

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et populaire
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique
جامعة الجيلالي بونعامة – خميس مليانة
Université Djilali Bounaâma – Khemis Miliana



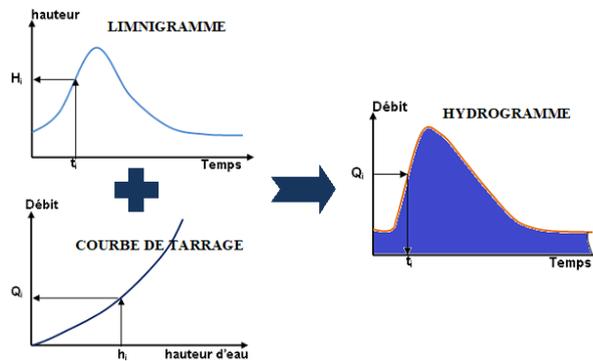
كلية علوم الطبيعة والحياة وعلوم الأرض
Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et des Sciences de la Terre
قسم علوم الأرض
Département des Sciences de la Terre

Polycopié de cours

HYDROLOGIE

Pour les étudiants

En Troisième Année Licence Géologie appliquée
Spécialité Hydrogéologie



Dr : Abdelkader BOUCEFIANE

Enseignant à la faculté des sciences de la Nature et de la vie
et des sciences de la terre
Département des Sciences de la Terre et de l'Univers

2020-2021

Avant-propos

Ce cours présente une description des concepts de base, ainsi que les méthodes et techniques utilisées dans le domaine de l'hydrologie. Ce cours est un aperçu classique de l'hydrologie générale, destiné particulièrement aux étudiants en L3 Géologie appliquée du Département des sciences de la terre.

Ce cours est mis en ligne sur la plate forme elearning de l'université Djilali Bounaama de khemis Miliana : <http://elearning.univ-km.dz/course/view.php?id=1189>

Ce cours constitue:

Matière UEF2 intitulé : **Hydrologie Crédits : 4 Coefficients : 2**

Objectif :

L'objectif général de ce cours est de mettre à la disposition des étudiants un support pédagogique, un manuel des notions fondamentales de l'hydrologie et leurs application aux différentes manifestations de l'eau dans l'environnement et de comprendre le cycle hydrologique, ainsi que ses principales composantes. Ainsi l'étudiant devra atteindre les objectifs spécifiques suivants :

- Comprendre le cycle hydrologique et ses principales composantes,
- Comprendre le comportement d'un bassin versant,
- Les mesures hydrologiques, les précipitations et la notion d'intensité d'une pluie,
- Comprendre la notion de débits d'un cours et les méthodes de mesures des débits,
- Estimer le rôle joué par l'infiltration dans le comportement hydrologique d'un bassin versant.

Forme de l'évaluation : Examen écrit et control continu (comptes rendus, interrogations...)

Pré-requis : Notions de base en sciences de la terre.

Forme de l'enseignement : Alternance de cours théoriques et d'exercices

TABLE DES MATIÈRES

Chapitre I :

| | |
|---|---|
| I. Introduction à l'hydrologie | 1 |
| I.1 Définition de l'hydrologie | 1 |
| I.2 Sciences utilisées..... | 1 |
| I.3 Domaines d'applications..... | 2 |

Chapitre II :

| | |
|--|---|
| II. Cycle et bilan hydrologique | 3 |
| II.1 Introduction | 3 |
| II. 2 Etats et situations de l'eau..... | 3 |
| II. 3 Répartition des volumes d'eau, flux et inertie des systèmes..... | 3 |
| II. 2. 1 : Volumes..... | 3 |
| II. 2. 2 Flux et inertie des systèmes..... | 4 |
| II.3 Définition et composantes du cycle hydrologique..... | 4 |
| II.3.1 Définition..... | 4 |
| II.3.2 Les précipitations..... | 5 |
| II.3.3 L'évaporation/l'évapotranspiration..... | 6 |
| II.3.4 L'interception et le stockage dans les dépressions..... | 6 |
| II.3.5 L'infiltration et la percolation..... | 6 |
| II.3.6 Les écoulements..... | 6 |
| II.5 Le bilan hydrologique..... | 7 |

Chapitre III :

| | |
|--|----|
| III. Le bassin versant et son complexe physique | 10 |
| III.1 Notion de bassin versant..... | 10 |
| II.1.1 Bassin versant topographique..... | 10 |
| III.1.2 - Bassin versant hydrogéologique..... | 10 |
| III.2 - Caractéristiques morphométriques..... | 11 |
| III.2.1 - Caractéristiques de la disposition dans le plan..... | 11 |

| | |
|--|----|
| 1 – Aire et Périmètre | 11 |
| III.2.1 – La forme du bassin..... | 12 |
| 1 – L'indice de forme..... | 12 |
| 2 – Le rectangle équivalent..... | 12 |
| III.2.2 - Caractéristiques des altitudes (hypsométrie) | 12 |
| III.2.3 - Les indices de pente..... | 13 |
| III.2.3.1 La pente moyenne..... | 13 |
| III.2.3.2 Indice de pente de Roche Ip..... | 14 |
| III.2.3.3 Indice de pente globale Ig..... | 14 |
| III.2.3.4 Dénivelée spécifique Ds..... | 14 |
| III.3 - Caractéristiques du réseau hydrographique..... | 15 |
| III.3.1 - Hiérarchisation du réseau..... | 15 |
| III.3.2 - Les lois de Horton..... | 15 |
| III.3.3 - La densité de drainage Dd..... | 15 |
| III.3.4 - La fréquence des thalwegs d'ordre 1 : F1..... | 16 |
| III.3.5 - Profils en long..... | 16 |
| III.4 - Caractéristiques géologiques..... | 16 |
| III.5 - Couvert végétal..... | 16 |

Chapitre IV :

| | |
|---|-----------|
| IV. Les précipitations..... | 17 |
| IV.1 Définition des précipitations..... | 17 |
| IV.2 Types de précipitations..... | 18 |
| IV.2.1 Les précipitations convectives | 18 |
| IV.2.2 Les précipitations orographiques | 18 |
| IV.2.2 Les précipitations frontales | 19 |
| IV.3. Mesures des précipitations..... | 19 |
| IV.3.1 Utilité de la mesure des précipitations..... | 19 |
| IV.3.2 Mesures des précipitations..... | 19 |
| IV.3.2 Appareillage et principe de mesure..... | 19 |
| IV.3.2 .1 Le pluviomètre..... | 19 |
| IV.3.2.2 Le pluviographe..... | 22 |
| IV.4 Analyse de la mesure ponctuelle..... | 23 |
| IV.4.1 Notion d'averses et d'intensités..... | 23 |
| IV.5 Contrôle et critique des données hydrométéorologiques..... | 29 |

| | |
|---|----|
| IV.5.1 Homogénéisation et extension des séries pluviométriques..... | 29 |
| IV.5.1.1 Correction des erreurs (homogénéisation des séries) | 29 |
| IV.5.1.2 Extension des séries hydrologiques | 32 |
| IV.6 Analyse spatiale des précipitations..... | 34 |
| IV.6.1 Méthode de la moyenne arithmétique..... | 35 |
| IV.6.2 Méthode des polygones de Thiessen..... | 35 |
| IV.6.3 Méthode des isohyètes (isovaleurs) | 36 |
| IV.6.5 Méthode analytique ou de gradient altimétrique..... | 37 |

Chapitre V :

| | |
|---|-----------|
| V. Hydrométrie et mesure des débits..... | 39 |
| V.1. Généralités..... | 39 |
| V.2. Acquisition des débits en fonction du temps..... | 40 |
| V.2.1 Mesure des hauteurs d'eau (limnimétrie) | 41 |
| V.2.1.1 Limnimétrie..... | 41 |
| V.2.1.2 Limnigraphe a flotteur..... | 41 |
| V.2.1.3 Limnigraphe a pression..... | 42 |
| V.2.1.4 Autres capteurs pour la mesure des hauteurs d'eau..... | 42 |
| V.2.2 Mesure des débits..... | 42 |
| V.2.2.1 Les méthodes volumétriques..... | 42 |
| V.2.2.2 Les méthodes hydrauliques | 43 |
| V.2.2.3 Les méthodes physico-chimiques (jaugeages par dilution) | 44 |
| V.2.2.4 Les méthodes d'exploration du champ de vitesse | 45 |
| V.3 Exercices d'application..... | 51 |

Introduction à l'hydrologie

I.1 Définitions de l'hydrologie

L'hydrologie est la science qui décrit l'aspect, la circulation et la distribution de l'eau terrestre, ainsi que l'interaction de ses propriétés physiques et chimiques avec l'environnement et les humains. D'une façon générale, l'hydrologie peut se définir comme l'étude du cycle de l'eau et l'estimation de ses différents flux, notamment sa variation dans le temps et dans l'espace. Etymologiquement, l'hydrologie signifie la science de l'eau (Musy, 2004).

