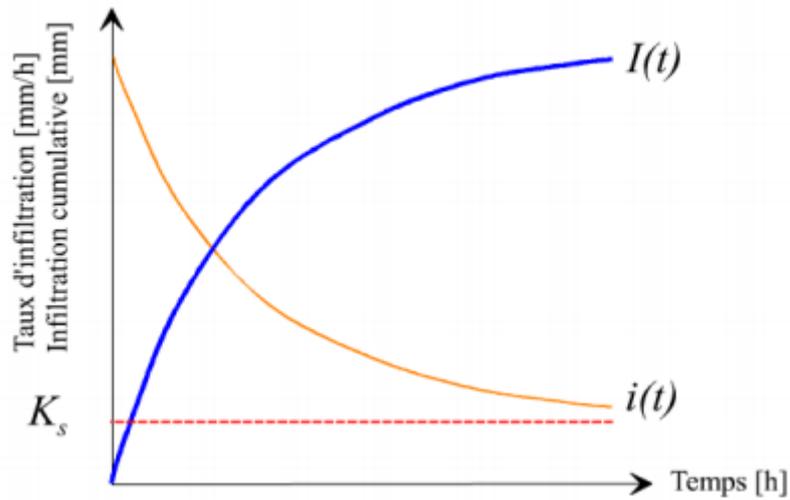
- Le **régime d'infiltration  $i(t)$** , nommé aussi taux d'infiltration, qui désigne le flux d'eau pénétrant dans le sol. Il est généralement exprimé en **mm/h**. Le régime d'infiltration dépend avant tout du régime d'alimentation (irrigation, pluie), de l'état d'humidité et des propriétés du sol.
- L'**infiltration cumulative, notée  $I(t)$** , est le volume total d'eau infiltrée pendant une période donnée. Elle est égale à l'intégrale dans le temps du régime d'infiltration (Figure III.9).

$$I(t) = \int_{t=0}^t i(t) \cdot dt$$

Avec :

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

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



**Figure III.9 : Evolution générale du régime d'infiltration et de l'infiltration cumulative au cours du temps ( $K_s$  = conductivité hydraulique à saturation)**

- **L'infiltrabilité ou capacité d'infiltration ou capacité d'absorption ou intensité d'infiltration** représente le flux d'eau maximal que le sol est capable d'absorber à travers sa surface, lorsqu'il reçoit une pluie ou lorsqu'il est couvert d'eau. Cette capacité varie durant l'averse.
- **La conductivité hydraulique à saturation  $K_s$**  est un paramètre essentiel de l'infiltration. Si le sol est saturé et homogène, il représente la valeur limite du taux d'infiltration
- **La pluie nette** qui est la quantité de pluie qui s'écoule à la surface du terrain lors d'une averse.
- **Le seuil de submersion**, qui est le moment où le régime d'alimentation dépasse la capacité d'infiltration du sol. Ce seuil définit le début du ruissellement superficiel. Le volume de l'eau qui s'écoule correspond à la pluie nette définie ci-dessus

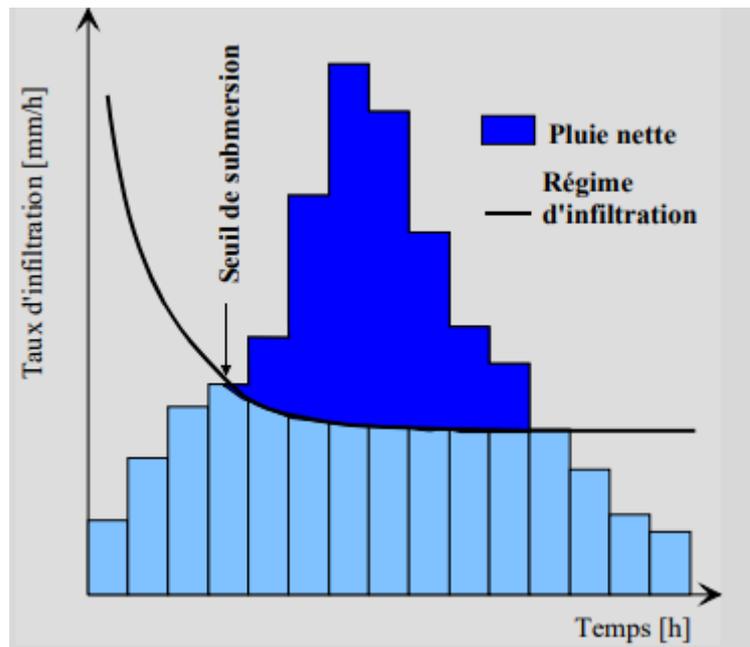


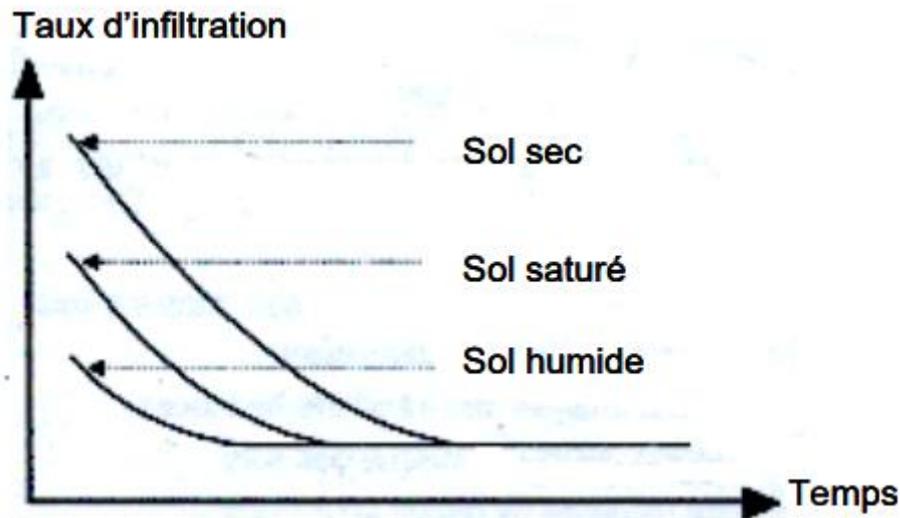
Figure III.10 : Régime d'infiltration et capacité d'infiltration d'un sol

### III.6.2) Facteurs influençant l'infiltration :

L'infiltration est conditionnée par les principaux facteurs ci-dessous :

- **Le type de sol (structure, texture, porosité)** : Les caractéristiques de la matrice du sol influencent les forces de capillarité et d'adsorption dont résultent les forces de succion, qui elles-mêmes, régissent en partie l'infiltration.
- **La dégradation de l'état de surface du sol** due à l'impact des gouttes de pluie (battance) ou à d'autres effets (thermiques et anthropiques).
- **La couverture du sol** : La végétation influence positivement l'infiltration en ralentissant l'écoulement de l'eau à la surface, lui donnant ainsi plus de temps pour pénétrer dans le sol. D'autre part, le système racinaire améliore la perméabilité du sol. Enfin, le feuillage protège le sol de l'impact de la pluie et diminue par voie de conséquence le phénomène de battance.
- **La topographie et la morphologie** : La pente par exemple agit à l'opposé de la végétation. En effet, une forte pente favorise les écoulements au dépend de l'infiltration.
- **Le débit d'alimentation** (intensité de la précipitation, débit d'irrigation). Si l'intensité de pluie est inférieure ou égale à  $K_s$ , il n'aura jamais de ruissèlement, toute la pluie s'infiltrate quelque soit sa durée. Le ruissèlement s'apparaîtra  $K_s$  passe sous l'intensité de la pluie.

- **La teneur en eau initiale du sol** (conditions antécédentes d'humidité) : L'humidité du sol est un facteur essentiel du régime d'infiltration, car les forces de succion sont aussi fonction du taux d'humidité du sol. Le régime d'infiltration au cours du temps évolue différemment selon que le sol est initialement sec ou humide (figure III.11).



**Figure III.11 : Evolution de l'infiltrabilité dans le temps en fonction de l'humidité initiale du sol**

### **III.6.3) mesure de l'infiltration:**

La mesure de la capacité d'infiltration se fait au moyen d'un infiltromètre. Il existe deux types d'infiltromètre : à submersion et à aspersion.

**III.6.3.1) Infiltromètre à submersion :** Les deux systèmes de mesure de l'infiltration à submersion sont le système à simple anneau et à double anneau.

- **Infiltromètre de type Müntz :**

La méthode de l'infiltromètre de Müntz est fondée sur le principe de l'infiltration à charge constante. Un réservoir gradué entretient un niveau d'eau constant de 30 mm dans un cylindre implanté dans le sol. Les variations, en fonction du temps, du niveau de l'eau dans le réservoir d'alimentation gradué détermine le taux d'infiltration.

- **Infiltromètre à double-anneau:**

Deux cylindres concentriques sont implantés dans le sol. Le cylindre externe est rempli d'eau de façon à saturer le sol autour du cylindre central et limiter également l'écoulement latéral de l'eau

infiltrée dans le sol à partir de ce dernier. On favorise ainsi un flux vertical de l'eau. La mesure est basée sur le principe de l'infiltration à charge variable. Après remplissage des deux cylindres, les variations du niveau d'eau dans le cylindre central sont mesurées au cours du temps. Cette méthode permet donc d'évaluer l'infiltration verticale de l'eau dans le sol. La figure (III.12) présente le système à double anneau.



**Figure III.12 : Infiltromètre à double anneau**

### **III.6.3.2) Infiltromètre à aspersion :**

Ce type, utilise le principe du simulateur de pluie. L'arrosage d'une micro-parcelle expérimentale est assuré par un gicleur animé d'un mouvement de balancier. La micro-parcelle comporte un cadre et une gouttière collectant les eaux de ruissellement. L'infiltration est mesurée indirectement par l'évaluation de la lame d'eau ruisselée. Cet appareil permet également d'étudier la hauteur de pluie d'imbibition qui est la pluie tombant avant le déclenchement du ruissellement.

### **III.6.4) Modèles utilisés pour l'estimation de la capacité d'infiltration d'un sol :**

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

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

L'ensemble de ces modèles sont résumés d'après (Jaton, 1982) in André Musy et al (2004) dans le tableau (III.3) suivant :

**Tableau III.3 :** Principales fonctions d'infiltration utilisées (D'après Jaton, 1982 in André Musy et al (2004).

Auteur	fonction	Légende
Horton	$i(t) = i_f + (i_0 - i_f)e^{-rt}$	$i(t)$ : capacité d'infiltration au cours du temps (cm/s) $i_0$ : capacité d'infiltration initiale (cm/s) $i_f$ : capacité d'infiltration finale (cm/s) $r$ : constante fonction de la nature du sol
Kostiakov	$i(t) = i_0 t^{-a}$	$a$ : paramètre fonction des conditions du sol
Dvorak-Mezencev	$i(t) = i_0 + (i_1 - i_f)t^{-b}$	$i_1$ : capacité d'infiltration au temps $t=1$ min (cm/s) $t$ : temps (s) $b$ : constante
Holtan	$i(t) = i_f + c \cdot w \cdot ((IDM) - F)^n$	$c$ : facteur variant de 0,25 à 0,8 $w$ : facteur d'échelle de l'équation de Holtan $n$ : exposant expérimental proche de 1,4
Philip	$i(t) = \frac{1}{2} \cdot s \cdot t^{-0,5} + A$	$s$ : sorptivité (cm.s <sup>-0,5</sup> ) $A$ : composante gravitaire fonction de la conductivité hydraulique à saturation (cm/s)
Dooge	$i(t) = a \cdot (F_{max} - F_t)$	$a$ : constante $F_{max}$ : capacité de rétention maximale $F_t$ : teneur en eau au temps $t$
Green & Ampt	$i(t) = K_s \left( 1 + \frac{h_0 - h_f}{z_f(t)} \right)$	$K_s$ : conductivité hydraulique à saturation (mm/h) $h_0$ : charge de pression en surface (mm) $h_f$ : charge de pression au front d'humidification (mm) $z_f$ : profondeur atteinte par le front d'humidification (mm)

### III.7) Applications sur le chapitre III :

#### Questions de compréhension

- L'interception et l'évapotranspiration réduisent ou augmentent-ils la quantité d'eau de pluie disponible pour le ruissellement ?
- L'évaporation dépend-elle des conditions météorologiques ou de la disponibilité en eau ?
- Quelle est la différence, en terme d'évaporation, entre une surface d'eau libre, un sol nu et une surface couverte par de la végétation ?
- L'évapotranspiration réelle peut-elle être plus grande que l'évapotranspiration de référence ?
- Toute l'eau interceptée par la végétation est-elle soustraite au ruissellement de surface ?
- La structure de l'épisode pluvieux joue-t-il un rôle essentiel sur le processus d'interception ?
- Par quels types de grandeurs physiques mesurées peut-on apprécier l'évaporation à l'échelle d'un bassin versant ?

#### Exercice 3.1 (source André Musy et al (2004) :

Des données journalières mesurées au niveau d'un bac d'évaporation sont présentées ci-dessous.

Jour	Niveau de l'eau	Ajout/Perte	Pluie	ET bac
	[mm]		[mm]	[mm]
1	155			
2	149		2.1	
3	145.2		3.2	
4	140.8			
5	133.1			
6	125.7			
7*	99.4	57.6	3.6	
8	118.9			
9	111.2			
10*	105.3			

\* On a rajouté 57.6 mm d'eau dans le bac

On vous demande d'estimer l'évaporation ET bac en mm pour les 10 jours considérés.

#### Exercice 3.2 (source André Musy et al (2004) :

Connaissant les paramètres de la fonction d'infiltration de Horton pour un sol donné, à savoir : une capacité d'infiltration initiale de **100 mm/h**, une capacité d'infiltration finale de **2 mm/h** et une constante empirique de **0,5 h<sup>-1</sup>**

- Quelle est la capacité d'infiltration au bout de 1 heure ?

- Au bout de combien de temps la capacité d'infiltration aura plus ou moins atteint sa valeur limite ?

### **Exercice 3.3 (source *André Musy et al (2004)* :**

Estimation de la lame infiltrée à la suite d'une averse à l'aide de la **fonction d'infiltration de Horton**.

Dans le cas d'un bassin versant dont certaines des caractéristiques sont données ci-dessous, on vous demande de répondre aux questions suivantes :

1) Calculer le taux d'infiltration après **10 min, 30 min, 1 heure, 2 heures** et **3 heures** à l'aide de la fonction d'infiltration de Horton. Représenter graphiquement l'évolution temporelle du taux d'infiltration. Quel est le volume infiltré au bout de **3 heures** ?

2) Sachant que le bassin reçoit une précipitation uniforme pendant **3 heures** totalisant **90 mm**, quelle est la valeur du coefficient de ruissellement ?

*Données :*

Paramètres caractéristiques de l'infiltration :

$$i_0 = 200 \text{ mm/h ;}$$

$$i_f = 5 \text{ mm/h ;}$$

$$g = 1.5 \text{ h}^{-1}$$

#### **Démarche à adopter :**

1. Représenter graphiquement l'évolution de la capacité d'infiltration  $i(t)$ , ainsi que celle du hyétogramme.
2. Déterminer l'heure  $t_0$  à laquelle la capacité d'infiltration est égale à l'intensité pluviométrique.
3. Calculer la lame précipitée entre  $t_0$  et la fin de la précipitation ( $t=3h$ ), de même que la lame infiltrée entre  $t_0$  et  $t=3h$ .
4. Lame ruisselée=lame précipitée-lame infiltrée entre  $t_0$  et  $t=3h$ .
5. Le coefficient de ruissellement est obtenu en faisant le rapport entre la lame ruisselée et la lame précipitée entre  $t_0$  et  $t=3 h$ .

# CHAPITRE IV

---

## *LES PRECIPITATIONS*

---

### **TABLE DES MATIERES :**

Définition et formation des précipitations_____	41
Mesure des précipitations_____	45
Réseau d'observation et publication des données_____	47
Analyse et contrôle des données_____	50
Calcul de la pluie moyenne sur un bassin versant_____	55
Applications sur le chapitre IV_____	62

## IV.1) Introduction :

En hydrologie, on ne s'intéresse pas particulièrement à la connaissance détaillée des phénomènes engendrant la formation des précipitations. Ce type de connaissance est du domaine de la météorologie, on donne ici juste un aperçu sur ces phénomènes.

Les précipitations sont logiquement considérées comme l'élément hydrologique clé à l'origine de la réponse du bassin en termes de débit. Elles constituent également la donnée de base pour le dimensionnement des ouvrages hydrauliques.

## IV.2) Définition

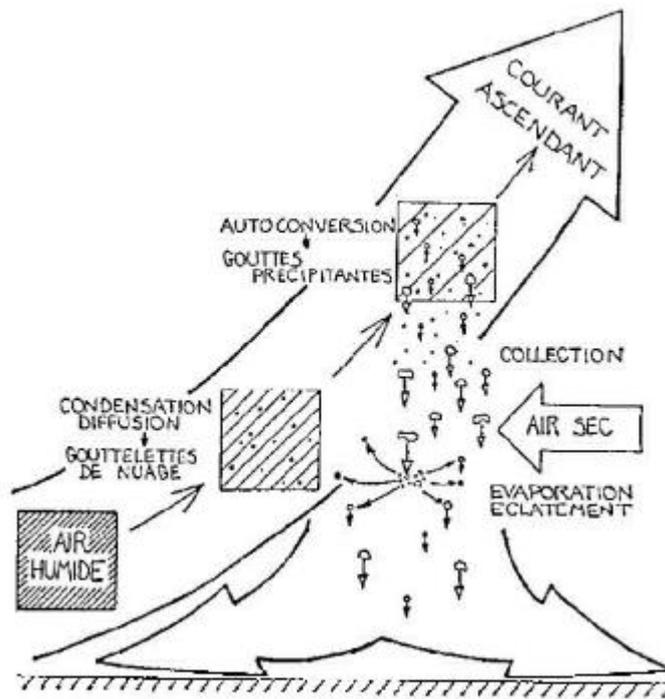
Sont dénommées *précipitations*, toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...). Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression (*André Musy ; 2004*)

## IV.3) Formation des précipitations :

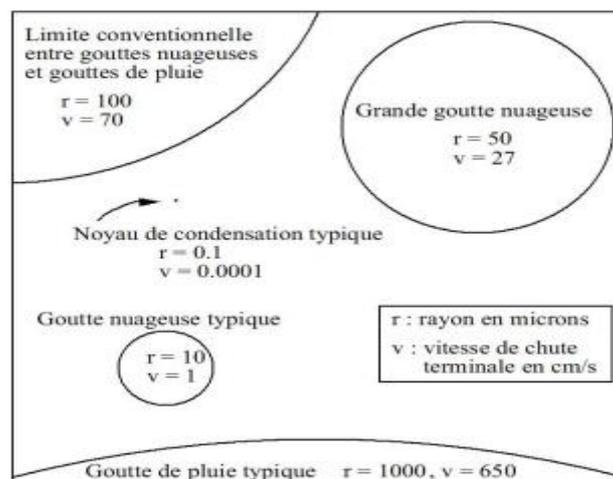
La pluie est un phénomène associé aux systèmes *nuageux*, qui dépend des microphysiques des nuages et aussi des mouvements atmosphériques à plus grandes échelles. Les petites gouttes d'eau en suspension dans l'atmosphère constituent les nuages et sont appelées *gouttelettes nuageuses*. Les gouttes d'eau suffisamment grosses chutent et forment les gouttes de pluie. La formation des gouttes d'eau dépend des changements d'état de l'eau présente dans l'atmosphère. La quantité d'eau présente et ses changements d'état sont liés aux mouvements verticaux au sein de l'atmosphère. Lorsqu'une particule d'air relativement chaude et humide monte en altitude, les transformations thermodynamiques (dépression, refroidissement ....) qu'elle subit peuvent conduire à la saturation de l'air et la condensation de la vapeur. Celle-ci, se manifeste par l'apparition de gouttelettes d'eau engendrée par la déposition de vapeur d'eau dans un premier temps autour des micros particules qu'on appelle *noyau de condensation*, puis sur les gouttelettes déjà formées. Le grossissement de ces gouttelettes se fait par deux mécanismes à savoir:

1. en haute altitude les gouttelettes liquides cohabitent avec *des cristaux*, ceux-ci ont une vapeur saturante plus faible et un transfert d'eau s'opère entre les gouttelettes liquides et les cristaux de glace.
2. Le mécanisme *de coalescence* : c'est le grossissement des gouttelettes par *collision* c'est-à-dire; deux gouttelettes s'entre en choc et n'enforment qu'une. Lorsque les gouttelettes ont

atteint une taille critique, elles chutent, elles sont appelées gouttes de pluie, elles peuvent encore grossir par collection de petites en suspension dans le nuage, la figure IV.1 Schématise ces différents processus et la figure IV.2 donne les tailles caractéristiques de ces gouttelettes (Roux .f, 1991 in Belarbi F ; 2010)



**Figure IV.1 : Formation des gouttes nuageuses et des gouttes de pluies** selon (Roux F, 1991 in Belarbi F ; 2010)



**Figure IV.2 : Taille et caractéristiques des gouttelettes** selon (Roux .F, 1991 in Belarbi F ; 2010)

#### IV.4) Classification des précipitations :

Sur la base des phénomènes météorologiques qui leur donnent naissance, ou qui les accompagnent, on peut diviser les précipitations en trois classes :

- précipitations de convection ;
- précipitations orographiques ;
- précipitations cycloniques ou frontales (front chauds ou froids, lignes d'occlusion etc.).

##### IV.4.1) Précipitations du système convectif :

Le système *convectif* apparaît lorsque deux masses d'air de températures différentes entrent en contact et plus particulièrement une masse d'air froide recouvre un sol plus chaud ou lorsque les *basses couches* sont chauffées par les radiations solaires, l'air de ces basses couches se dilate alors, s'allège et s'élève sous l'effet de la poussée *d'Archimède* elle s'élève en se refroidissant jusqu'au niveau de condensation, altitude à laquelle se forme la base du nuage. L'air continue de s'élever en *se condensant* ainsi jusqu'au niveau d'équilibre thermique, altitude du sommet du nuage. Celui-ci peut atteindre des altitudes de l'ordre de **12 Km** pour les situations les plus convectives. Ce système est décrit par **03** phases : *développement, maturité et dissipation* tel qu'il est représenté sur la figure IV.3. Les précipitations engendrées par ce système sont caractérisées par des orages locaux et violents (*Roche.M ; 1963*).

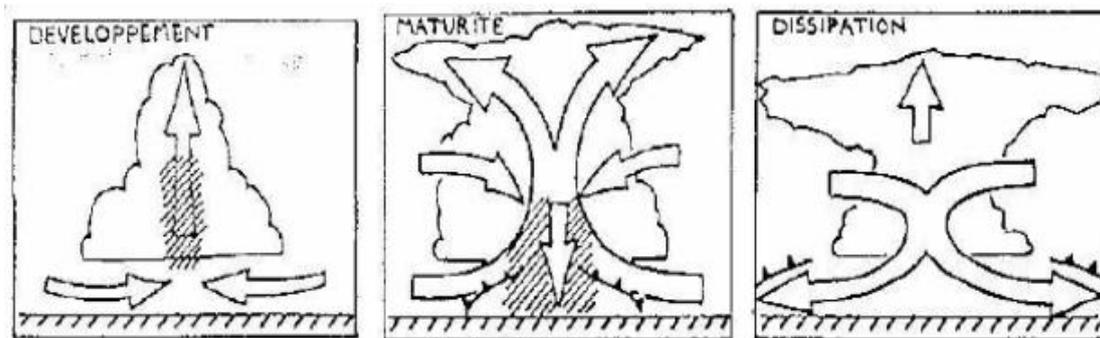


Figure IV.3 les différentes phases du système convectif (*Roche.M, 1963 in Belarbi F ; 2010*)

##### IV.4.2) Précipitations orographiques :

Lorsque les vents chargés d'humidité, soufflant ordinairement des océans et des mers vers les terres, rencontrent une *barrière montagneuse*, ils s'élèvent provoquant un refroidissement ce qui peut entretenir la formation d'une *couverture nuageuse* et déclencher des précipitations (figure IV.4).

Ces précipitations, dites *orographiques* se présentent sous forme de pluie ou de neige sur les versants exposés aux vents de la barrière montagneuse.

Par ailleurs, l'autre versant (« *sous le vent* ») n'est traversé que par des courants *déchargés* en grande partie de leur humidité. L'on a alors des vents *chauds et secs*. C'est ce que l'on appelle *l'effet de Foehn*.

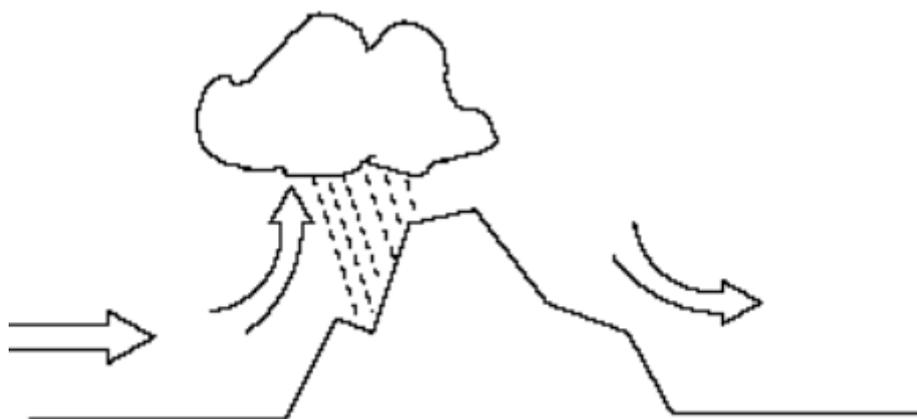


Figure IV.4. Précipitations orographiques

#### IV.4.3) Précipitations cycloniques ou de fronts (chaud ou froid) :

Ces précipitations sont associées aux *surfaces de contact (fronts)* entre des masses d'air de température et d'humidité différentes (figure IV.5). Les *fronts froids* (une masse d'air froide pénètre dans une *région chaude*) créent des précipitations brèves, peu étendues et intenses. Les *fronts chauds* (une masse d'air chaude pénètre dans une *région froide*) créent des précipitations *peu intenses*.

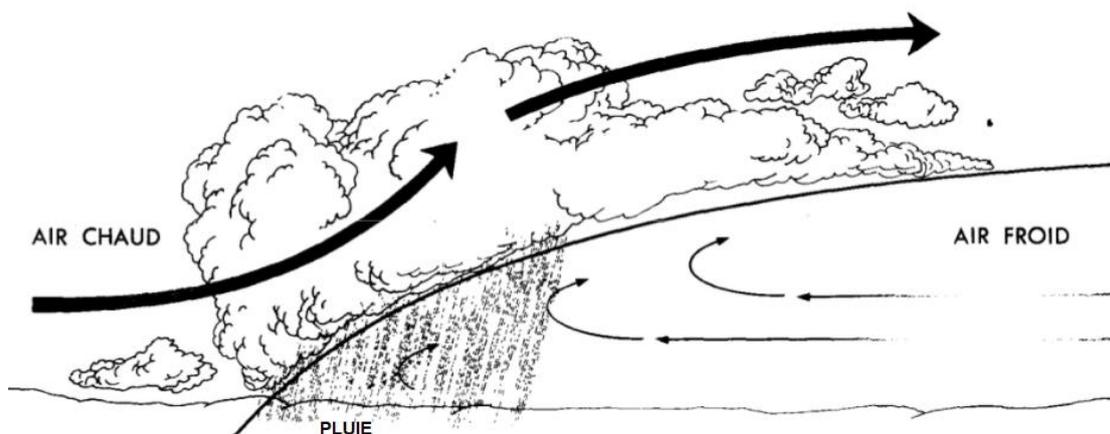


Figure IV.5 : Précipitations associés à un front chaud et froid

#### IV.5) Mesure des précipitations :

Il existe une grande variété de mesure des précipitations qui peuvent être classés en pluviomètres et pluviographes.

##### IV.5.1) Le pluviomètre :

Instrument de base de la mesure des liquides ou solides. Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée dans un intervalle de temps séparant deux relevés.

Si durant un intervalle de temps  $\Delta t$ , l'on récupère un volume  $V$  à travers la surface réceptrice, la hauteur de pluie  $H$  tombée est donnée par la formule suivante :

$$H_{\Delta t} = \frac{V}{S}$$

L'appareil utilisé en Algérie est le pluviomètre « *association* » de **400 cm<sup>2</sup>** de surface réceptrice et disposé à **1,5 m** de la surface du sol (*Sari A ; 2009*).

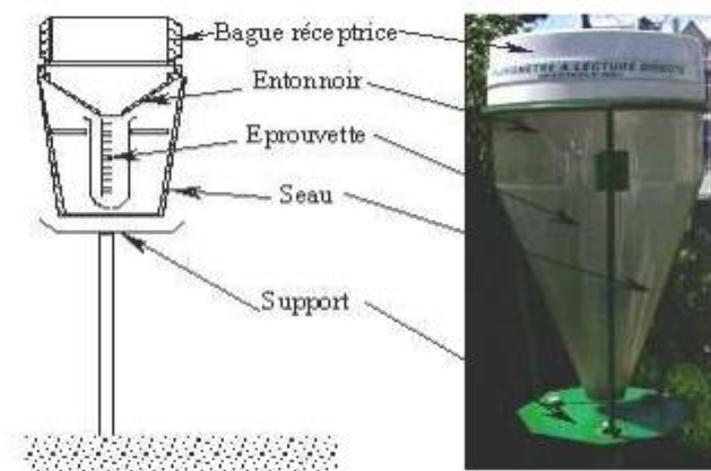
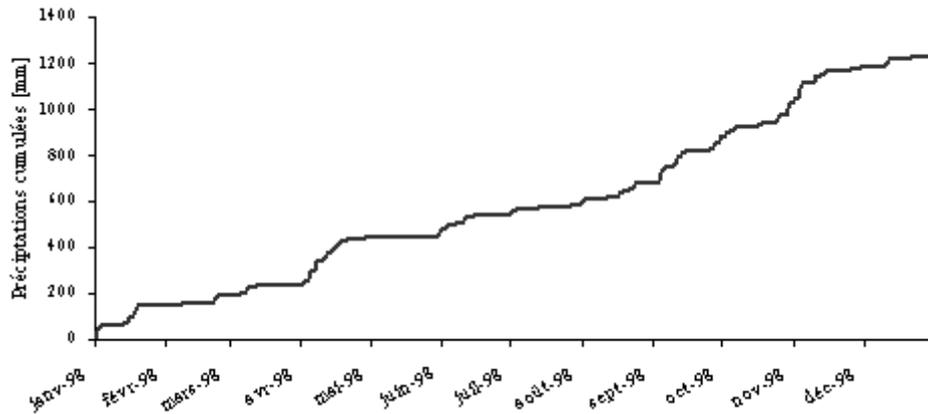


Figure IV.6: Schéma du pluviomètre association (*Laborde JP ; 2009*)

##### IV.5.2) Le pluviographe :

Le pluviographe se distingue du pluviomètre, au lieu que les précipitations s'écoulent directement dans un *récepteur collecteur*, passent d'abord dans un dispositif particulier (réservoir à flotteur, augets, etc) qui permet l'enregistrement automatique de la hauteur instantanée de précipitation. L'enregistrement est *permanent et continu*, et permet de déterminer non seulement la hauteur de précipitation, mais aussi sa répartition dans le temps donc *son intensité*. Les pluviographes

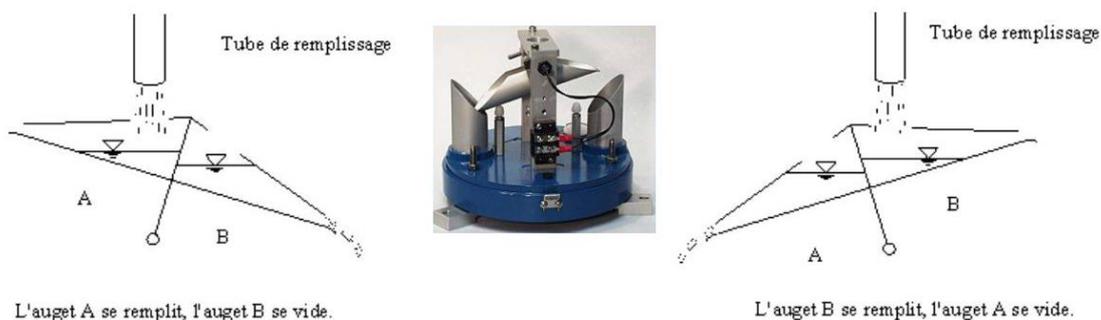
fournissent des diagrammes de hauteurs de précipitations cumulées en fonction du temps (figure IV.7).