Dans la science de l'hydrologie, divers processus complexes de première importance sont impliqués, notamment l'évaporation, les précipitations, l'infiltration, la transpiration, stockage et ruissellement.

L'hydrologie regroupe :

- la climatologie (précipitations, retour des eaux à l'atmosphère, transferts, etc.) ;
- l'hydrologie de surface, pour les écoulements à la surface de la terre;
- l'hydrodynamique des milieux non saturés pour les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines (infiltration des eaux, retour des eaux à l'atmosphère à partir des nappes, etc.) ;
- l'hydrodynamique des milieux saturés au sens strict, pour les écoulements souterrains.

I.2 Sciences en relation avec l'hydrologie

L'hydrologie est étroitement liée à un large éventail de sciences telles que l'agriculture, la géographie, la géologie, l'océanographie, la physique et la volcanologie. Son lien avec ces sciences est une conséquence physique de la connexion étroite de l'eau avec l'atmosphère et le sol. Ce lien indique clairement que l'hydrologie est une science interdisciplinaire pertinente pour presque tous les aspects de la vie (Singh, 1992).

L'hydrologie est une science appliquée et en raison de la diversité des méthodes d'études relevant de disciplines très variées. L'hydrologie fait appel à plusieurs disciplines parmi lesquels on peut citer :

| Sciences et Techniques | Domaines d'application |
|-----------------------------------|---|
| Météorologie et Climatologie | Etude des précipitations et du retour des eaux à l'atmosphère |
| Géologie, Géographie et Pédologie | Etude du comportement hydrologique des bassins versants |
| Hydraulique | Etude des écoulements à surface libre |
| Statistique | Traitement et analyse des données, simulations, ... |
| Calcul numérique | Propagation de crue, modélisations et optimisations des ouvrages ... |
| Informatique | Instrument de travail et programmes informatiques pour les calculs numériques et le stockage des données, ... |

I.3 Domaines d'applications

Les domaines d'application de l'hydrologie sont également très variés. Parmi les plus importants et les plus classiques, on notera :

- l'agriculture irriguée;
- l'évaluation et la gestion des ressources en eaux (eau potable, eau pour l'industrie, ...);
- la lutte contre la pollution des eaux;
- l'exploitation de l'énergie hydraulique ;
- l'étude du transport solide et de l'érosion ;
- l'exploitation des plans d'eau (la navigation et les loisirs) ;
- la protection des biens et des personnes contre les crues et inondations.

Cycle et bilan hydrologique

II.1 Introduction

« Que devient l'eau des pluies? » et « D'où provient l'eau des rivières? »

L'eau est la substance la plus abondante sur terre, le principal constituant de tous les êtres vivants et une force majeure qui façonne constamment la surface de la terre. C'est également un facteur clé dans la climatisation de la terre pour l'existence humaine et dans l'influence du progrès de la civilisation. A cet égard, la mesure des paramètres du cycle hydrologique et la mesure des autres caractéristiques de l'environnement qui influent sur la disponibilité de l'eau, constituent les éléments essentiels pour une gestion efficace de l'eau. De fait, la compréhension et l'analyse du cycle de l'eau est la base de toute étude et réflexion au sujet de la gestion des eaux.

II. 2 Etats et situations de l'eau

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

| Etat | Principaux stocks | Phénomènes de transport |
|----------------------------|---|---|
| Vapeur nuages, brouillards | Humidité atmosphérique, évapotranspiration | Evaporation |
| Liquide | Océans, mers, lacs, eaux souterraines | Pluie, cours d'eau, nuages, circulations souterraines |
| Solide | Glaciers, manteaux neigeux, calottes polaires | Neige, grêle, écoulement des glaciers |

L'eau est la seule substance sur Terre qui est présente dans les trois états de la matière (solide, liquide ou gazeuse). En raison des plages de température à des endroits spécifiques autour de la planète, les trois phases peuvent être présentes en un seul endroit ou dans une région. Les eaux subissent des changements d'état et sont en constante circulation sur la terre. Ces changements et ces modifications ont fait de l'eau le principal agent de transport

d'éléments physiques, chimiques et biologiques. Ainsi tous ces processus de transformation et de transfert de l'eau forment un seul cycle appelé le cycle hydrologique.

La figure suivante donne les différentes conditions de pression et de température pour les trois états de l'eau, ainsi que les transformations de phase.

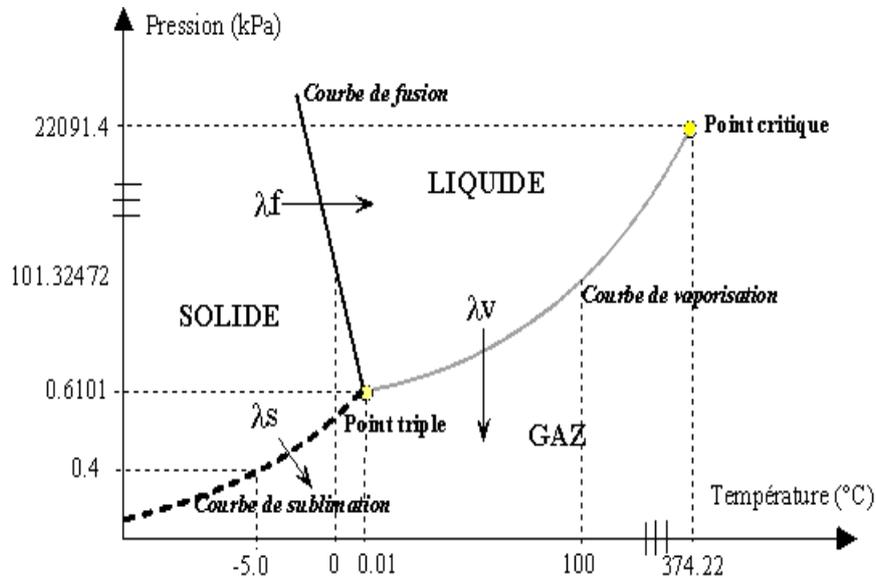


Fig. II-1 : Diagramme de phase de l'eau (Musy, 2004)

L'ensemble des processus et les mouvements de l'eau dans la nature sont conditionnés par l'énergie thermique solaire, la gravité, l'attraction solaire, l'attraction lunaire, la pression atmosphérique, les forces intermoléculaires, les réactions chimiques, nucléaires et les activités biologiques, et enfin les activités humaines.

II. 3 Répartition des volumes d'eau, flux et inertie des systèmes

Quelles sont les quantités d'eau correspondant à chacun des états, et avec quelles vitesses se font les échanges ? Les réponses à ces questions sont très difficiles à donner ; on pourra retenir, pour fixer les ordres de grandeur, les chiffres fournis par (Réménieras, 1986) :

II. 2. 1 : Volumes

En surface, les terres émergées ne représentent que $146\,106\text{ km}^2$ sur une surface totale de la planète de $510\,106\text{ km}^2$ (soit sensiblement 1/4). Cette disparité entre océans et terres est beaucoup plus accentuée entre eaux douces et eaux salées.

Le volume total des eaux douces est d'environ $36\,106\text{ km}^3$, soit 2,8 % des réserves totales en eau. Par ailleurs, les eaux se répartissent à peu près ainsi, exprimées en épaisseur uniformément réparties sur la terre (Laborde, 2009) :

| | |
|------------------------------------|-----------------------------------|
| mers et océans : 2500 m. | eaux souterraines : 300 à 600 mm. |
| glaciers : 50 à 100 m. | eaux atmosphériques : 20 à 30 mm. |
| eaux continentales : 350 à 700 mm. | matière vivante : ε |

On retiendra que ce qui circule dans les cours d'eau ne représente qu'une partie infime du volume d'eau total.

II. 2. 2 Flux et inertie des systèmes

Le cycle de l'eau est continu, mais, suivant le réservoir considéré, le temps de résidence et donc de transfert diffère. Le temps de résidence correspond à la durée moyenne durant laquelle une molécule d'eau réside dans un réservoir. Il se calcule en prenant en compte le volume du réservoir et les flux entrants (précipitations par exemple) ou les flux sortants (évaporation par exemple).

On appelle, taux de renouvellement le rapport du stock au flux qui l'alimente et temps de séjour l'inverse du taux de renouvellement. Plus le temps de séjour est important, plus l'inertie du système est importante : c'est par exemple le cas des eaux souterraines où il atteint couramment, pour des nappes importantes, 10 à 50000 ans (Laborde, 2009); en revanche la quasi totalité des eaux continentales ont un temps de séjour relativement limite, de l'ordre de quelques jours à un an.

II.3 Définition et composantes du cycle hydrologique

II.3.1 Définition

Le cycle hydrologique, également connu sous le nom de cycle de l'eau, est défini comme étant l'ensemble des cheminements que peut suivre une particule d'eau. Ce cycle décrit le mouvement continu de l'eau entre les océans, l'atmosphère et la terre, accompagné de changements entre les phases humide, gazeuse et liquide de l'eau. Ces mouvements, accompagnés de changements d'état, sont effectués généralement dans l'atmosphère, à la surface du sol et dans le sous-sol.

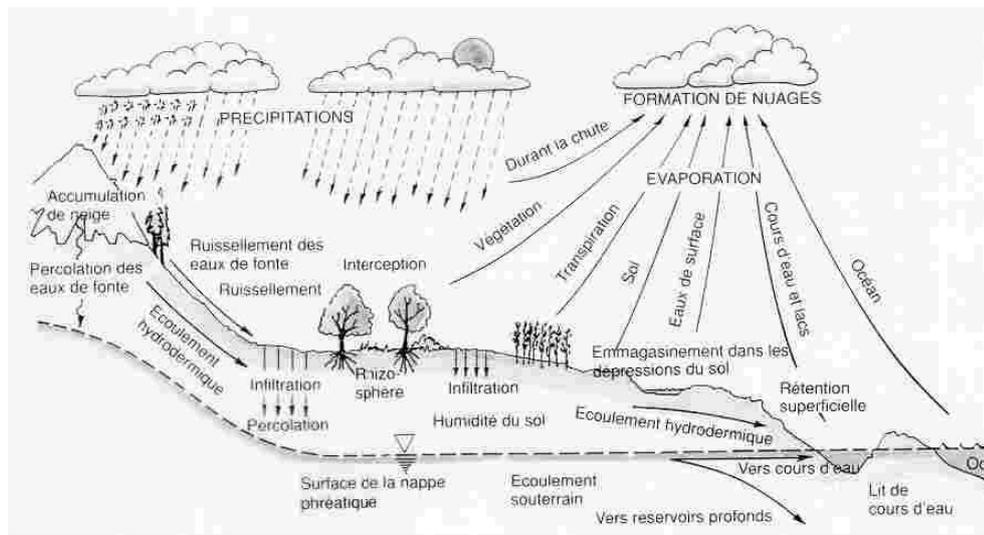


Fig. II-2 : Le cycle de l'eau d'après U.S. Corps Army (Ann, 2008)

Le cycle hydrologique est donc un concept qui englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement des eaux sur la terre (Fig. I-2). Le cycle n'a ni début ni fin, et ses nombreux processus se produisent en continu et les mécanismes régissant le cycle

hydrologique ne surviennent pas seulement les uns à la suite des autres, mais sont aussi simultanés. La figure 2 présente une description schématique du cycle hydrologique.

L'eau s'évapore des océans et de la surface terrestre pour faire partie de l'atmosphère; la vapeur d'eau est transportée et soulevée dans l'atmosphère jusqu'à ce qu'elle se condense et précipite sur la terre ou les océans; l'eau précipitée peut être interceptée par la végétation, devenir un écoulement par voie terrestre au-dessus de la surface du sol, s'infiltrer dans le sol, s'écouler à travers le sol sous forme d'écoulement souterrain et se déverser dans les cours d'eau sous forme de ruissellement de surface. Une grande partie de l'eau interceptée et du ruissellement de surface retourne dans l'atmosphère par évaporation. L'eau infiltrée peut percoler plus profondément pour recharger les eaux souterraines, émerger plus tard dans des sources ou s'infiltrer dans les ruisseaux pour former un ruissellement de surface, et finalement s'écouler vers la mer ou s'évaporer dans l'atmosphère au fur et à mesure que le cycle hydrologique se poursuit.

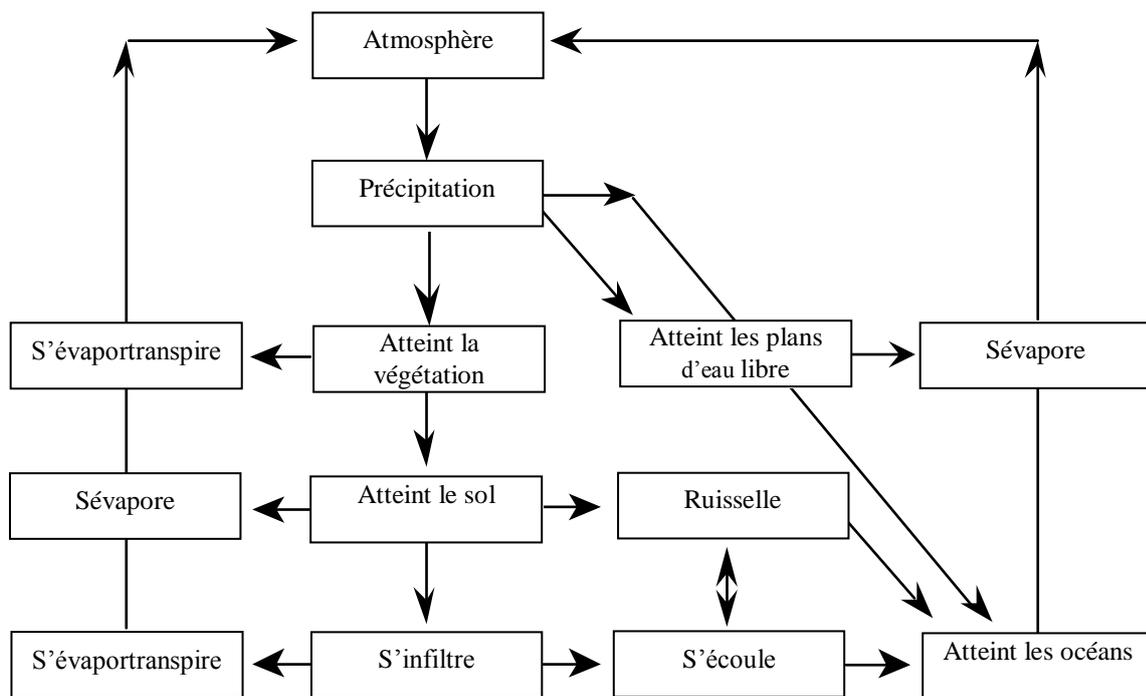


Fig. II-3 : Représentation schématique du cycle de l'eau (Laborde, 2009)

Les principales composantes du cycle hydrologique sont les précipitations (pluies, chutes de neige, hale, grésil, brouillard, rosée, bruine, etc.), interception, stockage de dépression, évaporation, transpiration, infiltration, percolation, stockage d'humidité dans la zone non saturée et ruissellement (ruissellement de surface, interflow et baseflow). Ces divers mécanismes sont rendus possibles par un élément moteur, le soleil. Par conséquent, le soleil est le moteur principal du cycle hydrologique.

II.3.2 Les précipitations

Le terme précipitation comprend toute forme d'humidité qui tombe de l'atmosphère à la surface de la Terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle, rosée, gelée blanche, givre,...). Le type et la quantité de précipitations (produit de la vapeur d'eau dans l'atmosphère) dépendent de facteurs climatiques tels que le vent, la température et la pression atmosphérique, tandis que l'humidité de l'air est nécessaire mais pas suffisante pour provoquer des précipitations.

Les précipitations sont exprimées généralement en intensité (mm/h) ou en lame d'eau précipitée (mm) (rapport de la quantité d'eau précipitée uniformément répartie sur une surface).

II.3.3 L'évaporation et l'évapotranspiration

L'évaporation est le processus de transport de l'eau de la Terre et des surfaces de l'eau vers l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. Ce processus dépend principalement du rayonnement solaire, de la température, de la pression de vapeur d'eau, de la vitesse du vent et du type de surface d'évaporation.

L'évaporation, car elle dépend du rayonnement solaire, varie avec la latitude, la saison, l'altitude, l'heure du jour et la couverture nuageuse. L'évaporation de l'eau d'une surface dépend également de la quantité d'eau disponible. Par conséquent, le potentiel d'évaporation est illimité à partir de la surface de l'eau, alors qu'il varie à la surface du sol, où il varie de sans restriction lorsque le sol est saturé à presque zéro pour un sol sec.

Le terme évapotranspiration comprend à la fois la transpiration de la végétation et l'évaporation des surfaces d'eau, du sol, de la neige, de la glace et de la végétation.

L'évaporation est généralement mesurée comme la masse d'eau par unité de surface et de temps. Alternativement, il est mesuré comme la hauteur d'eau équivalente en millimètres à un certain moment.

II.3.4 L'interception

Les précipitations peuvent être retenues par la végétation, puis redistribuée en une partie qui parvient au sol et une autre qui s'évapore. La partie n'atteignant jamais le sol forme l'interception. Son importance est difficile à évaluer et souvent marginale dans certains climats, donc souvent négligée dans la pratique.

Le stockage dans les dépressions est, tout comme l'interception, souvent associé aux pertes. On définit l'eau de stockage comme l'eau retenue dans les creux et les dépressions du sol pendant et après une averse.

L'effet respectif de l'interception et du stockage dans les dépressions est très variable et diminue au cours de l'averse. Il provoque en générale un retard dans le démarrage et la réaction hydrologique qui peut être perçue à l'exutoire du bassin.