**Figure IV.7 : Courbe des pluies cumulées** (André Musy ; 2004)

**a) pluviographe à augets basculeurs**

Cet appareil comporte, en dessous de son entonnoir de collecte de l'eau, une pièce *pivotante* dont les *deux compartiments* peuvent recevoir l'eau tour à tour (augets basculeurs). Quand un poids d'eau déterminé (correspondant en général à **0,1** ou **0,2 mm** de pluie) s'est accumulé dans un des compartiments, la bascule change de position : le premier auget se vide et le deuxième commence à se remplir. Les basculements sont comptés électriquement par *comptage d'impulsions* (figure IV.8).



**Figure IV.8 : Schéma et image du pluviographe à augets basculeurs**

**b) Le pluviographe à pesée :**

Il est utilisé aux Etats-Unis. Il est constitué d'une sorte de balance enregistreuse qui mesure à chaque instant le poids total des précipitations recueillies par une surface réceptrice et inscrit directement sur un graphique « l'équivalent en eau » des précipitations en terme de hauteur d'eau en fonction du temps (figure IV.9).

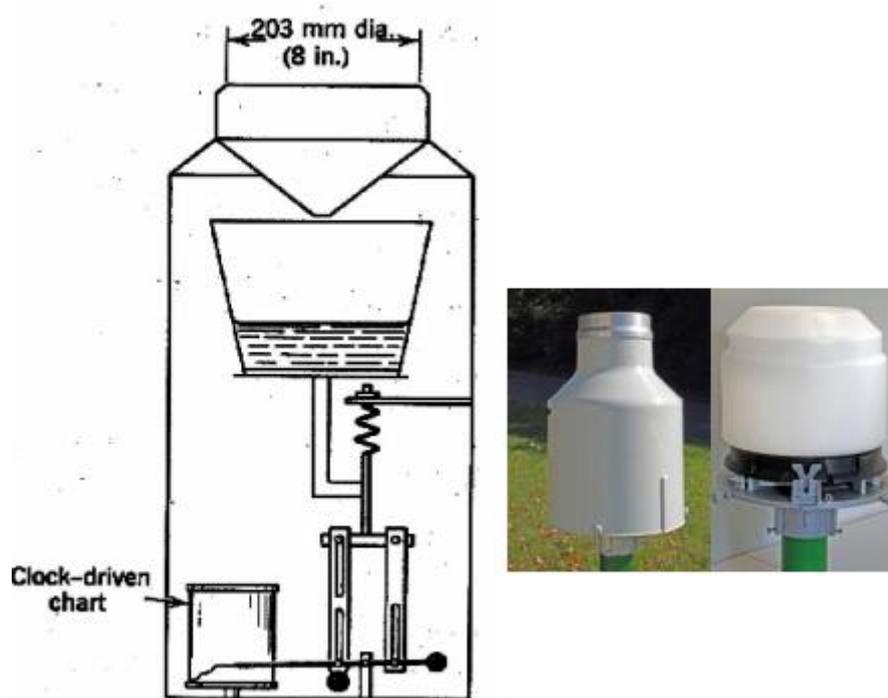


Figure IV.9 : Schéma et image du pluviographe à pesée

#### IV.6) Réseau d'observation et publication des données :

##### IV.6.1) Le 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 la climatologie, la planification et la gestion des ressources et les projets de construction; c'est sur sa qualité et sa quantité que reposent les résultats de chaque analyse statistique et les conclusions qui en découlent.

La représentativité des précipitations par les mesures est fonction du réseau d'observation. Plus celui-ci est dense, meilleure est l'information et plus l'ensemble des mesures est représentatif de la lame d'eau tombée sur une surface donnée. Cependant le réseau est le résultat d'un compromis entre la *précision désirée* et les possibilités ou *charges d'exploitation*. Le réseau devra donc être planifié.

L'hydrologue devra donc faire appel à son expérience de terrain pour planifier un réseau. Il tiendra compte du relief et du type de précipitations (frontales, orographiques, convectives). Il s'assurera également des facilités d'accès, de contrôle et de transmission des informations par télétransmission : téléphone, satellite, etc.. (André Musy ; 2004).

L'OMM a établi des normes de densité pour un réseau minimal de stations météorologiques en considérant trois régions différentes. Remarquons que ces indications sont d'ordre général :

**Tableau IV.1** : densité des stations pluviométriques en considérant différentes régions.

Zones	Densité
Régions plates, zones tempérées et tropicales :	1station/600-900 Km <sup>2</sup>
Si l'accès est difficile :	1station/900-3000 Km <sup>2</sup>
Régions montagneuses, zones tempérées et tropicales :	1station/100-250 Km <sup>2</sup>
Si l'accès est difficile :	1station/250-1000 Km <sup>2</sup>
Régions polaires et arides :	1station/1500-10000 Km <sup>2</sup>

Ces quelques indications sont valables pour l'établissement d'un réseau national. Mais pour certaines études spécifiques, on augmentera significativement le nombre de stations de mesures, en fonction des buts de l'étude. D'après *Degré (2005-06)* mentionné dans (*Ann V ; 2008*), le nombre de stations pluviométriques nécessaires pour étudier les précipitations d'une région donnée, varie notamment en *fonction du type d'étude* que l'on envisage. Pour connaître la pluviosité d'une vaste région à des fins de climatologie ou de géographie, on admet qu'un pluviomètre par **100** ou **150 km<sup>2</sup>** constitue une densité raisonnable. Pour les études plus détaillées de bassins versants, on recourt à des densités d'installations plus élevées pouvant dépasser la densité d'un pluviomètre par **5 km<sup>2</sup>**.

#### **IV.6.2) Publication des données :**

La publication des données pluviométriques est du ressort des services publics de l'Etat (en Algérie L'ONM et L'ANRH). 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.

Les observations effectuées au niveau des stations sont enregistrées sur des « feuilles d'enregistrement » (pluviogrammes). Ces derniers seront dépouillés par la suite. Les données peuvent être exploitées sous différentes formes :

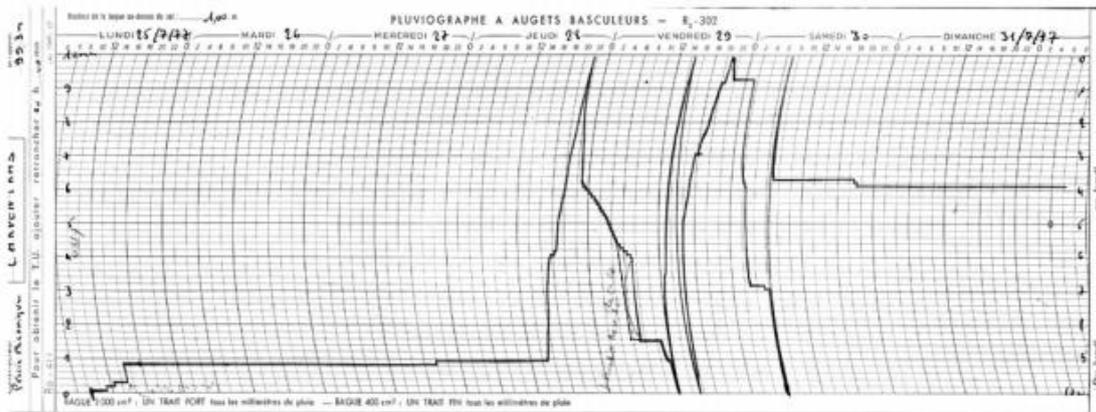


Figure IV.10 : feuille d'enregistrement sous forme de pluviogramme ( Soubeyroux JM ;2011).

**Le hyétogramme :**

Le hyétogramme est la représentation, sous la forme d'un histogramme, de l'intensité de la pluie en fonction du temps. Il représente la dérivée en un point donné, par rapport au temps, de la courbe des précipitations cumulées. 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 du hyétogramme, elle est en général caractéristique du type de l'averse et varie donc d'un événement à un autre (André Musy ; 2004).

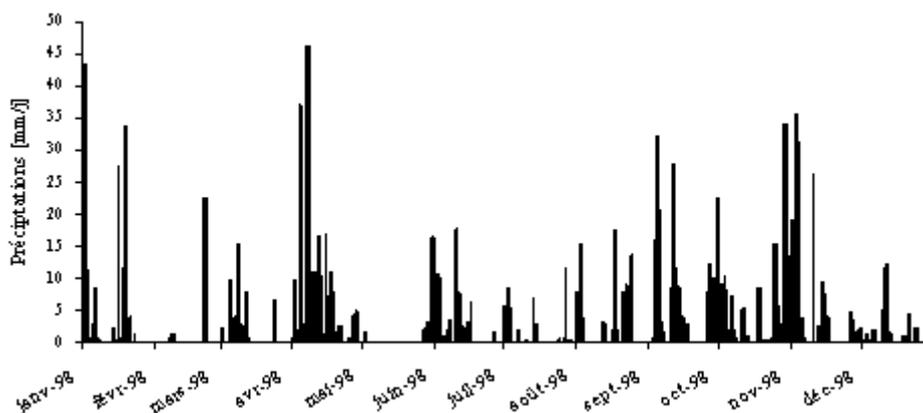


Figure IV.11 : Un hyétogramme des pluies (André Musy ; 2004).

### **IV.6.3) Analyse et contrôle de la mesure ponctuelle :**

Avant de pouvoir exploiter les mesures ponctuelles (données pluviométriques) et bien qu'elles soient dans un format adéquat, il importe de contrôler la fiabilité et la précision de ces dernières. Le contrôle de la validité des données d'observation est un travail préalable indispensable à toute analyse correcte malgré les nombreux contrôles manuels intervenant dans la chaîne de traitement des données climatologiques. Après un contrôle très souvent manuel au niveau de la station les documents sont de nouveau contrôlés au service central. On constate encore des erreurs de natures différentes et qui sont susceptibles d'être commises. Deux types d'erreurs peuvent être rencontrés :

- **Les erreurs aléatoires (accidentelles) :**

Elles sont dues au capteur mal entretenu et à des erreurs de transcription des données du carnet d'observation sur les **CRQ** (compte rendu quotidien) ; des **CRQ** sur les **TCM** (tableaux climatologiques mensuels) ou sur support informatique. Pour les stations bénévoles, il existe par contre un **TCM réduit**. Ces erreurs étant inévitables, il faut en estimer l'importance afin de pouvoir en tenir compte lors de l'évaluation de l'incertitude finale.

- **Les erreurs systématiques:**

Elles affectent la fiabilité des données, La différence entre la vraie valeur et la valeur mesurée, si elle existe, est alors due à une erreur systématique. L'origine des erreurs systématiques est le plus souvent liée à la calibration de l'appareil de mesure qui n'est pas parfaite ou à un phénomène extérieur qui perturbe la mesure (erreur d'appareillage, changement d'observateur...).

Des méthodes plus élaborées et des tests statistiques sont nécessaires pour mettre en évidence l'existence d'erreurs systématiques.

- **Estimation des données manquantes :**

De tous les problèmes qui se sont posés et continuent à se poser aux climatologistes ceux relatifs aux données manquantes. Parmi les méthodes de reconstitution des données manquantes qui ont été mises au point dont les principales sont :

- Méthode d'analyse en composante principale.
- Reconstitution par la moyenne arithmétique.
- Reconstitution par régression linéaire simple ou multiple.

#### IV.6.4) Contrôle de l'homogénéité des relevés pluviométriques et correction des erreurs :

La question de l'homogénéité ou de l'hétérogénéité des observations est un problème important, compte tenu des conséquences que peut entraîner l'utilisation des séries non homogènes, considérées en fait comme homogènes. Une série est dite *homogène* si les observations qui la composent ont été observées de la même façon et sont issues de la même population. Pour les statisticiens, la série de données est dite homogène si les propriétés statistiques de *l'erreur de mesure* affectant ces données sont restées *invariables* au cours de la période d'observation. D'une façon générale les éléments climatiques dans le temps ne se produisent pas de la même façon et la série correspondante n'est pas purement stationnaire. Les causes perturbatrices les plus courantes de l'homogénéité des observations sont :

- Le mauvais état ou la défectuosité d'appareils de mesures.
- Un changement d'observateur.
- Le déplacement de la station (différences topographiques).
- Le changement de type d'appareils, de leurs conditions d'installations (hauteur au-dessus du sol).

L'utilisateur des données doit connaître *l'historique des stations* d'observations ce qui permettra d'expliquer *les causes* de l'hétérogénéité lorsqu'elle existe. Cet historique comprend le nom de la station, les coordonnées, les périodes et le personnel d'exploitation et les détails sur son équipement ( *Ketrouci K ; 2002* ).

Afin de déceler une éventuelle hétérogénéité; plusieurs tests graphiques et numériques sont proposés :

- **Le simple cumul :**

Le principe consiste à cumuler les valeurs annuelles observées de chaque paramètre à traiter; une fois que les valeurs sont cumulées, il faut les mettre en ordonnées et le temps en abscisse. A partir de cumuls en fonction du temps on dispose d'un nuage de points, ces derniers fluctuent autour d'une droite. Si on constate une cassure de la droite on conclut que la série correspondante présente une tendance, des observations erronées ou des valeurs exceptionnelles. Lorsque la cassure est nette on peut par simple lecture sur le graphique déterminer l'époque où s'est manifestée la tendance et contrôler dans les documents les causes de cette tendance. La méthode du simple cumul ne permet pas de différencier dans le cas où l'on observerait une tendance, celle qui est propre à la station (hétérogénéité) d'une tendance climatique ( *Ketrouci K ; 2002* ).

- **Le double cumul :**

Le principe est le même que celui du simple cumul; seulement la droite des cumuls n'est plus obtenue en fonction du temps mais en fonction d'une deuxième station de la même région, qu'on appellera station de référence, cette dernière devra être homogène dès le départ. La similitude de comportement des deux stations se traduit par un quasi alignement des points représentatifs; une déviation de comportement d'une des deux séries (stations) va se traduire par un nouvel alignement le long d'une droite différente de la première ( *Ketrouci K ; 2002* ) .

- **Méthode des résidus Bois :**

L'étude de l'homogénéité des séries par la méthode de double cumul est généralement confrontée au manque de tests statistiques valables pour préciser la signification des cassures apparentes. P. Bois a suggéré une méthode basée sur le cumul des résidus. Si une rupture peut exister à une certaine date ou entre deux époques, si ce cumul est trop grand; le problème revient à rechercher une courbe de contrôle telle que tout dépassement amène à repousser l'hypothèse d'homogénéité de la série avec un seuil de confiance choisie P. Bois a montré que la courbe de contrôle est une ellipse d'équation :

$$Y_i = \pm t_{\frac{\alpha}{2}} S_y \sqrt{1 - r^2} \sqrt{\frac{(n-1)}{n} - 1}$$

Ou  $S_y \sqrt{1 - r^2} \sqrt{\frac{(n-1)}{n} - 1}$  est la variance des résidus

Ces résidus sont déterminés par la relation suivante :

$$\zeta_i = y_i - \bar{y} - r \frac{S_y}{S_x} (x_i - \bar{x})$$

$\zeta_i$  : La différence entre la valeur observée la valeur donnée par la régression linéaire de Yen X.

$t_{\frac{\alpha}{2}}$  : La variable de student.

$S_y$  : L'écart type de Y.

$S_x$  : L'écart type de X.

$\bar{x}$ : La moyenne de X.

$\bar{y}$ : La moyenne de Y.

- **Le test de Wilcoxon :**

C'est un test non paramétrique qui utilise la série des rangs des observations au lieu de la série des valeurs. Le test de Wilcoxon se base sur le principe suivant : Si X est issu d'une même population Y, l'échantillon  $X \cup Y$  (union de X et Y) en est également issu.

On procède ainsi : Soit une série d'observations de longueur N à partir de laquelle on tire deux échantillons X et Y :  $N_1$  et  $N_2$  sont respectivement les tailles de ces échantillons avec  $N=N_1+N_2$  et  $N_1 < N_2$ .

On classe ensuite, les valeurs de notre série par ordre croissant. Par la suite nous n'intéresserons qu'au rang de chacun des éléments des deux échantillons dans cette série. Si une valeur se répète plusieurs fois, on lui associe le rang moyen correspondant.

On calcul ensuite la somme  $W_x$  des rangs des éléments du premier échantillon dans la série commune :

$$W_x = \sum \text{rang } X$$

Wilcoxon a montré que dans le cas où les deux échantillons X et Y constituent une série homogène. La quantité  $W_x$  est comprise entre deux bornes  $W_{max}$  et  $W_{min}$  données par les formules suivantes :

$$W_{min} = \frac{(N_1 + N_2 + 1)N_1 - 1}{2} - Z_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{\frac{N_1 N_2 (N_1 + N_2 + 1)}{12}}$$

$$W_{max} = (N_1 + N_2 + 1)N_1 - W_{min}$$

$Z_{1-\frac{\alpha}{2}}$ : Représente la valeur de la variable centrée réduite de la loi normale correspondant au seuil de confiance ; pour  $\alpha = 0,05$  , c'est-à-dire à 95 % ( $Z_{1-\frac{\alpha}{2}} = 1,96$ )(Sari A; 2008).