II.3.5 L'infiltration et la percolation

L'infiltration est un processus de mouvement de l'eau sous la surface du sol, sous l'action de la gravité et des effets de pression. Bien qu'il soit différent de la percolation, très souvent, ces deux processus coïncident.

Le taux d'infiltration est exprimé par la tranche ou le volume d'eau pénétrant dans le sol par unité de temps (mm/h ou m³/s). L'infiltration est nécessaire pour renouveler le stock d'eau dans le sol et reconstituer les réserves aquifères.

II.3.6 Les écoulements

Le ruissellement au-dessus du sol commence presque immédiatement lorsque l'intensité des précipitations dépasse les capacités d'infiltration et de rétention de surface ou est retardé et commence en fonction du niveau de saturation de la couche supérieure du sol à condition que les précipitations se poursuivent sans relâche. L'eau se déplaçant au-dessus et au-dessous de la surface du sol en suivant l'un de ces chemins forme le ruissellement. En particulier, la partie de l'eau se déplaçant à la surface fait le ruissellement de surface, qui se combine avec l'écoulement pour former le ruissellement direct. L'eau se déplaçant sous terre comme eau souterraine, s'écoule également vers les lits des cours d'eau, formant le ruissellement principal ou le débit de base.

Dans ce contexte et vu la diversité de ses formes, les écoulements peuvent se diviser en deux formes ; les écoulements rapides et les écoulements lents :

- Les écoulements rapides sont les écoulements qui gagnent rapidement l'exutoire du bassin versant et génèrent les crues, sont généralement constitués par l'écoulement de surface (le ruissellement de surface ou ruissellement direct et l'écoulement de sub-surface). Cet écoulement est exprimé par le rapport (volume / surface / temps), comme il est exprimé aussi en millimètre par année hydrologique lorsque il s'agit de bilan hydrologique ou encore en litres par secondes et par hectares lorsque il s'agit de projet d'aménagement (drainage ou irrigation).
- Les écoulements lents sont constitués principalement par le mouvement des eaux souterraines se déplaçant sous terre vers les cours d'eau, formant le débit de base. ces écoulements font référence à la notion de débit, à savoir à un volume d'eau traversant une section par unité de temps.

II.5 Bilan Hydrologique

Le bilan hydrologique ou hydrique d'un bassin versant est l'expression mathématique quantitative de son cycle hydrologique. Elle s'exprime en assimilant la différence entre les entrées (les précipitations, la neige, la grêle et les autres formes de précipitations peuvent être considérées comme des apports) et les sorties (Le ruissellement de surface, le ruissellement intermédiaire, le ruissellement souterrain, l'évaporation, la transpiration et la percolation constituant généralement les formes les plus courantes d'écoulement) dans le bassin versant au taux de variation du stockage d'eau ΔS (stockage de surface au-dessus du sol contenant également le stockage dans les cours d'eau et les réservoirs, le stockage du sol dans les vides

et les racines des plantes, le stockage souterrain dans les aquifères et l'eau interceptée par la végétation, les bâtiments) dans un intervalle de temps défini Δt . Si le bassin versant, ou un réservoir, est considéré comme un système dans lequel toutes les entrées et sorties sont connues et les processus internes sont inconnus (boîte noire), alors les facteurs du bilan hydrologique susmentionnés peuvent être exprimés par l'équation de base de l'équilibre hydrologique comme suivant :

$$\frac{\Delta S}{\Delta T} = \bar{I} - \bar{O} \quad (\text{II-1})$$

- Les différentes quantités sont estimées en considérant comme échelle de temps l'année hydrologique. La notion de l'année hydrologique tient compte des conditions climatiques c'est-à-dire en fonction de la situation météorologique d'une région. Ainsi, l'année hydrologique peut débuter à des dates différentes de celle de l'année calendaire.
- l'échelle de l'espace considéré pour le calcul du bilan hydrologique est le bassin versant, mais parfois il est raisonnable de travailler sur d'autres échelles d'espaces (limites administrative, limites de la régionales, ...).

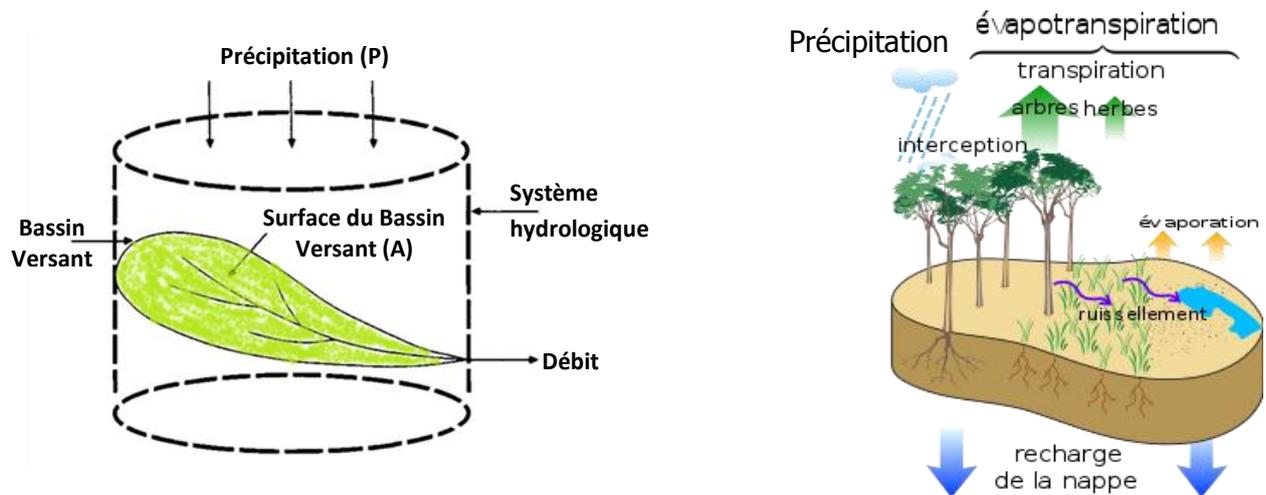


Fig. II-4 : Système hydrologique et composantes du bilan hydrologique

où \bar{I} et \bar{O} sont respectivement les flux entrants et sortants moyens dans l'intervalle de temps Δt , qui doivent être relativement petits pour que l'estimation des valeurs moyennes soit significative. Si I et O changent continuellement dans le temps, alors l'équation (II-1) peut être écrite sous la forme suivante :

$$\frac{dS(t)}{dt} = dI - dO \quad (\text{II-2})$$

Pour un bassin versant déterminé, les précipitations sont considérées comme des apports. Le ruissellement de surface, le ruissellement souterrain, l'évaporation, la transpiration et la percolation sont les formes les plus courantes d'écoulement. Le stockage du bassin versant comporte également, le stockage de surface, le stockage du sol, le stockage souterrain et l'eau interceptée par la végétation. Ainsi, l'équation précédente peut être exprimée par l'équation de base de l'équilibre hydrologique suivante:

$$\Delta S = P - R - G - E - T \quad (\text{II-3})$$

Selon cette équation, la variation du stockage d'un bassin versant ΔS en considérant un stockage initial S , est égale à la quantité d'eau tombant sous forme de précipitation P , moins la quantité d'eau qui sort du bassin en tant que ruissellement de surface R , percole dans le sous-sol G , s'évapore dans l'atmosphère E et transpire à partir des feuilles de la plante T . Pour les incidents de pluie individuels, les constituants de l'évaporation E et de la transpiration T sont nettement inférieurs aux autres et sont généralement omis. L'équation de l'équilibre hydrologique peut être écrite sous la forme générale suivante :

$$P + S = E + R + S \pm (\Delta S) \quad (\text{II-4})$$

Avec :

P : Précipitations [mm],

S : Réserves en eau (accumulation dans les dépressions, eaux souterraines, humidité du sol,...) [mm],

R : Ruissellement total mesuré à l'exutoire du bassin versant [mm],

E : Evaporation et évapotranspiration [mm],

$S + \Delta S$: Réserves accumulées dans un intervalle de temps ΔT [mm].

Les termes du bilan hydrique susmentionnés sont généralement exprimés en hauteur d'eau (c'est-à-dire en mm), il s'agit alors de lame d'eau (précipitée, ruisselée, évaporée et stockée, ...). Cependant, l'équation générale du bilan hydrique peut s'écrire encore sous la forme simplifiée suivante :

$$\Delta S = (I + P) - O \quad (\text{II-5})$$

Ou encore :

$$E = I - O \pm (\Delta S) \quad (\text{II-6})$$

Avec :

P : Précipitation exprimée en [mm] ou [m³],

E : évaporation exprimée en [mm] ou [m³],

I : volume entrant exprimée en [mm] ou [m³],

O : volume sortant exprimée en [mm] ou [m³],

ΔS : variation de stockage ou réserves exprimée en [mm] ou [m³].

Pour un bassin versant relativement imperméable et pour une période donnée la variation de stock peut être considérée comme nulle c'est à dire ($\Delta S = 0$). D'où, on peut introduire la notion de déficit d'écoulement D dans l'équation précédente :

$$I + O = D \quad (\text{II-7})$$

Le déficit d'écoulement D représente essentiellement les pertes engendrées par l'évaporation. Il est généralement mesuré ou estimé à l'aide de méthodes de calcul (formule de Turc et de Coutagne...).

1. Formule de Turc (1954) :

$$D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (\text{II-8})$$

Avec :

D : Déficit d'écoulement [mm],
P : Précipitation annuelle [mm],
T : Température moyenne de l'année [°C].
 $L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$.

2. Formule de Coutagne (1951) :

$$D = P - m \cdot P^2 \quad (\text{II-9})$$

Avec :

D : déficit d'écoulement [mm],
P : Précipitation annuelle [mm],
 $m = 1/(0.8 + 0.16 T)$:

Exemple 01 :

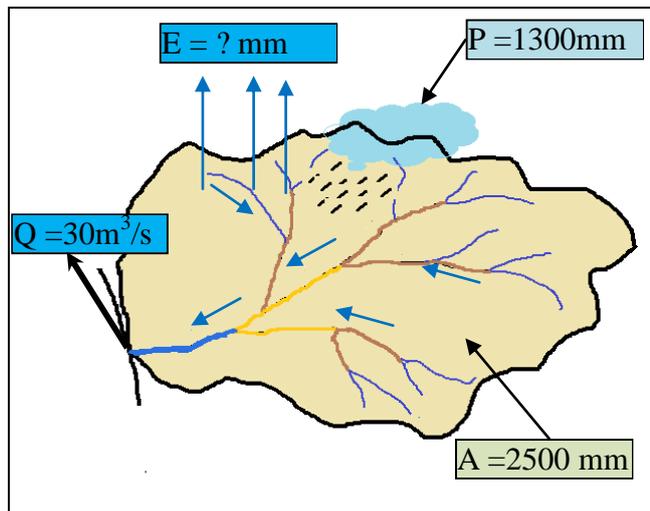
Annuellement, un bassin versant d'une superficie de 2500 km^2 , reçoit des précipitations correspondant à une hauteur d'eau de 1300 mm . Le débit moyen mesuré à l'exutoire du bassin est de $30 \text{ m}^3/\text{s}$.

1. Pour cette année hydrologique, quel est le volume d'eau total écoulée à l'exutoire (en m^3) ?
2. Quelles sont les pertes en eau dues à la combinaison des effets de l'évaporation, la transpiration et l'infiltration (en mm).

Solution :

L'exemple porte sur les données hydrologiques d'un bassin versant de 2500 km^2 de surface.

Ces données sont ; la précipitation annuelle $P = 1300 \text{ mm}$ et le débit d'écoulement moyen annuel enregistré à l'exutoire de ce bassin égale $Q = 30 \text{ m}^3/\text{s}$. Pour répondre aux questions de cet exercice la procédure est comme suit :



1. Volume d'eau total écoulée à l'exutoire (en m^3)

Volume total :

$$\begin{aligned} &= \text{Débit moyen} \times \text{Nombre de secondes en une année} \\ &= 30 \times (365 \times 24 \times 3600) \\ &= 30 \times 31\,536\,000 \\ &= 9.46 \cdot 10^8 \text{ m}^3 \end{aligned}$$

3. Pertes en eau

L'équation du bilan hydrologique peut être arrangée de la façon suivante :

$$\begin{aligned} \text{Pertes} &= (ET + I) = P - R \pm (\Delta S) \quad \text{où} \quad P = 1\,300 \times 2\,500 \times 10^3 = 3,25 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \\ R &= 9.46 \cdot 10^8 \text{ m}^3 \\ \Delta S &= 0 \text{ (pas de variation de stock)} \end{aligned}$$

D'où :

Les pertes en m^3 :

$$\begin{aligned} ET+I &= 3,25 \cdot 10^9 - 9.46 \cdot 10^8 \\ &= 2.3 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \end{aligned}$$

Pour calculer les pertes en mm on doit diviser ce volume par la surface du bassin versant, d'où :

Les pertes en (mm) :

$$= 2.3 \cdot 10^9 / (2 \cdot 500 \times 10^3)$$
$$= 921 \text{ mm}$$

Exemples supplémentaires

Exemple 02 :

Annuellement, un bassin versant de 100 km² reçoit 1000 mm de précipitation (P). L'écoulement (Q) annuel total est estimé à 700 mm tandis que l'évapotranspiration (ET) est estimée à de 350 mm.

1. À l'aide d'un bilan hydrologique simple, estimez la valeur de ΔS en mm.
2. Cette valeur représente-elle un gain ou une perte au niveau des réserves en eau du sol ?
3. À l'échelle du bassin versant, cette valeur de ΔS représente quel volume d'eau (m³)?

Réponse : $\Delta S = -50 \text{ mm}$, (si ΔS est positif c'est un gain sinon une perte), $V_{(\Delta S)} = 5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$

Exemple 03 :

Les paramètres hydrologiques, précipitation moyenne (P) et l'évapotranspiration (ET) annuelles d'un bassin versant de 40 km² sont de 125 et 40 cm respectivement. En ne considérant pas le stockage en eau (ΔS) dans le sol et en supposant qu'au maximum 50% de l'écoulement annuel (Q) pourrait servir à l'alimentation en eau potable d'une municipalité où chaque personne utilise en moyenne 500 litres d'eau par jour, quelle serait la population maximale qui peut être supportée par ce bassin versant?

Réponse : Population = 93 151 hab.

Le bassin versant et son complexe physique

L'écoulement de l'eau à la surface de la terre dans les ruisseaux et les rivières est une mesure clé du cycle hydrologique intégré sur de vastes zones. Un bassin versant est la zone géographique qui contribue à l'écoulement de l'eau dans un ruisseau ou une rivière, à l'intérieur du quel, tous les facteurs sont intimement liés (climat, écoulement, morphologie, géologie et couvert végétale...).

III.1 Notion de « bassin versant »

Le bassin versant correspond, en principe, à l'unité spatiale la plus courante à considérer pour toute analyse du cycle hydrologique.

Le bassin versant est défini comme l'espace géographique drainé par un cours d'eau et ses affluents. Toutes les précipitations tombant à l'intérieur de cet espace s'écoulent vers un seul point de ce cours d'eau, appelée exutoire, pour poursuivre son trajet vers l'aval. Un bassin versant peut aller de quelques hectares à des millions de kilomètres carrés.

Un bassin versant peut être défini en fonction de sa topographie ou en se basant sur des considérations relatives aux écoulements souterrains.

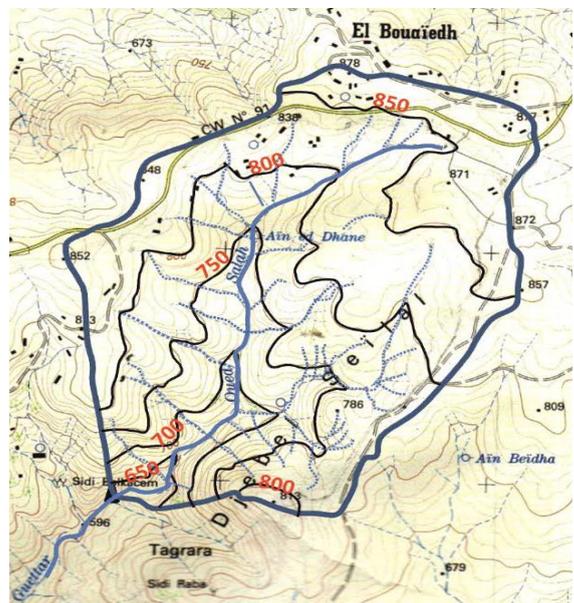


Fig. III-1 : Délimitation du bassin versant (utilisation d'une carte topographique)

II.1.1 Bassin versant topographique

En fonction de la topographie du terrain, le cheminement de l'eau ne sera déterminé que par la topographie (en supposant que le sous-sol est imperméable). L'aire du bassin versant considéré sera limitée par des lignes de crêtes et des lignes de plus grande pente (figure ci-contre).

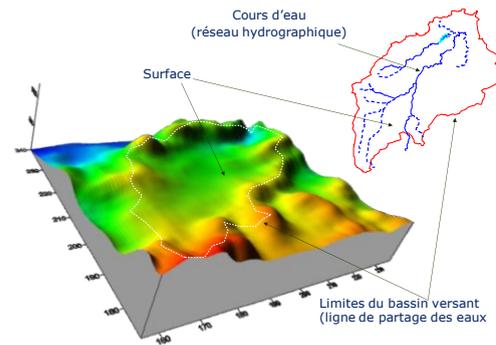


Fig. III-2 : Délimitation du bassin versant

III.1.2 - Bassin versant hydrogéologique

En fonction de la géologie du terrain (sous-sol est perméable), il se peut qu'une partie des eaux tombées à l'intérieur des limites topographiques s'infilte puis sorte souterrainement du bassin (ou qu'à l'inverse des eaux entrent souterrainement dans le bassin).