- **Le test de Mann-Whitney :**

D'après Sari A (2008) dans son livre initiation à l'hydrologie de surface, le test de **Mann-Whitney** permet de tester l'hypothèse nulle  $H_0$ , selon laquelle une série statistique est homogène, c'est-à-dire que les éléments qui la constituent proviennent de la même population. En hydrologie, cela veut dire que les conditions qui ont prévalu lors de la collecte des données ou de l'avènement du phénomène considéré (pluie, écoulement, évaporation...) n'ont pas changé pendant toute la durée de la collecte ou du phénomène. En d'autres termes, il n'y a pas eu un phénomène extraordinaire

qui aurait pu modifier les données hydrologiques considérées comme le changement de site de la station de mesure, la construction d'un barrage qui aurait pu modifier les apports de l'oued, l'urbanisation de la zone étudiée.

*Pour appliquer le test de Mann-Whitney :*

On divise l'échantillon en deux sous-ensembles de tailles respectives  $N_1$  et  $N_2$  avec :  $N_2 > N_1$

L'échantillon **X** :  $x_1, x_2, x_3 \dots \dots \dots, x_i, \dots \dots \dots x_{N_1}$

L'échantillon **Y** :  $y_1, y_2, y_3 \dots \dots \dots, y_i, \dots \dots \dots y_{N_2}$

La taille de l'échantillon original est  $N = N_1 + N_2$

On classe ensuite les valeurs de la série originale par ordre croissant de 1 à  $N$  et l'on note les rangs  $R(x_i)$  des éléments du premier sous-ensemble et ceux de  $R(y_i)$  des éléments du second sous-ensemble dans l'échantillon original.

On définit  $K$  et  $S$  comme suit :

$$K = L - \frac{N_1(N_1+1)}{2} \quad \text{et} \quad S = N_1N_2 - 1$$

Avec  $L = \sum_{i=1}^{N_1} R(x_i)$  c'est-à-dire la somme des rangs des éléments de l'échantillon 1 dans l'échantillon original.

$K$  est la somme des nombres de dépassements de chaque élément du second échantillon par ceux du premier échantillon.

$S$  est la somme des nombres de dépassements des éléments du premier sous-ensemble (échantillon) par ceux du second.

On montre que lorsque  $N > 20, N_1 > 3$  et  $N_2 > 3$  ;  $K$  et  $S$  sont distribués selon une loi normale ayant :

- Une moyenne égale à :  $\bar{K} = \bar{S} = \frac{N_1N_2}{2}$
- Un écart-type égal à :  $s_K = s_S = \frac{N_1N_2}{12} (N_1 + N_2 + 1)$

On peut alors tester l'hypothèse  $H_0$  selon laquelle les deux sous-ensembles proviennent de la même population, au niveau de seuil de risque  $\alpha$  en comparant la grandeur :  $T = \left| \frac{K - \bar{K}}{s_K} \right|$  avec la variable centrée réduite ayant une probabilité au dépassement  $\frac{\alpha}{2}$

Si  $T < Z_{\frac{\alpha}{2}}$  l'hypothèse nulle  $H_0$  est acceptée, sinon elle est rejetée

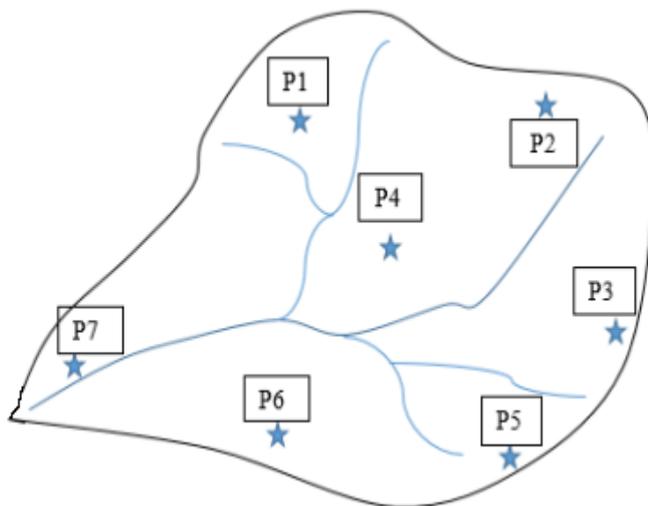
## IV.7) Calcul de la pluie moyenne sur un bassin versant

Quatre méthodes sont très souvent utilisées pour calculer la moyenne pluviométrique d'une région :

- La moyenne arithmétique ;
- La moyenne de Thiessen ;
- La moyenne analytique ;
- La méthode des isohyètes.

### IV.7.1) Calcul de la pluie moyenne, par la méthode arithmétique :

Elle s'applique lorsque la pluie et les postes sont répartis de façon relativement homogène sur le bassin, et quand la topographie n'est pas trop accidentée, on applique une simple moyenne arithmétique des précipitations de tous les postes pluviométriques (si les conditions ne sont pas satisfaites, la méthode n'est pas valable).



$$P_{moy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i$$

$P_{moy}$  : précipitation moyenne sur le bassin ;

$P_i$  : précipitations enregistrées dans les stations pluviométriques,

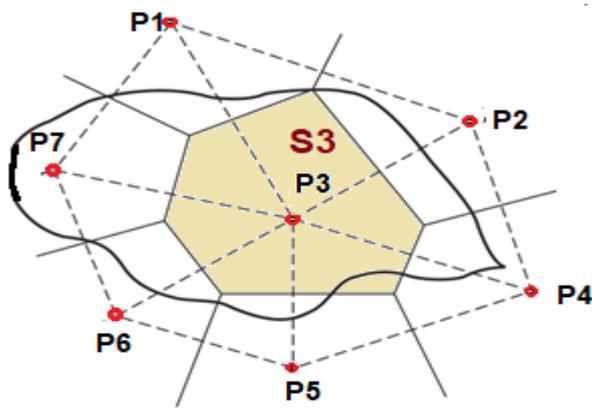
$n$  : nombre de stations pluviométriques.

Figure IV.12 : Schéma représentatif du réseau pluviométrique d'un bassin versant

### IV.7.2) Calcul de la pluie moyenne par la méthode de Thiessen :

La méthode de Thiessen est une méthode géométrique dans laquelle on attribue à chaque pluviomètre un poids proportionnel à une zone d'influence définie géométriquement. Cette méthode ne tient compte que de la distribution spatiale en plan des stations pluviométriques, Elle ne tient compte ni de la topographie, ni d'autres facteurs qui pourraient influencer la distribution spatiale de la pluie (Sari A, 2009).

Pour le calcul des coefficients de Thiessen (*poids*) à appliquer à chaque poste, on détermine sur la carte la surface totale du bassin et les surfaces de chaque polygone, par planimétrie. Les zones représentatives sont ainsi des polygones obtenus en traçant entre les stations prises deux à deux les médiatrices. La surface du polygone de Thiessen d'un poste (*i*) est ( $S_i$ ) le coefficient de Thiessen du poste (*i*) est égal à:  $C_i = \frac{S_i}{S}$



$$P_{moy} = \sum_i^n C_i P_i$$

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

$S$ : aire totale du bassin ( $=\sum S_i$ ),

$P_i$  : précipitations enregistrées à la station *i*,

$S_i$  : superficie du polygone associée à

**Figure IV.13 : Schéma représentatif de la méthode de Thiessen**

#### IV.7.3) La méthode analytique :

Cette méthode utilise la corrélation qui existe entre les précipitations et les altitudes. Si cette corrélation est forte ( $r \geq 0,7$ ), la pluie moyenne sur le bassin versant est donnée par l'équation de la droite de régression entre les pluies et les altitudes dans laquelle l'altitude est prise égale à l'altitude moyenne; cette dernière est tirée à partir de la courbe hypsométrique du bassin versant.

Pratiquement, on procède comme suit :

- On porte sur un graphique les couples précipitations-altitudes pour chaque station (les précipitations en abscisse et les altitudes en ordonnée) ;
- On ajuste une droite au nuage de points obtenu ;
- L'abscisse du point de la droite d'ajustement correspondant à l'altitude moyenne (déterminée à partir de la courbe hypsométrique) est égale à la pluviométrie moyenne sur le bassin versant (Sari A ; 2009).

#### IV.7.4) Calcul de la pluie moyenne par la méthode des isohyètes :

Les isohyètes (iso-valeurs) sont définies comme le lieu des points d'égale hauteur de précipitation pour une période considérée. Pour tracer de telles courbes, il faut implicitement effectuer des interpolations entre les postes (technique de krigeage). On zone de pluviométrie homogène,

l'interpolation peut être linéaire. Une attention particulière doit être portée aux orages ; dans ce cas la décroissance peut être parabolique au lieu de linéaire.

En zones de fortes variations de pluviosité (essentiellement dues au relief), il faut tenir :

- De la variation d'altitude ;
- De la différence d'exposition (effet de Foehn) ;
- De l'influence des écrans (massifs montagneux) ;
- De la direction de propagation de la pluie (*Sari A ; 2009*).

Une fois les courbes isohyètes sont tracées, la surface  $S_i$  entre deux isohyètes est calculée.

La pluie ( $P_i$ ) tombée sur la surface ( $S_i$ ) est la moyenne des valeurs des 2 isohyètes.

$$P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2}$$

La pluie moyenne tombée sur le bassin est :

$$P_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^K P_i S_i}{S}$$

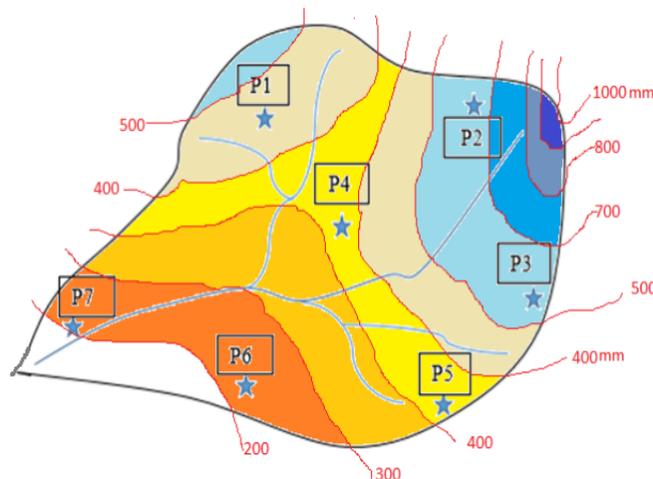
$P_{moy}$ : Précipitation moyenne à l'échelle du bassin,

$K$  : nombre total d'isohyètes,

$S_i$  : l'aire entre chaque paire d'isohyètes adjacentes,

$S$ : aire totale du bassin ( $=\sum S_i$ ).

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



**Figure IV.14 : Schéma représentatif de la méthode des isohyètes**

#### IV.8) L'analyse des averse :

On désigne généralement par "averse" un ensemble de pluies associé à une même perturbation météorologique bien définie. La durée d'une averse peut donc varier de quelques minutes à une centaine d'heures et intéresser une superficie allant de quelques kilomètres carrés (orages) à quelques milliers de kilomètres carrés (pluies cycloniques) qui provoquant des crues de grands fleuves.

On définit finalement une averse comme un épisode pluvieux continu, pouvant avoir plusieurs pointes d'intensité. L'intensité moyenne d'une averse s'exprime par le rapport entre la hauteur de pluie observée et la durée  $t$  de l'averse :

$$I_m = \frac{\Delta H}{\Delta t} = \frac{h}{t}$$

$I_m$  : intensité moyenne de la pluie [mm/h, mm/min] ou ramenée à la surface [l/s.ha],

$\Delta H$  : hauteur de pluie de l'averse [mm]

$\Delta t$  : durée de l'averse [heure ou minute]

On s'intéresse souvent aux intensités observées sur des intervalles de temps au cours desquels on aura enregistré la plus grande hauteur de pluie Plutôt que de considérer l'averse entière et son intensité moyenne. On parle alors d'intensité maximale.

Deux types de courbes déduites des enregistrements d'un pluviographe (pluviogramme) permettent d'analyser les averse d'une station :

- La courbe des hauteurs de pluie cumulée,
- Le hyétogramme.

*La courbe des hauteurs de pluie cumulée* représente en ordonnée, pour chaque instant  $t$ , l'intégrale de la hauteur de pluie tombée depuis le début de l'averse (figure 4.15 a) .

*Le hyétogramme* est la représentation, sous la forme d'un histogramme ou de bâton, de l'intensité de la pluie en fonction du temps (figure 4.15 b).

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

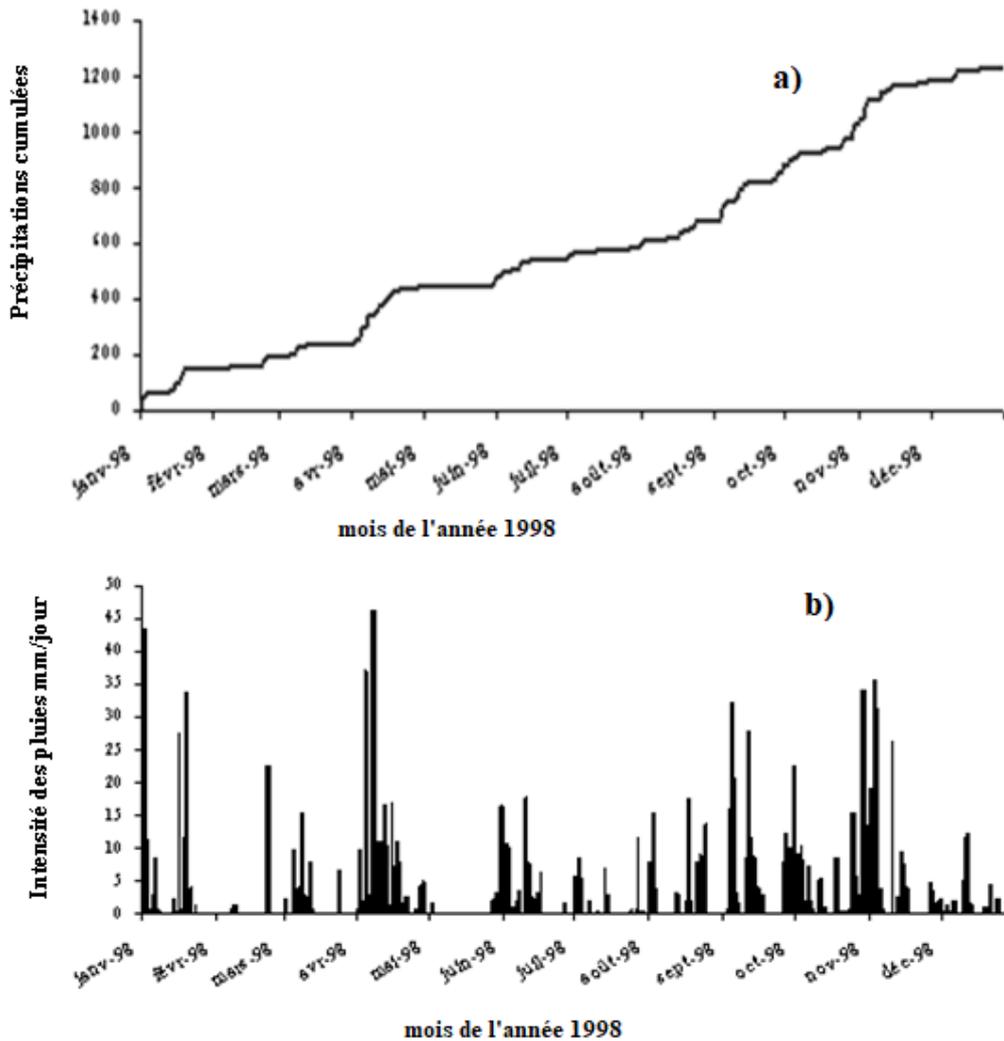


Figure IV.15: exemple de courbe des pluies cumulées(a) et hyétogramme (b) (André Musy ; 2004).

#### IV.9) Les courbes intensité-durée-fréquence (I.D.F) :

Les courbes IDF ne sont pas une fin en soi, mais sont construites dans un but bien précis. Elles permettent d'une part de synthétiser l'information pluviométrique au droit d'une station donnée et, d'autre part de calculer succinctement des débits de projet et d'estimer des débits de crue ainsi que de déterminer des pluies de projet utilisées en modélisation hydrologique.