Dans ce cas, des considérations d'ordre géologique seront ajoutées aux considérations topographiques pour déterminer les limites réelles du bassin versant.

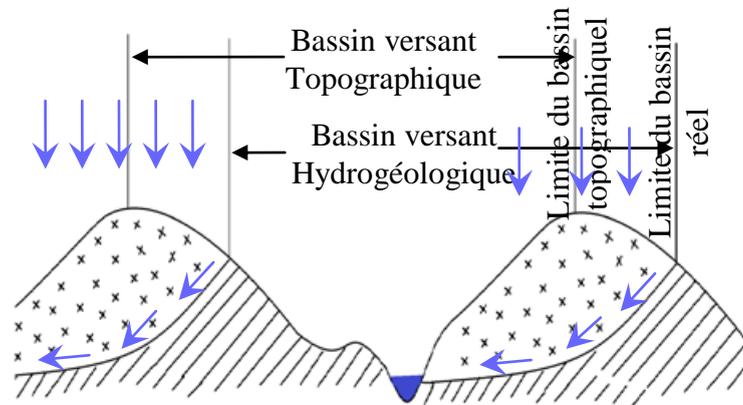


Fig. III-3 : Bassin versant topographique et réel

III.2 - Caractéristiques morphométriques

III.2.1 - Caractéristiques de la disposition dans le plan

1 – Aire et Périmètre

L'aire du bassin versant est la portion du plan limité par la ligne de crête, ou contour du bassin. Sa mesure s'obtient soit par planimétrie sur une carte topographique soit par la méthode des petits carrés, est exprimé généralement en Km^2 .

2 – Périmètre

Le périmètre est la longueur de la ligne de contour du bassin, c'est la première caractéristique de longueur et la plus utilisées. Le périmètre est curvimétré sur une carte topographique il est exprimé généralement en Km.

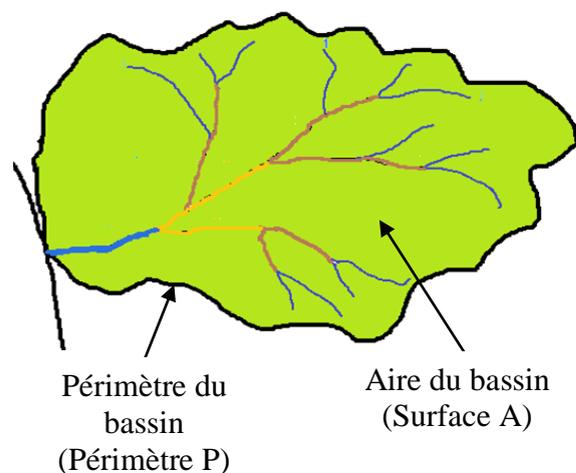


Fig. III-4 : Tracé en plan du bassin versant

III.2.1 – La forme du bassin

1 – L'indice de forme

Cet indice, défini par Gravelius (1914), exprime le rapport du périmètre du bassin versant à celui d'un cercle de même surface, il permet de caractériser la forme d'un bassin versant. L'indice de forme de Gravelius noté (K_c) est donnée par :

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (\text{III-1})$$

La valeur minimale de K_c est égale à l'unité ($K_c = 1$) pour une zone circulaire. K_c n'a pas une valeur particulière, il est d'autant plus voisin de cette valeur que le bassin est compact (pour des bassins de forme ressemblant à un cercle).

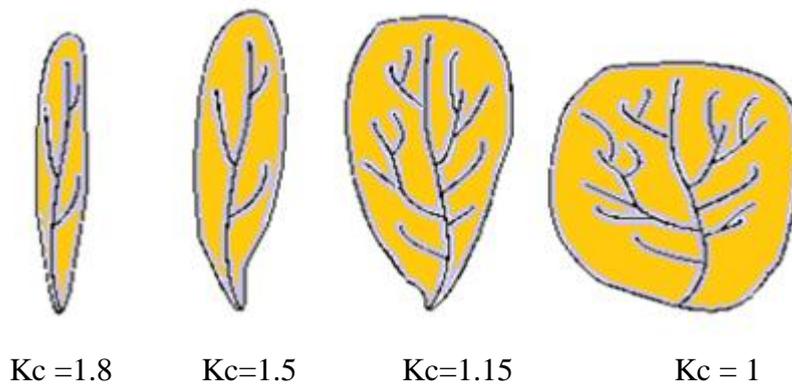
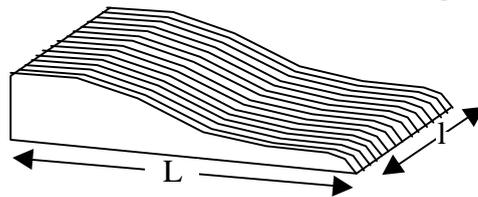


Fig. III-5 : Exemples de valeurs de l'indice de compacité

2 – Le rectangle équivalent

Cette notion de rectangle équivalent permet de comparer des bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs dimensions géométriques sur l'écoulement. C'est une transformation géométrique du bassin réel en conservant la même superficie et le même périmètre. On garde donc la même répartition hypsométrique. Pour un bassin versant d'un périmètre P et d'une surface A , lorsque $K_c > 1.12$ (Roche, 1963 ; Laborde, 2009), les dimensions du rectangle équivalent L et l successivement la longueur et la largeur du rectangle, sont données par :



$$\begin{cases} P = \frac{K_c \sqrt{A}}{0.28} = 2(L + l) \\ A = L \times l \end{cases} \Rightarrow L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (\text{III-2})$$

$$l = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (\text{III-3})$$

III.2.2 - Caractéristiques des altitudes (hypsométrie)

Le relief d'un bassin versant peut être caractérisé par une courbe de répartition de la surface de ce bassin en fonction des altitudes, appelée courbe hypsométrique. La distribution du relief peut facilement être comparée si les courbes hypsométriques sont tracées avec des altitudes exprimées en pourcentage du relief total ou de la différence entre les altitudes les plus élevées et les plus basses du bassin. Si les incréments de surface entre de courbes de niveaux successives ont été déterminés par un planimètre, une courbe peut être facilement tracée montrant la superficie totale dans le bassin versant située en dessous de toute altitude donnée.

L'ordonnée moyenne d'une telle courbe représente probablement la meilleure détermination possible de l'élévation moyenne du bassin versant. A partir d'une courbe hypsométrique, l'élévation médiane, telle que 50% du bassin se trouve à une altitude inférieure et 50% à une altitude plus élevée, peut être facilement déterminée. L'altitude médiane est probablement un meilleur indicateur des diverses conditions hydrologiques, telles que la température moyenne et la durée de la couverture neigeuse, que l'altitude moyenne. L'altitude médiane est généralement légèrement inférieure à l'altitude moyenne, mais la différence n'est généralement que de quelques pour cent sauf dans le cas de certains bassins de relief anormal et élevé.

Tableau III-1: Répartition de la surface en fonction des altitudes

| Courbes de niveau hi (m) | Superficie Si entres les hi (km ²) | Superficie Si (%) | Si cumulé (%) |
|--------------------------|--|-------------------|---------------|
| 170-300 | 500 | 2.4% | 100.0% |
| 300-400 | 1700 | 8.2% | 97.6% |
| 400-500 | 1900 | 9.2% | 89.4% |
| 500-600 | 2400 | 11.6% | 80.2% |
| 600-700 | 3000 | 14.5% | 68.6% |
| 700-800 | 2970 | 14.3% | 54.1% |
| 800-900 | 2270 | 11.0% | 39.8% |
| 900-1000 | 2180 | 10.5% | 28.8% |
| 1000-1100 | 1500 | 7.2% | 18.3% |
| 1100-1200 | 640 | 3.1% | 11.0% |
| 1200-1300 | 610 | 2.9% | 7.9% |
| 1300-1400 | 410 | 2.0% | 5.0% |
| >1800 | 620 | 3.0% | 3.0% |

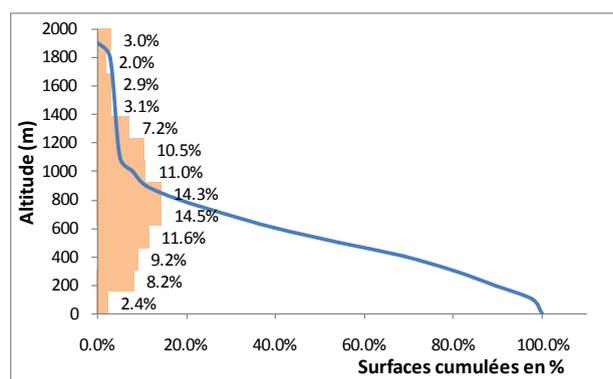


Fig. III-6 : Exemple de courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique permet aussi de déterminer la « dénivelée globale D », la dénivelée globale est définie comme étant la différence entre l'altitude relative à 5% de la surface du bassin (H5 %) et l'altitude relative à 90% de la surface du bassin (H95 %) :

$$D = H5 \% - H95 \% \quad \text{(III-4)}$$

1. 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. Ces deux données deviennent surtout importantes lors du développement de certaines relations faisant intervenir des variables climatologiques

telles que la température, la précipitation et le couvert neigeux. Elles déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente.