- **Construction de courbes IDF :**

Les courbes IDF sont établies sur la base de l'analyse d'averses enregistrées à une station au cours d'une longue période. Les courbes obtenues peuvent donc être construites de manière analytique ou statistique.

**Représentation analytique :** Différentes formules sont proposées pour représenter l'intensité critique d'une pluie en fonction de sa durée.

La forme la plus générale (avec T variable) est la suivante :

$$i = \frac{k \cdot T^a}{(t + c)^b}$$

Avec :

*i* : intensité totale [mm/h], [mm/min] ou intensité spécifique [l/s.ha],

T : période de retour en années,

t : durée de référence [heures ou en minutes]

*k, a, b, c* : paramètres d'ajustement.

Montana suggère une formulation plus simple :

$$i = \frac{a}{t^b}$$

Avec :

*i* : intensité maximale de la pluie [mm/h],

*t* : durée de la pluie [minutes ou heures],

*T* : intervalle de récurrence (ou temps de retour) [années],

*a, b* : constantes locales, dépendant généralement du lieu ( $0,3 \leq b \leq 0,8$ ).

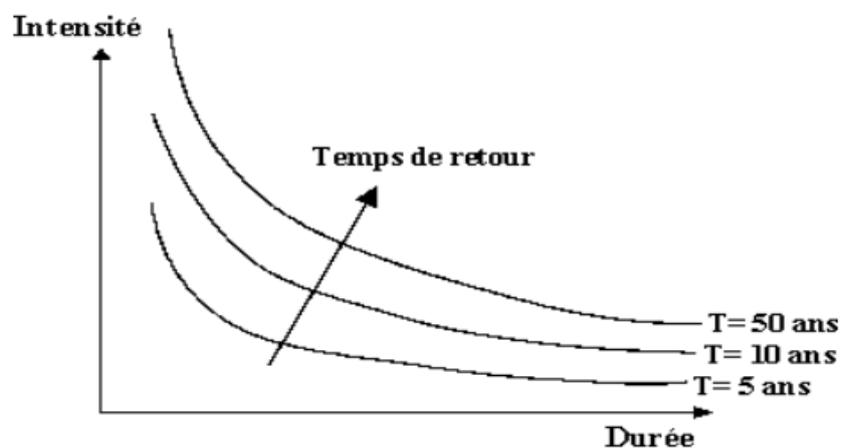


Figure IV.15: Allure des courbes IDF

- **Etablissement des courbes IDF :**

La méthodologie d'établissement des courbes IDF est constituée de trois étapes :

- **Première étape :** Une distribution de probabilité est ajustée à chaque échantillon de chaque durée.
- **Deuxième étape :** On détermine les quantiles correspondant à plusieurs périodes de retour spécifiées, en utilisant la distribution ajustée
- **Dernière étape :** On modélise les courbes IDF en ajustant une équation empirique sur les quantiles estimés pour chaque période de retour au moyen des régressions non linéaires

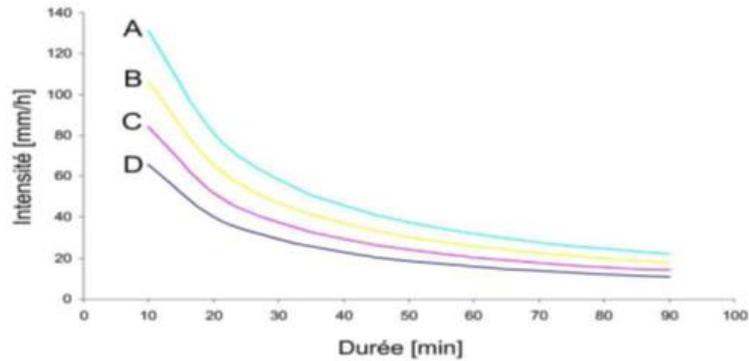
#### IV.10) Applications sur le chapitre IV :

##### Question de compréhension :

**Q1 :** Le comportement hydrologique du bassin versant est-il influencé par la distribution de la pluie dans l'espace et dans le temps ? Justifier avec des schémas explicatifs.

**Q2 :** Le graphique ci-dessous représente les courbes **IDF** établies sur une période de **10 ans** pour une station pluviométrique. Compléter avec la lettre correspondante (A, B, C ou D) :

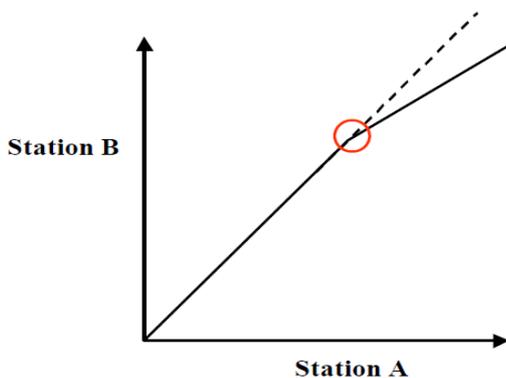
- 2 ans
- 1 an
- 10 ans
- 5 ans



On a mesuré sur cette même station une pluie de 30 mm en 45 minutes. Quel est son temps de retour ?

**Q3 :** Qu'est-ce qu'un test paramétrique ? Le test de Wilcoxon est-il un test paramétrique ?

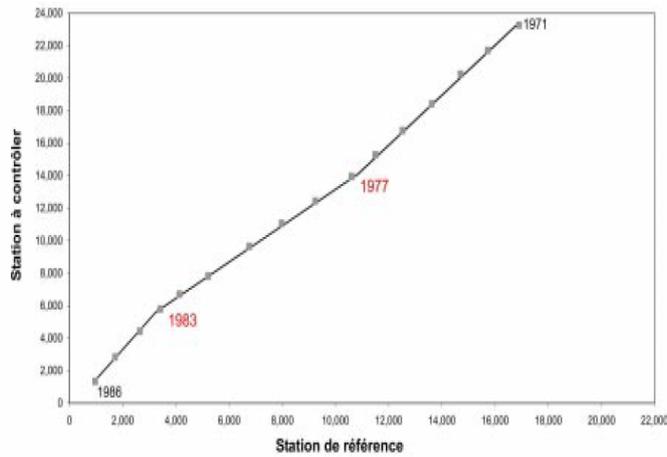
**Q4 :** Un test du double cumul entre les stations A et B, en prenant A comme station de référence, a donné le résultat suivant :



a) Quelle est la conclusion de l'analyse ?

b) Si un problème existe, peut-on le corriger ?

**Q5 :** Le graphique suivant a été obtenu par la méthode du double cumul sur deux séries des pluies observées à deux stations pluviométriques :



a) que pouvez-vous en déduire ?

b) comment peut-on vérifier statistiquement l'homogénéité de la série de mesure ?

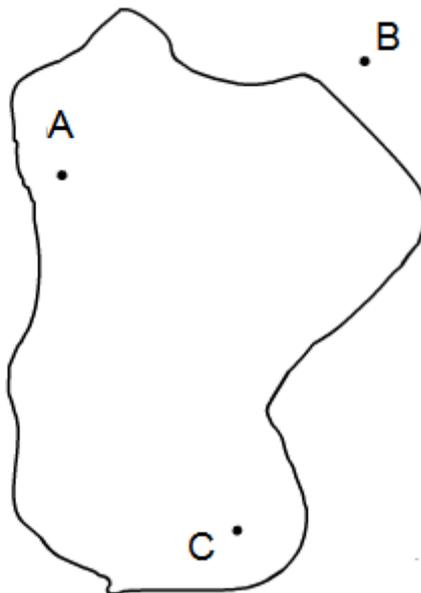
Citer au moins un exemple

### Exercice 4. 2 :

Sur le bassin versant ci-dessous, les pluies sont enregistrées sur 3 stations pluviométriques A, B et C. Les pluies annuelles moyennes sur les 3 stations (A, B et C) sont respectivement 1100, 1130 et 1015 mm.

a) Appliquer le principe de la méthode des polygones de Thiessen sur le graphique ci-dessus

b) Calculer la pluie annuelle moyenne sur le bassin versant selon la méthode de Thiessen



### Exercice 4.2:

Soit la série des totaux pluviométriques annuels observée durant la période 1968-1988, soit 20ans d'observations (voir tableau).vérifier si la série est homogène, en utilisant le test de Wilcoxon à un seuil de risque  $\alpha=0.20$ .

<b>Les années</b>	<b>1980</b>	<b>1981</b>	<b>1982</b>	<b>1983</b>	<b>1984</b>	<b>1985</b>	<b>1986</b>	<b>1987</b>	<b>1988</b>	<b>1989</b>
<b>Les totaux</b>	126,9	154,0	116,3	168,6	212,8	156,4	246,6	245,2	130,4	215,0
<b>Les années</b>	<b>1990</b>	<b>1991</b>	<b>1992</b>	<b>1993</b>	<b>1994</b>	<b>1995</b>	<b>1996</b>	<b>1997</b>	<b>1998</b>	<b>1999</b>
<b>Les totaux</b>	231,7	417,3	162,4	236,2	165,8	162,7	159,2	271,4	238,4	416,8

**NB** :  $N_1=7$ ,  $N_2=13$

# CHAPITRE V

---

## L'HYDROMETRIE

---

### TABLE DES MATIERES :

Introduction	65
Les méthodes de jaugeages	66
Station de jaugeage	72
Mesures des débits par des seuils calibrés	80
Applications sur le chapitre V	87

## V.1) Introduction :

D'après (*Chuzeville, 1990*) dans (*Ann V, 2008*), l'hydrométrie est l'ensemble des opérations permettant de connaître les débits des cours d'eau. S'il est possible de mesurer facilement, et parfois directement, le débit d'un écoulement à surface libre en laboratoire, il n'est pas de même dans la nature. Seuls les cours d'eau ayant fait l'objet d'un *aménagement spécial* (déversoir, barrage, etc...) peuvent avoir leur débit simplement.

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** (*Laborde JP ; 2009*).

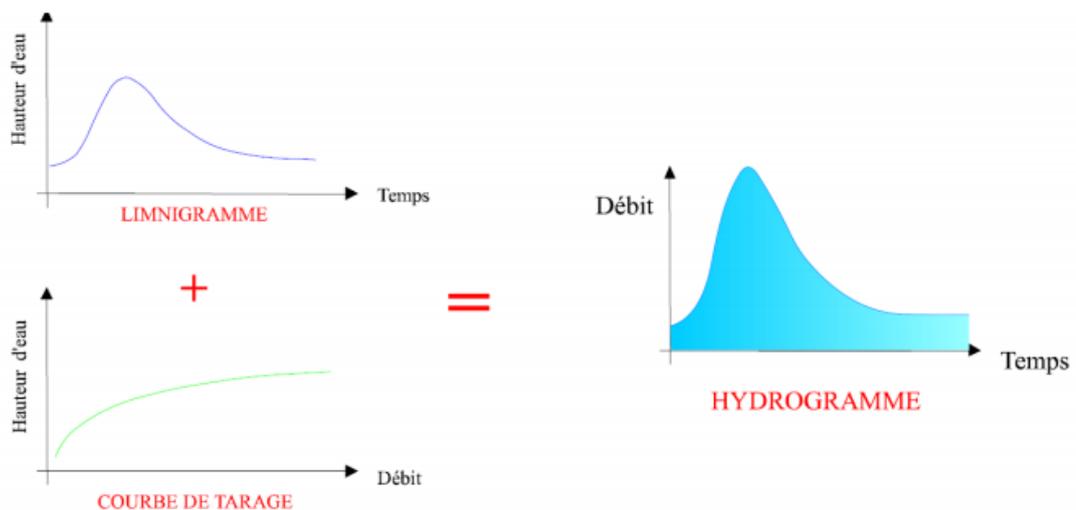


Figure V.1 : Passage d'un limnigramme à un hydrogramme par l'intermédiaire de la courbe de tarage (*André Musy, 2004*).

## V.2) Les méthodes de jaugeages :

Un jaugeage est donc *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.

Le débit peut être évalué :

- directement à partir du volume d'eau écoulé durant un temps donné (remplissage d'un récipient calibré),
- indirectement à partir de la vitesse d'écoulement à travers une section donnée (section de mesure), à partir d'ouvrage hydraulique, ou par dilution. Pour mesurer le débit d'un écoulement naturel (cours d'eau, canal, dérivation...), il existe quatre grandes catégories de méthodes (*Musy A, 2004*) :

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

**2. Les méthodes "d'exploration du champ de vitesse"** consistent à déterminer la vitesse de l'écoulement en différents points de la section, tout en mesurant la surface de la section mouillée. Ces techniques nécessitent un matériel spécifique (moulinet, perche, saumon, courantomètre...) et un personnel formé à son utilisation.

Parmi les nombreuses méthodes d'exploration du champ de vitesse, les jaugeages au moulinet et au flotteur sont présentés ci-dessous.

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

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

### V.3) Mesure de la hauteur d'eau :

La manière la plus courante pour la détermination du débit est la mesure de la hauteur d'eau (côte). Le niveau d'eau dans un canal est facilement observable, mais n'est représentatif que de la section d'observation et peut être soumis à des modifications dans le temps. Seule la variable débit reflète physiquement le comportement du bassin versant, et peut être interprétée dans le temps et l'espace. Généralement, on ne dispose pas d'une mesure directe et continue des débits mais d'un enregistrement des variations de la hauteur d'eau en une section donnée (*station hydrométrique*). On passe alors de la courbe des hauteurs d'eau en fonction du temps  $H = f(t)$  (appelée limnigramme) à celle des débits  $Q = f(t)$  (appelée hydrogramme) par l'établissement d'une courbe de tarage  $Q = f(H)$  (figure 5.1). *La courbe de tarage*, une fois établie, permet à tout moment d'obtenir le débit à partir d'une hauteur d'eau observée dans la section de mesure. La mesure de la hauteur d'eau est effectuée de manière discontinue grâce aux échelles limnimétriques ou de manière continue à l'aide des limnigraphes.

#### V.3.1) Les échelles limnimétriques :

Ce sont des règles graduées placées au bord des rivières et des oueds pour repérer le niveau de l'eau. Les échelles limnimétriques nécessitent la présence d'un observateur pour effectuer les lectures. Ces dernières sont effectuées **3 à 4** fois par jours en période d'étiage (faibles débits) et tous les 10 minutes en période de crues (figure V.2).



Figure V.2 : Echelles limnimétriques inclinée et verticale

Le technicien chargé des travaux de terrain vérifiera périodiquement le nivellement des différentes mires limnimétriques, particulièrement après de fortes crues. Avant de fixer l'échelle, on doit :

- commencer par faire une enquête sur le terrain afin de choisir l'emplacement et d'éviter les zones à risques (accessible facilement). Il faut que la lecture soit possible en tout temps.
- choisir le point le plus bas de la rivière. Le zéro de l'échelle doit permettre une lecture lors des forts étiages aussi.

placer les échelles (plaque en fer graduée en cm/cm ou en mm/mm). L'échelle placée verticalement, doit permettre une lecture de la hauteur d'eau. On ne modifie jamais le zéro de l'échelle. A partir du pt A qui est un point de repère fixe choisi de sorte qu'il soit loin des berges de l'oued et stable en cas de forte crue (figure V.3). Dans le cas où l'échelle est arrachée, on peut la remplacer sans problème (l'échelle est rattachée au point fixe). Tous les cours d'eau importants ont des échelles (Réseau d'échelles). Le zéro de l'échelle est un point de niveau Topographique (Bergaoui M ;2001).

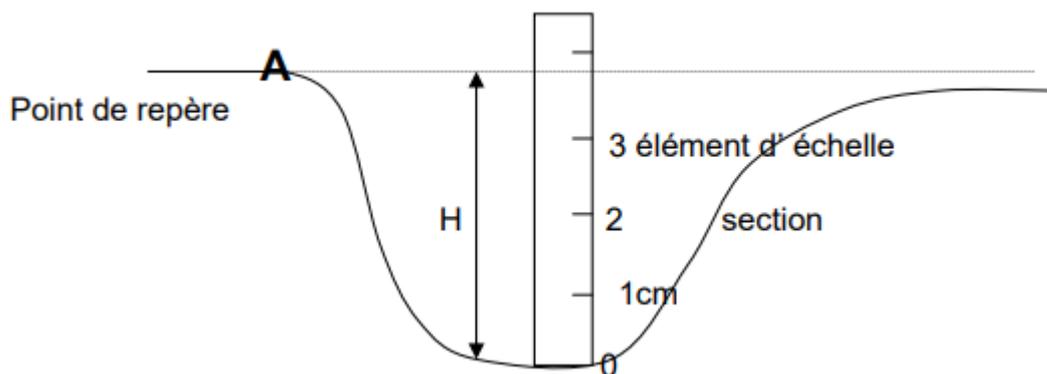
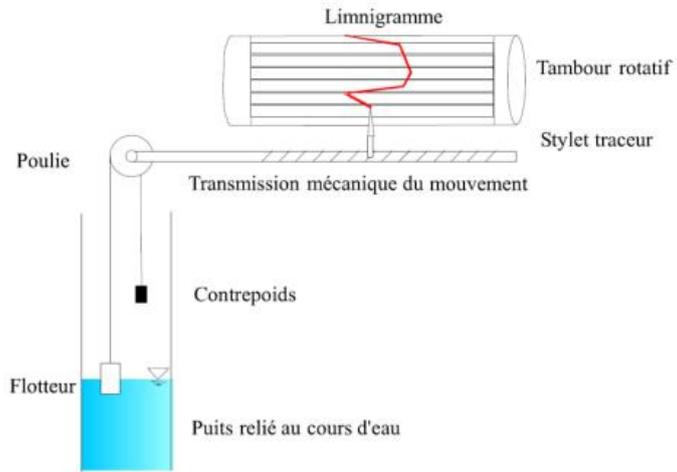


Figure V.3 : fixation de l'échelle limnimétriques (Bergaoui M ;2001)

### V.3.2) Les limnigraphes :

#### Le limnigraphe à flotteur :

C'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. Les limnigraphes à flotteurs sont simples à utiliser mais leur utilisation est difficile dans les cours d'eau à forte charge solide à cause de l'ensablement du puit du flotteur ou de la prise d'eau sur la rivière.



**Figure V.4 : Schéma du limnigraph à flotteur**

**Le limnigraph à pression :**

Le limnigraph 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 (Musy A, 2004).



**Figure V.5 : Schéma du limnigraph à pression photo: EPFL Lausanne**

## **Limnigraphe à ultrasons :**

**Principe:** Mesure d'une différence de durée de propagation entre l'onde réfléchiée par le plan d'eau et l'onde réfléchiée par une surface de référence. Les nouveaux matériels aujourd'hui disponibles se caractérisent par une mise en œuvre et une exploitation souvent plus aisées, et sans aucun doute plus rapides, que pour les divers systèmes décrits précédemment. S'agissant toutefois d'appareils faisant largement appel à l'électronique, ils demandent pour leur mise en œuvre, comme pour leur utilisation, un minimum d'expérience et de connaissances dans ce domaine (*Bergaoui M ;2001*)

## **.Centrale d'acquisition :**

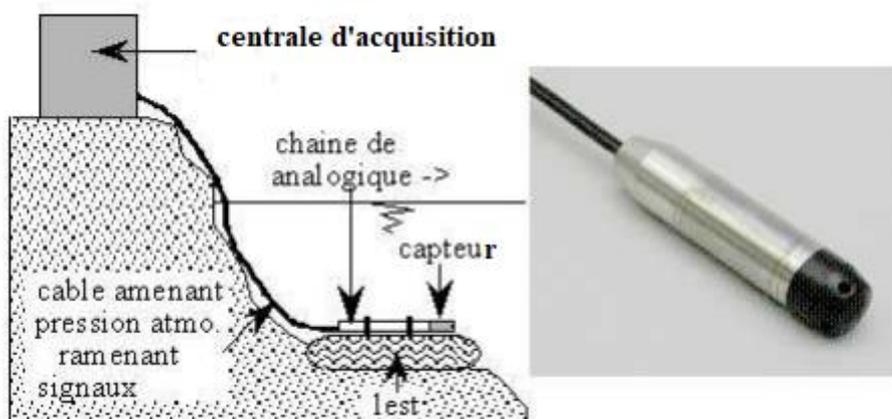
Depuis la fin des années 1980, l'emploi de centrales d'acquisition électroniques est rendu nécessaire par le fait que les capteurs de mesure de la hauteur d'eau délivrent l'information sous forme analogique ou digitale (figure V.6). Cette information peut, comme dans les systèmes plus anciens, être enregistrée sur des supports « classiques » (diagrammes, par exemple), mais l'un des grands intérêts de ce matériel est de pouvoir stocker directement les données (non seulement les hauteurs d'eau, mais aussi le temps mesuré par une horloge à quartz sur mémoire informatique, de préférence statique. Les mémoires utilisées sont issues de différentes technologies :

- Des **EPROM**, pour les mémoires amovibles. Ce sont des mémoires mortes programmables électriquement et effaçables par ultraviolets. Elles conservent l'information sans alimentation électrique.
- Des **RAM CMOS**, pour les mémoires résidentes. Ce sont des mémoires vives statiques à accès aléatoire et technologie faible consommation. Au repos, les besoins en énergies sont très faibles.
- Des **EEPROM** qui sont des mémoires mortes programmables et effaçables électriquement. Elles allient une relative souplesse de procédure d'écriture et d'effacement, proche des **RAM**, avec une non-volatilité. La collecte des mesures se fait par retrait de cassettes ou de cartouches (mémoires amovibles) ou à l'aide de terminaux ou de micro-ordinateurs portables (mémoires résidentes fixes).

Parmi les capteurs actuellement disponibles, peuvent être mentionnés :

- Les capteurs de pression,
- Les capteurs à ultrasons,
- Les systèmes spéciaux.

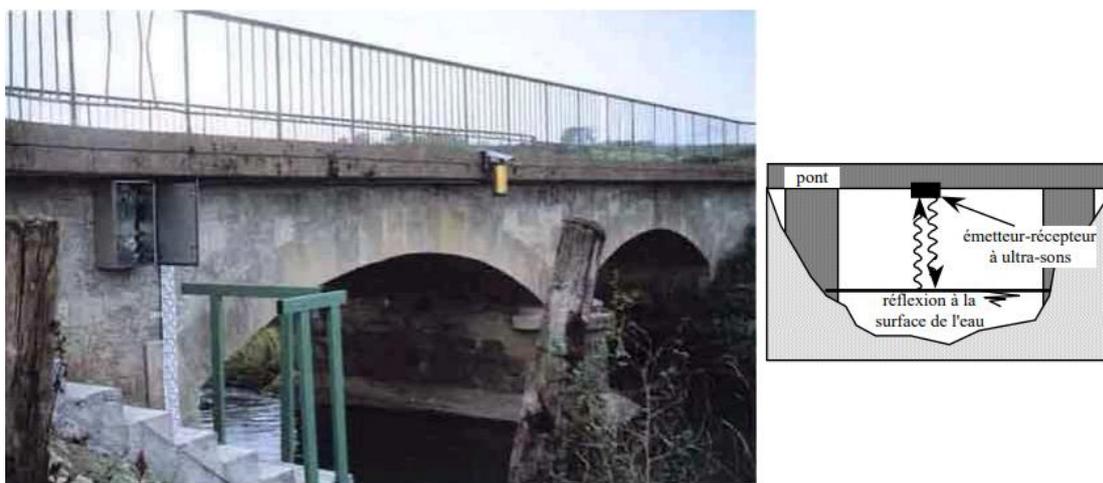
Sur les cours d'eau pérennes ou sur les cours d'eau présentant des débits de tarissement non négligeables, un petit canal, éventuellement équipé d'un déversoir, sera aménagé pour mesurer, avec plus de précision, les faibles débits.



**Figure V .6 : type d'appareil qui a remplacé progressivement les anciens limnigraphes à bulle ou à flotteur (Laborde JP ; 2009).**

#### **Limnigraphes à ultra-sons :**

Ce type d'appareil est constitué d'un émetteur récepteur d'ultrasons, fixé à la verticale du plan d'eau. Le temps de parcours aller-retour entre l'appareil et le plan d'eau permet de déterminer la distance  $x$  et par déduction la hauteur d'eau  $H$  puisque l'on connaît la position nécessairement fixe de l'appareil. Ce type de limnigraphe nécessite la présence d'un pont stable ou la mise en place d'un portique.



**Figure V .7 : Principe de fonctionnement des Limnigraphes à ultra-sons (Laborde JP ; 2009)**

## V.4) Stations de jaugeage :

### V.4.1) Le jaugeage par exploration du champ de vitesse :

La mesure de débit peut se faire à partir de la mesure de la vitesse en différents points de la section d'écoulement. La vitesse d'écoulement n'est jamais uniforme dans la section transversale d'un cours d'eau. Le principe de cette méthode consiste donc à calculer le débit à partir du champ de vitesse déterminé dans une section transversale du cours d'eau (en un certain nombre de points, situés le long de verticales judicieusement réparties sur la largeur du cours d'eau).

Parallèlement à cette exploration du champ de vitesse, on relève le profil en travers du cours d'eau en mesurant sa largeur et en effectuant des mesures de profondeur. Le débit  $Q$  s'écoulant dans une section d'écoulement  $S$  d'une rivière peut être défini à partir de la vitesse moyenne  $V$  perpendiculaire à cette section par la relation :

$$Q = V.S$$

La section d'écoulement peut être évaluée en relevant la profondeur d'eau en diverses verticales réparties régulièrement sur toute la largeur. Plusieurs méthodes permettent de déterminer la vitesse moyenne de l'eau (figure V .8) .

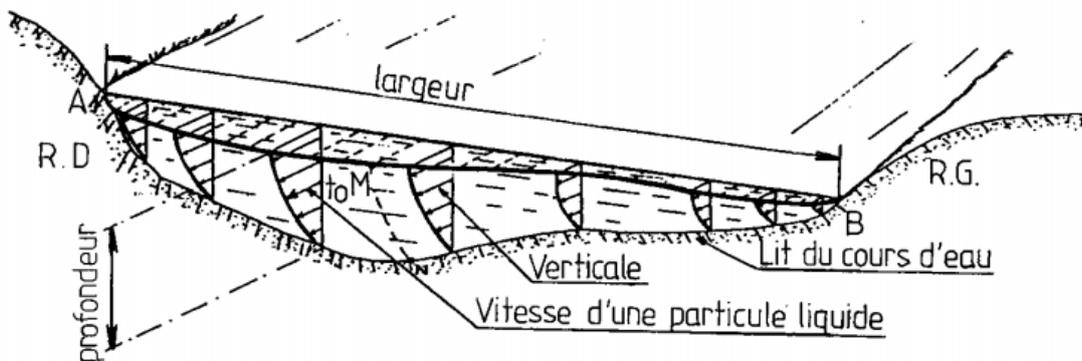


Figure V .8: champ des vitesses à travers une section d'un cours d'eau (Khoualdia w ;2017)

#### a) Le jaugeage au moulinet :

Le moulinet hydrométrique permet de mesurer la vitesse ponctuelle de l'écoulement. Un moulinet comporte un équipage tournant (hélice) qui, lorsqu'il est plongé dans l'eau, tourne à une vitesse d'autant plus grande que la vitesse de l'eau est plus forte. 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).

$V$  = vitesse en m/s

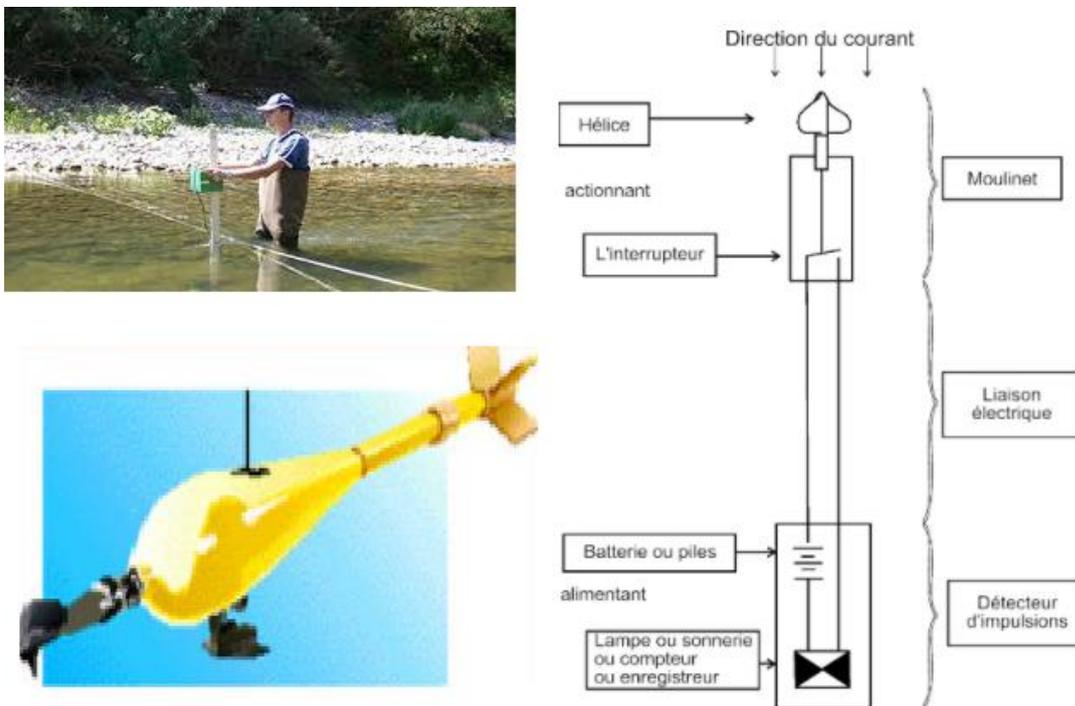
$n$  = nombre de tours/seconde

$$V = a + b n$$

$a$  = valeur de  $V$  pour  $n = 0$ ,

$b$  = le pas de l'hélice tournante

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.

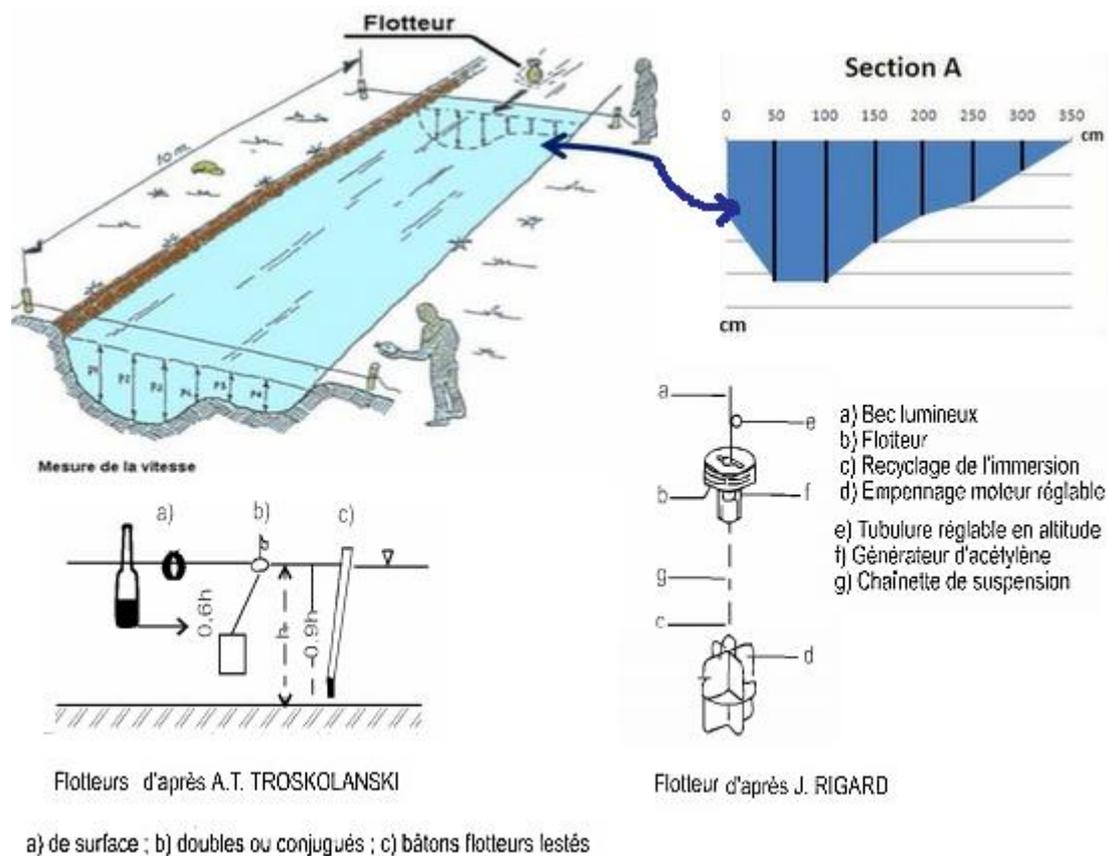


**Figure V .9 : schéma au jaugeage au moulinet**

### **b. 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 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 figure (V.10) montre la technique de jaugeage au flotteur et quelques types de flotteurs et en particulier un dispositif permettant la mesure en profondeur.