2. L'altitude moyenne

Le calcul de l'altitude moyenne du bassin est basé sur la courbe hypsométrique en utilisant l'équation suivante:

$$H_{moy} = \sum \frac{h_r + h_{r+1}}{2} \times \Delta L_r \quad (\text{III-5})$$

où la plage de valeurs de la courbe hypsométrique est divisée en intervalles de longueur ΔL_r , et les valeurs h correspondant aux altitudes inférieure et supérieure de l'intervalle ΔL_r sont h_r et h_{r+1} .

Comme on peut déduire directement l'altitude moyenne de la lecture d'une carte topographique. Ainsi, on peut la définir comme suit :

$$H_{moy} = \sum \frac{A_i h_i}{A} \quad (\text{III-6})$$

Avec :

H_{moy} : altitude moyenne [m] ;

A_i : surface limitée par deux courbes de niveau [km^2] ;

h_i : les altitudes moyennes entre chaque deux courbes de niveau [m]; $h_i = \frac{h_r + h_{r+1}}{2}$

A : superficie du bassin versant [km^2].

3. L'altitude médiane

L'altitude médiane est une caractéristique statistique des altitudes d'un bassin versant, elle correspond à l'altitude relative à l'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique. L'altitude médiane est très proche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné a une forme régulière.

III.2.3 - Les indices de pente

1 – La pente moyenne

Ce paramètre du bassin versant permet de caractériser les pentes par leur valeur moyenne I pondérée par les surfaces (Roche, 1963).

Pour une bande limitée par deux courbes de niveau, dont l'équidistance est égale D , et soit d_j la largeur moyenne cette bande j comprise entre les courbes de niveau j et $j+1$ et l_j la longueur moyenne de cette bande. Pour cette bande, la pente moyenne n_j est donnée par : $n_j = \frac{D}{d_j}$; et

sa surface est : $a_j = d_j \cdot l_j$

Alors, la pente moyenne I du bassin versant est donnée par l'expression suivante :

$$I = \frac{\sum n_j \cdot a_j}{\sum a_j} = \frac{\sum \frac{D \cdot d_j \cdot l_j}{d_j}}{\sum d_j \cdot l_j} = \frac{D \cdot \sum l_j}{A} \quad (\text{III-7})$$

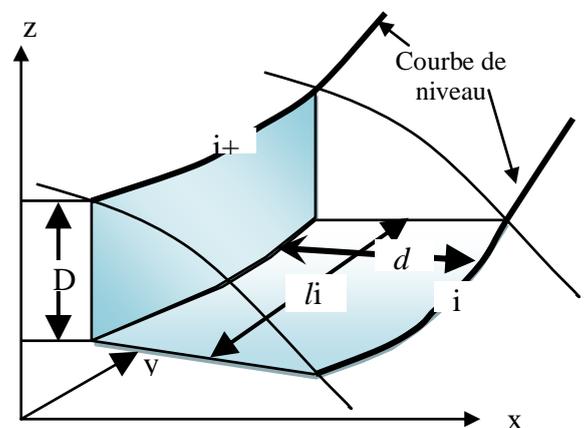


Fig. III-7 : Echantillonnage des pentes élémentaires (Laborde, 2009)

Soit L_c la longueur totale des courbes de niveau, l'expression donnant la pente moyenne (Roche, 1963) peut être écrite sous la forme :

$$I = \frac{D \cdot L_c}{A} \quad \text{(III-8)}$$

L'estimation de cette expression simple est cependant laborieuse puisqu'il faut curvimétrer toutes les courbes de niveau. Ceci explique que cet indice est peu utilisé dans la pratique.

2 - Indice de pente de Roche I_p

Une autre caractéristique de la pente d'un bassin versant a été proposée (Roche, 1963), c'est un indice de pente facile à calculer que l'indice de pente moyenne.

L'indice de pente de Roche I_p est égale à la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent, et pondérée par les surfaces.

Soit i_k la pente moyenne sur la bande k est : $i_k = \frac{D}{x_k}$

Soit a_k la surface bande k d'où $a_k = x_k \cdot l_k$

I_p est donnée par l'expression :

$$I_p = \frac{\sum a_k \cdot \sqrt{i_k}}{\sum a_k} \quad \text{(III-9)}$$

Si β_k est le pourcentage de la surface comprise entre deux courbes de niveau h_{k+1} et h_k avec

$$\beta_k = \frac{x_k}{L}$$

L'expression donnant I_p devient :

$$I_p = \frac{\sqrt{D} \cdot \sum \beta_k}{\sqrt{L}} \quad \text{(III-10)}$$

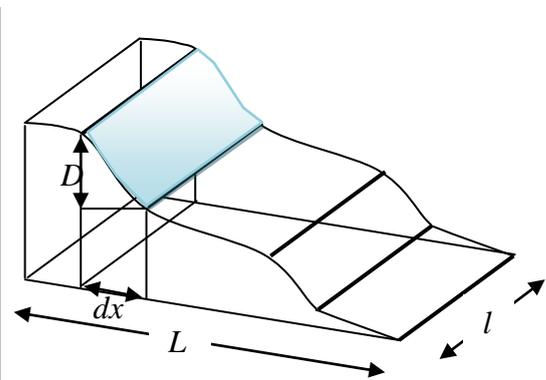


Fig. III-8 : Echantillonnage des pentes élémentaires (rectangle équivalent) (Laborde, 2009)

III.2.3.3 - Indice de pente globale I_g

L'indice de pente globale est une autre mesure caractérisant le taux de changement d'altitude par rapport à la distance le long de la voie d'écoulement d'une manière globale, il tient compte seulement de la dénivelée globale et de la longueur du bassin versant (Dubreuil, 1974). C'est un indice encore plus simple:

$$I_g = \frac{D}{L} \quad \text{(III-11)}$$

Avec

- D est la dénivelée globale ($D = H_5 \% - H_{95} \%$),
- L est la longueur du rectangle équivalent.

Une classification à été effectuée par l'IRD (ex O.R.S.T.O.M.) pour des bassins versant de l'ordre de 25 km² en utilisant les valeurs de l'indice de pente globale I_g suivant le tableau ci-dessous:

Tableau III-2 : Classification de relief en fonction des valeurs de I_g selon l'O.R.S.T.O.M.

| | | |
|----------------|---------------------|-----------------------|
| R ₁ | Relief très faible | $I_g < 0,002$ |
| R ₂ | Relief faible | $0,002 < I_g < 0,005$ |
| R ₃ | Relief assez faible | $0,005 < I_g < 0,01$ |
| R ₄ | Relief modéré | $0,01 < I_g < 0,02$ |
| R ₅ | Relief assez fort | $0,02 < I_g < 0,05$ |
| R ₆ | Relief fort | $0,05 < I_g < 0,1$ |
| R ₇ | Relief très fort | $I_g > 0,1$ |

1) le rapport de confluence R_c , est donné par le rapport du nombre N_i de cours d'eau d'ordre i au nombre N_{i+1} de cours d'eau d'ordre $i+1$ d'où :

$$R_c = \frac{N_i}{N_{i+1}} = \text{Cte} \quad (\text{III-13})$$

2) le Rapport des longueurs moyennes R_l , est donné par le rapport de la longueur moyenne des cours d'eau d'ordre i l_i a celle des cours d'eau d'ordre $i+1$ d'où :

$$R_l = \frac{l_i}{l_{i+1}} = \text{Cte} \quad (\text{III-14})$$

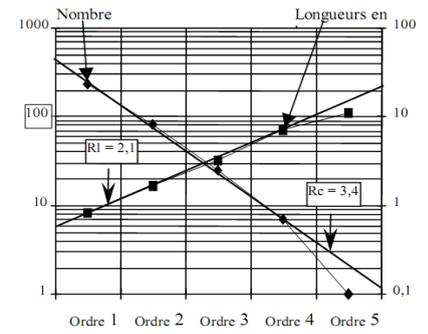


Fig. III-10 : Méthode graphique «lois de Horton» (Laborde, 2009)

On constate que pour un bassin versant homogène R_c et R_l sont sensiblement constants.

Graphiquement R_c et R_l sont déterminés en portant N_i , l_i et i sur un papier semi-logarithmique (figure ci-contre). R_c est donnée par la pente de la droite moyenne de N_i en fonction de i , et R_l est donnée par la pente de la droite moyenne de l_i en fonction i .