**Figure V .10: Technique de jaugeage au flotteur**

### Calcul du débit par exploration du champ de vitesse :

L'exploration du champ des vitesses peut se faire de manière continue ou discontinue. On procède généralement par deux manières différentes :

- **Méthode par points** : En chaque point fixé de la verticale choisie, on mesure la vitesse, pendant au moins **30** seconde. Cinq points par verticale sont souhaitables. Les mesures de vitesses s'effectuent à **20%, 40%, 60%** et **80%** de la profondeur, près de la surface et près

du fond. Le calcul de la vitesse moyenne dans toute la section se fait par intégration graphique ou numérique.

- **Méthode par intégration** : Elle consiste à mesurer directement une vitesse moyenne par section verticale. Pour ce faire, l'opérateur doit laisser descendre puis remonter l'appareil de mesure des vitesses le long d'une verticale à vitesse constante et lente. L'opérateur relèvera à la fin de l'opération la durée et le nombre de tours effectués par l'appareil.

**Tableau V.1** : Points de mesure de vitesse.

Profondeur de l'eau <b>d(m)</b>	Points de mesure de la vitesse	Vitesse moyenne (m/s)
0,3-0,6	0,2d à partir de la surface	$V = V_{0.2}$
0,6-3	0,2d et 0,8d	$V = \frac{1}{2}(V_{0.2} + V_{0.8})$
3-6	0,2d- 0,6d- 0,8d	$V = \frac{1}{4}(V_{0.2} + 2V_{0.6} + V_{0.8})$
> 6	Surface-0,2d-0,6d-0,8d et fond	$V = \frac{1}{10}(V_s + V_{0.6} + 3V_{0.8} + V_f)$

Le calcul de la vitesse moyenne de l'écoulement et donc du débit de l'écoulement peut se faire par intégration graphique ou numérique.

Trois méthodes permettent d'estimer le débit à partir des mesures de vitesse.

**Méthode des paraboles :**

Les vitesses ponctuelles  $v_i$ , mesurées sur une verticale  $i$  définissent le polygone des vitesses. Par intégration sur la profondeur  $h_i$ , on calcule le débit laminaire  $q_i$ , propre à la verticale  $i$ .

$$q_i = \int_0^{h_i} v_i dh$$

En intégrant ensuite le débit laminaire sur la largeur  $b$  de la section mouillée, on obtient le débit recherché.

$$Q = \int_0^b q db$$

Le débit  $Q$  à un instant donné et la surface de la section mouillée  $S$  permettent de calculer la vitesse moyenne dans la section.

$$V_{moy} = \frac{Q}{S}$$

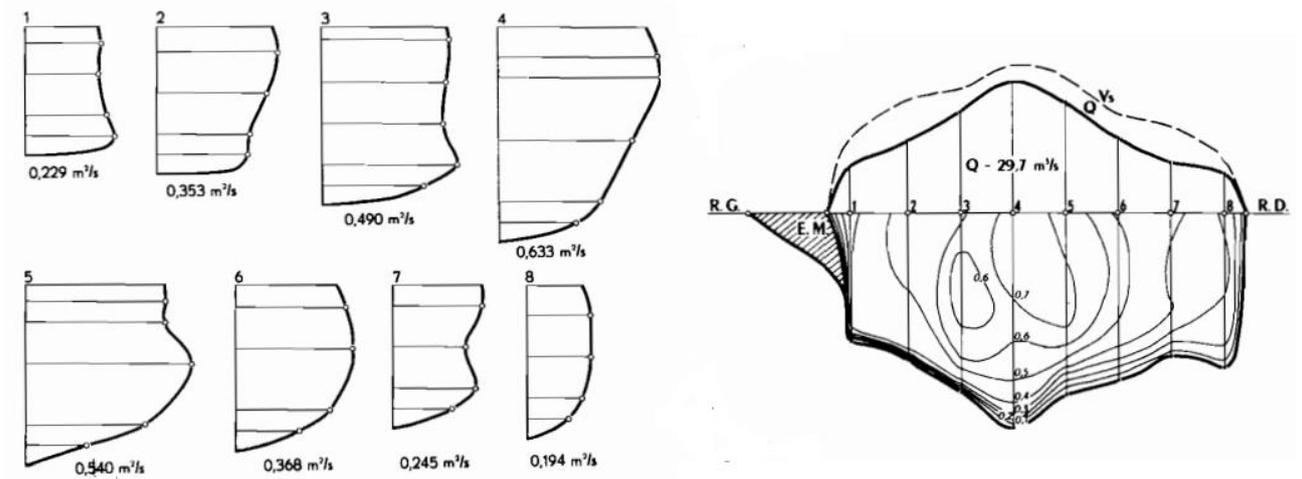


Figure V .11: exemple de la méthode des paraboles (Roche M ; 1963)

#### Méthode des isotaches :

L'application de cette méthode consiste à tracer sur un graphe, la section mouillée et les courbes d'égale vitesse, dites isotaches. Le calcul consiste à mesurer la surface  $dS_i$ , sous chaque isotache  $u_i$ . Le débit total  $Q$  se calculera par intégration de la courbe de vitesse fonction de la surface.

$$Q = \int_s u dS$$

Le calcul de  $Q$  peut se faire par la méthode des trapèzes.  $Q$  s'exprimera alors par :

$$Q = \sum_i \left( \frac{u_i + u_{i+1}}{2} \right) dS_i$$

$$V_{moy} = \frac{Q}{S_{mouillé}}$$

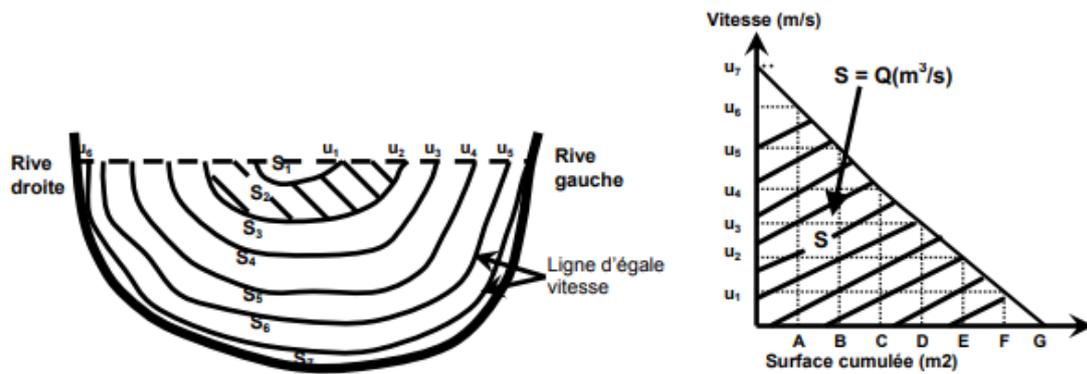


Figure V .12: détermination des surfaces par la méthode des isotaches

#### V.4.2) Les jaugeages par dilution (chimiques) :

Cette méthode de jaugeages par dilution s'applique à des torrents ou des rivières en forte pente où l'écoulement est turbulent ou pour lesquels on ne trouve pas de section se prêtant à des jaugeages au moulinet. Le principe général consiste à injecter dans la rivière une solution concentrée d'un traceur (sel, colorant,...) et à rechercher dans quelle proportion cette solution a été diluée par la rivière, par prélèvements d'échantillons d'eau à l'aval du point d'injection. 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 :

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

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.

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

- 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.

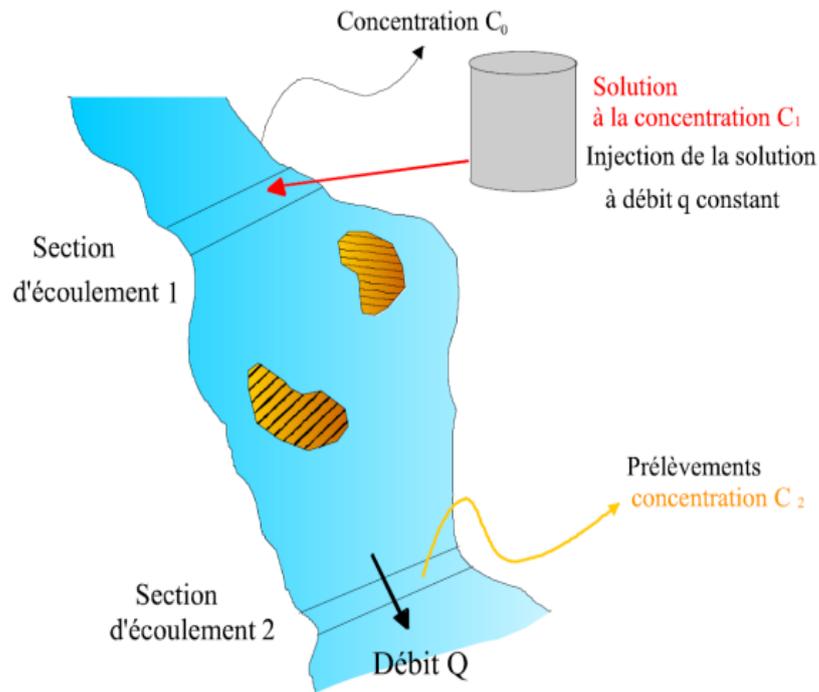


Figure V .13: Principe du jaugeage par dilution; mode opératoire

### Méthode de l'injection à débit constant :

La méthode de l'injection à débit constant 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, Dans l'hypothèse de la conservation de la masse de traceur, on a :

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



Figure V .14 : Principe du jaugeage par injection à débit constant (André Musy ,2004).

### Méthode par intégration (injection instantanée) :

D'après *André Musy (2004)*, 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  $\overline{C_2}$ .

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] ;

$\bar{C}_2$  : 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].

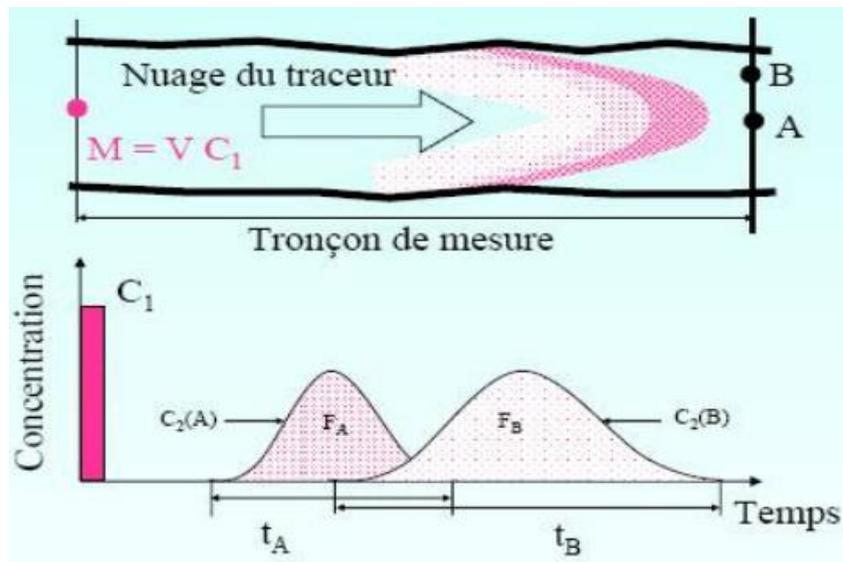


Figure V .15: Principe du jaugeage par intégration (injection instantanée).

#### V.4.3) Mesure de 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 en général 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.

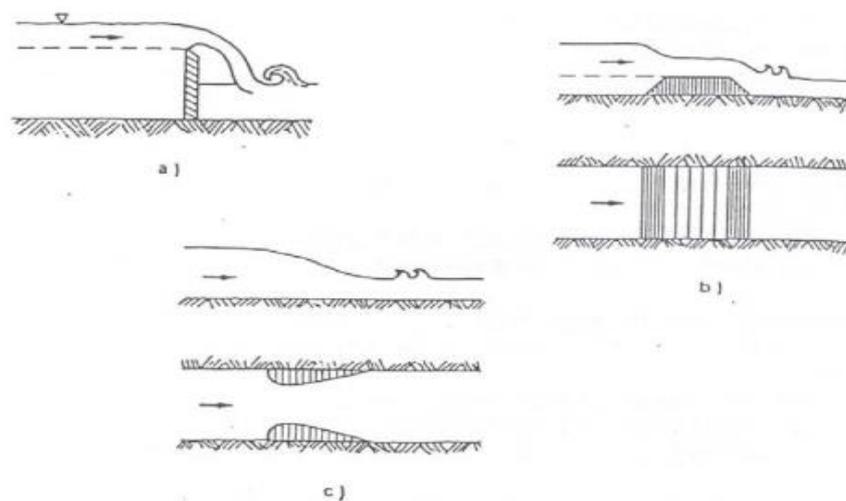
##### V.4.3.1) Divers types d'installation :

L'ouvrage complet comprend un bief d'amenée en amont, le corps de la construction proprement dit et un chenal de fuite à l'aval. Chacun de ces éléments concourt à la qualité de la mesure. On peut distinguer trois types de dispositifs :

**Les déversoirs en mince paroi** (a), sont utilisés essentiellement sur les petits cours d'eau où les débits doivent être mesurés avec une grande précision. Les déversoirs en mince paroi peuvent être triangulaires, rectangulaires, trapézoïdaux ou semi-circulaires ; ce sont des déversoirs avec ou sans contractions latérales,

**Les déversoirs à large crête** (b), à seuil épais (ou étroit), sont construits sur des cours d'eau de petite ou moyenne importance. On distingue les déversoirs à profil rectangulaire à arêtes vives et ceux à profil rectangulaire à extrémité arrondies.

**Les canaux jaugeurs (Venturi)**, encore appelés jaugeurs à ressaut (c), sont en générale construits sur de petits cours d'eau où le charriage est important, ou lorsqu'une élévation sensible du plan d'eau est à éviter. On distingue les canaux jaugeurs à col rectangulaire, les canaux jaugeurs à col trapézoïdal, et les canaux jaugeurs à col en U c'est-à-dire fond arrondi.



**Figure V.16 : Types d'aménagements pour les jaugeages Tiré de *Müeller (1990)***

**Les déversoirs en mince paroi :**

Ils sont réalisés de façon que la lame déversante ne soit en contact avec la crête que suivant une ligne. Le débit est déterminé à partir de la mesure de la charge sur le déversoir et de la largeur de la crête (ou angle de l'échancrure).

Dans le cas des **déversoirs triangulaires**, le calcul du débit s'effectue suivant la formule de Kindsvater-Shen :

$$Q = C_d \cdot \frac{8}{15} \cdot \sqrt{2g} \cdot tg \frac{\alpha}{2} \cdot H^{5/2} .$$

Où

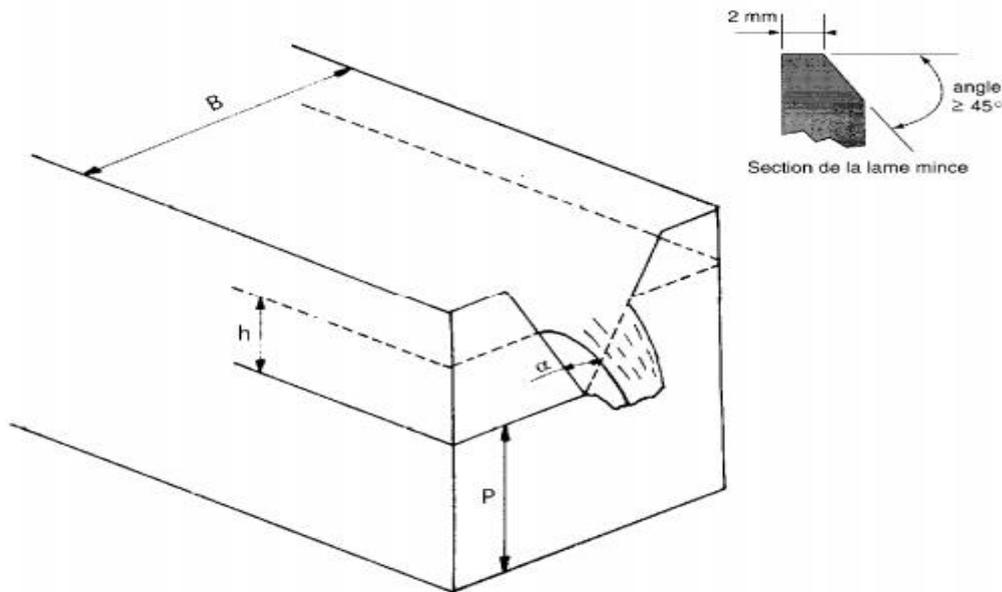
$Q$  : Débit [ $\text{m}^3/\text{s}$ ] ;

$g$  : Accélération terrestre [ $\text{m}/\text{s}^2$ ] ;

$H$  : Hauteur de la lame mesurée en amont de la crête [m] ;

$Cd$  : Coefficient de débit (constante du déversoir, variant autour de 0,6) ;

$\alpha$  : Angle formé par les parois de l'échancrure [radian ou degrés].



**Figure V.17. : Déversoir triangulaire à paroi mince**

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 ( $\text{tg } \alpha/2 = 0.25$ ).

#### **Déversoirs rectangulaires en mince paroi :**

Les figures V.17 ci-dessous donnent un schéma d'un déversoir rectangulaire en mince paroi.

La formule la plus générale du débit recommandée par l'Organisation Internationale de Normalisation pour un déversoir rectangulaire trapézoïdale en mince paroi est la formule de Kindsvater-Carter :

$$Q = C_d \frac{2}{3} \sqrt{2g} \cdot L \cdot H^{3/2}$$

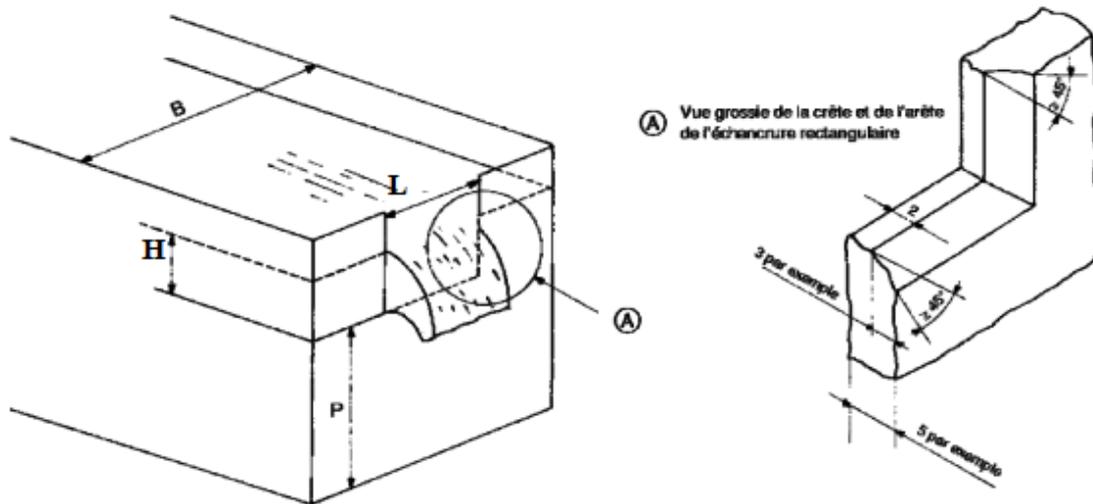
**Q** : Le débit (m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)

**C<sub>d</sub>** : Le coefficient de débit ou constante du déversoir, en fonction de sa géométrie, (variant autour de 0,56 à 0,8)

**g** : L'accélération de la pesanteur (ms<sup>-2</sup>)

**L** : Largeur de l'échancrure du seuil déversant [m] ;

**H** : Hauteur de la lame mesurée en amont de la crête [m].



**Figure V.18. : Déversoir rectangulaires en mince paroi**

### Les déversoirs à seuil épais :

Le déversoir à seuil épais est caractérisé par une crête qui a une dimension suffisante dans la direction de l'écoulement (largeur) pour que le régime critique se produise en un point de la crête ; le débit est mesuré par la charge sur le déversoir et par la largeur de la crête.

La formule de débit pour les déversoirs à seuil épais est la suivante :

$$Q = C_d \cdot (2/3)^{3/2} \cdot \sqrt{g} \cdot H^{3/2} \cdot L$$

Où

**Q** : Débit [m<sup>3</sup>/s] ;

**g** : Accélération terrestre [m/s<sup>2</sup>] ;

$H$  : Hauteur d'eau mesurée à l'amont du seuil [m] ;

$C_d$  : Coefficient de débit ou constante dépendant des dimensions du seuil.  $C_d$  peut prendre des valeurs variant entre **0,85** et **1,2** ;

$L$  : largeur du déversoir, perpendiculairement à la direction de l'écoulement [m].

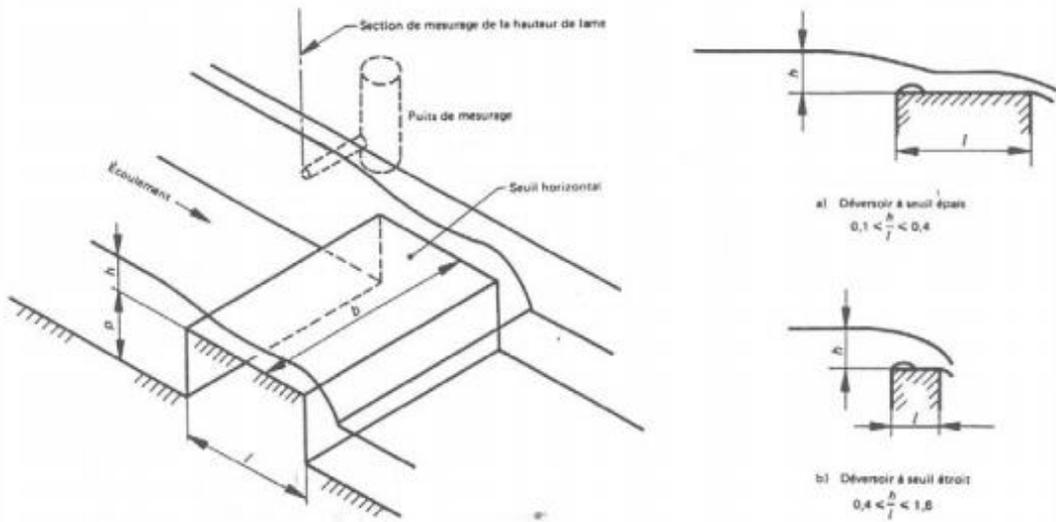


Figure V.19. : Schéma d'un déversoir rectangulaire à seuil épais

### Canaux jaugeurs à ressaut :

Ils sont utilisés dans le cas d'un écoulement torrentiel sur le seuil. Habituellement, les jaugeurs à ressauts sont regroupés sous le terme **de jaugeurs Venturi**.

La formule de débit pour les canaux venturi est la suivante :

$$Q = C_d \cdot C_v \cdot (2/3)^{3/2} \cdot \sqrt{g} \cdot H^{3/2} \cdot L$$

Où

$Q$  : Débit [m<sup>3</sup>/s] ;

$g$  : Accélération terrestre [m/s<sup>2</sup>] ;

$H$  : Hauteur d'eau par rapport au niveau du radier du sol [m] ;

$C_d$  : Coefficient de débit qui dépend des pertes dues aux frottements et à la turbulence (variant de **0,85** à **0,99**) ;

$C_v$  : Coefficient de vitesse qui dépend de la vitesse dans le chenal d'approche (proche de **1**) ;

$L$  : Largeur du col [m].

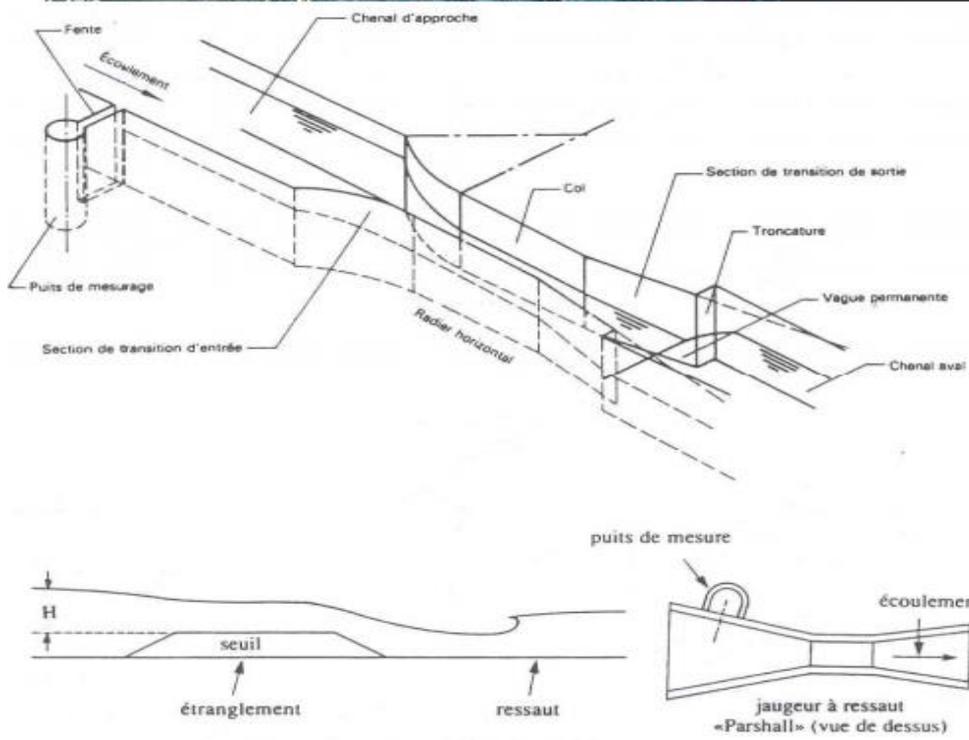


Figure V.20. : Schéma d'un canal venturi

## V.5) Présentation des données hydrométriques :

Les relevés des débits effectués sur une période de plusieurs années doivent être dépouillés et classés suivant les méthodes d'analyse statistique. Cependant, il faut signaler que les débits journaliers ne sont pas indépendants des uns des autres du fait qu'ils découlent d'un même phénomène météorologique.

Plusieurs paramètres et courbes peuvent être calculés à partir des données de débits jaugés.

- **Débits instantanés** : c'est la séquence de débit obtenus en appliquant aux hauteurs instantanées  $H(t)$  la relation hauteurs-débit sur leurs durées de validité. La variable  $Q(t)$  constituée des successions des débits dans le temps définit une série chronologique journalière, mensuelle ou annuelle.

- **Débit moyen journalier** :  $Q_j (m^3/s) = (\text{volume écoulé en } 24h)/(3600 \times 24)$

- **Débit Moyen Mensuel** :  $Q_m = \Sigma Q_j / (\text{nombre de jours du mois})$

- **Débit moyen annuel (module)** :  $Q_A = \Sigma Q_j / (\text{nombre de jours de l'année})$

- **Débit spécifique** : représente le débit rapporté à la surface du bassin ( $m^3/s/km^2$ )

- **Débit maximum annuel ( $Q_p$ )**: c'est le débit instantané le plus élevé dans l'année.

- **Débit maximum journalier ( $Q_{jmax}$ )** : est le débit moyen journalier le plus grand d'une série annuelle.

- **Coefficient de débit mensuel** : c'est le rapport entre le débit mensuel et le module. Ce coefficient met en relief les variations du débit dans un cours d'eau de mois en mois au cours de l'année.

- **Le débit moyen interannuel** : c'est la moyenne arithmétique de  $n$  débits moyens annuels.

## V.5) Applications sur le chapitre V :

### Exercice 5.1 :

Pour mesurer le débit d'un écoulement naturel (cours d'eau, canal, dérivation...), il existe quatre grandes catégories de méthodes : **1/** méthodes volumétriques, **2/** méthodes d'exploration du champ de vitesse, **3/** méthodes hydrauliques et **4/** méthodes physico-chimiques. A quelle catégorie correspondent les méthodes ci-dessous ? Compléter avec le chiffre correspondant :

- déversoirs calibrés
- jaugeage au moulinet
- méthode de l'injection à débit constant
- canaux jaugeurs
- jaugeage au flotteur

### Exercice 5.2 :

Un jaugeage au moulinet a été effectué sur une rivière (figure suivante). A l'aide des résultats du tableau ci-dessous, calculer le débit de la rivière. La droite d'étalonnage du moulinet est déterminée par :  $V = 3.5N$ , avec  $V$  la vitesse du courant (m/s) et  $N$  le nombre de tours de l'hélice par seconde.

identifiant verticale	nombre de points de mesure	distance depuis la rive gauche	cote du moulinet depuis la surface	nombre de tours du moulinet	durée de la mesure
[-]	[-]	[m]	[m]	[-]	[s]
1	1	0.5	0.18	20	100
2	2	1.5	0.16	20	50
		1.5	0.64	10	50
3	3	2.5	0.20	25	50
		2.5	0.60	30	50
		2.5	0.80	20	50
4	3	3.5	0.20	20	50
		3.5	0.60	25	50
		3.5	0.80	10	50
5	1	4.5	0.30	20	100

## Références bibliographiques

- André Musy et Soutter** ; 1991: physique du sol PPUR presses polytechniques, 1991 - 335 pages.
- André Musy** ; 2004 : Cours d'hydrographie générale presses polytechniques de Lausanne.
- ANN Vannak** ; 2008 : Extraits des notes de cours de hydrologie générale, département de génie rural, Institut de technologie du Cambodge.
- Belarbi Fadila** ; 2010 Etude de la pluviométrie journalière dans le bassin versant de la Tafna. Magister en hydraulique. Université Abou Bekr Belkaid.
- Bergaoui Mohamed** ; 2001 : hydrologie de l'ingénieur ; cours (polycopie) ; école supérieure des ingénieurs de l'équipement rural medjez el-bab ; institution de la recherche et de l'enseignement supérieur agricoles.
- Donald M. GRAY** ; 1972 : Manuel des principes d'hydrologie, Ouvrage Université de la Saskatchewan, Saskatoon, Canada.
- Dubreuil P** ; 1974: Initiation à l'analyse Hydrologique, Masson et Cie Edition Paris.
- Jean-Michel Soubeyroux , François Borchì , Nathalie Colombon , Martine Baillon , Jean-Michel Veysseire , Sylvie Jourdain , Anne-Laure Gibelin , Annick Auffray** ; 2011 : Valorisation de la digitalisation des séries pluviographiques anciennes. Apport pour l'estimation des précipitations extrêmes en France ; La Houille Blanche, n° 5, 2011, p. 12-19
- Kanon Adou Onexime R** ; 2013 : synthèse bibliographique sur les méthodes de calculs de l'infiltration mémoire ; Université Nangui Abrogoua ; Cote d'Ivoire.
- Ketrouci K** ; 2002 : étude de la sécheresse dans le nord-ouest algérien et son incidence sur le blé dur, thèse de magister, université de Mascara.
- Ketrouci K** ; 2014 : Application de modèles hydrologiques dans l'estimation des crues extrêmes en Algérie. Mémoire de doctorat ; Université des Sciences et de la Technologie d'Oran Mohamed Boudiaf.
- Khoualdia wacila** ; 2017 : cours hydrologie : Université Mohamed Cherif Messaidia de Souk-Ahras faculté des sciences et de la technologie département de génie civil
- Ladlani Ibtissem** ; 2007 : Contribution à la gestion optimale de la ressource en eau mobilisée «choix de formule empirique pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle "ETP" dans les régions de Tébessa et Annaba», mémoire de magister l'université de Batna.
- Lecarpentier Claude** ; 1975 : l'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques. Annales de géographie N° 464.

- Mustapha Mjejra** ; 2015 : Étude de l'évapotranspiration dans le bassin versant de Mejerda (en Tunisie) : apport de la télédétection satellitaire et des Systèmes d'Information Géographique. Géographie. Université Rennes 2.
- Ph Bois** ; 2000 : hydrologie générale. Institut nationale Polytechnique de gronoble.
- Pourriot, R. et Meybeck, M.** ,1995 .Limnologie générale, Masson, Paris : pp. 1-639.
- Roche M** ; 1963. : Hydrologie de surface, Gauther- Villars Edition Paris.
- Roux .f**, 1991, Les orages météorologiques des grains, de la grêle, et des éclairs, Paris : Payot pp.354.
- Saad Bennis** ; 2009 ; Hydraulique et hydrologie, presses de l'université du Québec. Ecole de technologie supérieure.
- Sari Ahmed** ; 2009 : Initiation à l'hydrologie de surface, Université de Bab Ezzouar, Alger. Edition Distribution Houma.
- Soukatchoff M.V** ; 2013 : Hydrologie et hydrogéologie. Polycopie des cours de l'Ecole Nationale supérieure des Mines de Nancy.