III.3.3 - Densité de drainage D_d

La densité de drainage est définie comme étant le rapport de la longueur totale des cours d'eau par unité de surface. Elle est donnée par l'expression suivante :

$$D_d = \frac{\sum l_i}{A} (\text{km}^{-1}) \quad (\text{III-15})$$

III.3.4 - Fréquence des cours d'eau d'ordre 1 : F_1

La fréquence des cours d'eau d'ordre 1 est donnée par le rapport du nombre de cours d'eau d'ordre 1 à la surface du bassin :

$$F_1 = \frac{N_1}{A} (\text{km}^{-2}) \quad (\text{III-16})$$

III.3.5 - Profils en long

Le tracé en profils d'un cours d'eau ou un réseau de cours d'eau est une étape essentielle pour déterminer les paramètres essentiels intervenant dans les écoulements de surface (longueurs, pentes, temps de concentration...).

Les profils sont établis en portant en abscisses les longueurs comptées à partir d'un point de référence et en ordonnées les cotes des cours d'eau principal et des affluents.

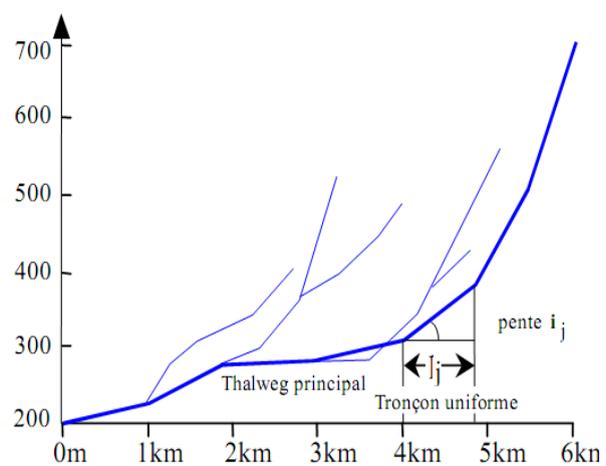


Fig. III-11 : Exemple de profils en long

Pour un réseau hydrographique, la pente moyenne est donnée par la formule suivante :

$$\frac{1}{\sqrt{i}} = \frac{1}{L} \sum \frac{l_j}{\sqrt{l_j}} \quad (\text{III-17})$$

Avec, l_j est la longueur du tronçon j du cours d'eau et i_j sa pente.

III.4 - Caractéristiques géologiques

Les caractéristiques géologiques d'un bassin versant, sont un facteur déterminant du régime des cours d'eau qui drainent ce bassin. En effet, pour un bassin perméable les volumes écoulés seront d'autant plus grands en période de crue. En période d'étiage, les débits seront d'autant plus forts que les nappes sont plus nombreuses et importantes.

III.5 - Couvert végétal

Les facteurs liés au couvert végétal, sont des facteurs qui dépendent en tout ou en partie de la végétation, naturelle ou cultivée qui pousse dans le bassin versant. Ces facteurs influent beaucoup sur les quantités d'eau disponibles à la surface de la terre. En effet, La végétation selon sa nature (forêts, cultures, prairies, etc.), joue un rôle important par leur évapotranspiration. La végétation joue également un rôle atténuateur important en période de crue, généralement lorsque la végétation est très développée, l'écoulement est retardé et le débit de pointe est atténué. Par contre lorsque la végétation est moins développée, le ruissellement étant plus long, l'évapotranspiration augmente et le débit de la crue diminue.

Les précipitations

IV.1. Définition des précipitations

Le terme «précipitation» comprend toutes les eaux météoriques qui tombent de l'atmosphère à la surface de la Terre. Les précipitations peuvent être liquides (pluie et bruine), solides (neige, grêle et grésil), ou encore déposées (rosée, gelée blanche, givre,...). Le type et la quantité de précipitations, dépendent de facteurs climatiques tels que le vent, la température et la pression atmosphérique, tandis que l'humidité de l'air est nécessaire mais pas suffisante pour provoquer des précipitations.

Les précipitations sont la principale composante du cycle hydrologique. Elles alimentent les récepteurs de surface, renouvellent les stocks d'humidité du sol et alimentent les aquifères souterrains. En effet, elles constituent l'unique alimentation des systèmes hydrologiques continentaux que sont les bassins versants.

La quantité des précipitations qui atteint la surface du sol pendant une période donnée est mesurée par la hauteur de la lame d'eau qui s'accumulerait sur une surface horizontale, cela en admettant qu'il n'y a pas de pertes (par écoulement, infiltration et évaporation) et que toutes les précipitations sous forme liquide sont immobilisées.

La hauteur des précipitations est exprimée en millimètres (mm) ou en dixièmes de millimètre :

$$1 \text{ litre} = 1 \text{ dm}^3 = 10^2 \text{ mm} \times 10^2 \text{ mm} \times 10^2 \text{ mm} = 10^6 \text{ mm}^3$$

$$1 \text{ m}^2 = 10^3 \text{ mm} \times 10^3 \text{ mm} = 10^6 \text{ mm}^2$$

$$\mathbf{1 \text{ litre/m}^2 = 10^6 \text{ mm}^3 / 10^6 \text{ mm}^2 = 1 \text{ mm}}$$

En termes d'équations aux dimensions, on a bien :

$$1 \text{ litre/m}^2 = \text{L}^3 / \text{L}^2 = \text{L}^3 \times \text{L}^{-2} = \text{L}$$

Notons que : $1 \text{ mm} = 1 \text{ l/m}^2 = 10 \text{ m}^3 / \text{ha.S}$

D'autre part, dans certaines conditions, les quantités de vapeur d'eau des basses couches de l'atmosphère qui se condensent directement sur les surfaces froides du sol ou des végétaux, et formant de rosée ou de gelée blanche, selon les conditions climatique ou la saison, ne sont pas prises en compte dans les bilans hydrologiques. Ces quantités de précipitations généralement modestes (ne dépasse pas 0,1 mm), sont considérées comme « trace »,

IV.2. Types de précipitations

Pour que la condensation et les précipitations se produisent, il doit y avoir une ascension appréciable d'une masse d'air. Puisque cette ascension se fait de trois manières, il existe trois principaux types de précipitations. Ce sont les pluies de convection ou convectives, orographiques et les pluies frontales ou cycloniques. Chacun de ces types de précipitations est connu par ses caractéristiques et leurs diagrammes sont différents les uns des autres.

IV.2.1 Les précipitations convectives

Les précipitations convectives se forment lorsque l'air à la surface de la terre et à quelques mètres au-dessus est chauffé par le soleil. Au fur et à mesure que l'air se réchauffe, il devient plus léger (vapeur d'eau). Ce dernier plus léger monte, se refroidit, puis se condense sur les noyaux de condensation dans l'atmosphère. Au fur et à mesure que l'air converge, il se condense pour former d'épais nuages cumulés.



Fig. IV-1 : Précipitations convectives (Darras, 2016)

Les nuages ascendants deviennent plus lourds et instables. Ils tombent ensuite au sol sous forme de gouttes de pluie.

Ce type de pluie est courant en Afrique de l'Ouest et est suivi par la foudre et les orages de courte durée, de forte intensité et de faible extension spatiale (Durieux, 2002 ; Laborde, 2009).

IV.2.2 Les précipitations orographiques

Lorsque le vent pousse l'air humide vers un terrain montagneux, la montagne soulève les masses d'air humide dans l'atmosphère. Une fois que l'air monte, il se refroidit et permet aux précipitations de se produire.

Au fur et à mesure que le vent ou la vapeur d'eau monte, ils deviennent instables et lourds. Ils se développent autour des noyaux de condensation et forment des nuages épais.

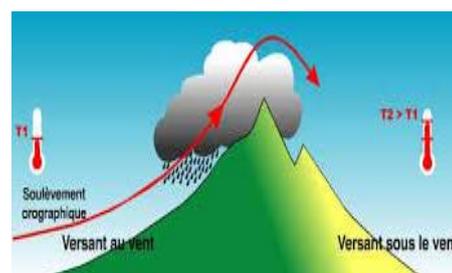


Fig. IV-2: précipitations orographiques (Météo de Thomas, 2018)

Ils montent plus loin et tombent au sol sous forme de gouttes de pluie. Ce type de pluie se produit principalement dans les zones faisant face à la montagne, appelées les versant au vent. Les versants opposés ou sous le vent reçoit l'air sec descendant caractérisé généralement de faible pluie.

De manière caractéristique, les pluies orographiques se produisent dans les zones montagneuses et le long des pentes des collines. En général, les pluies orographiques présentent une intensité et une fréquence assez régulières (Vetter, J. 2004).

IV.2.3 Les précipitations frontales

Enfin, les précipitations cycloniques sont le dernier type de précipitations et sont également connues sous le nom de précipitations frontales. Ce type de précipitations se produit lorsque deux masses d'air de caractéristiques différentes se rencontrent. Par exemple, lorsqu'une masse d'air maritime chaud (plus légère) rencontre une masse d'air froid (plus lourde), la masse d'air chaud est forcée de s'élever car elle est plus légère.



Fig. IV-3 : Précipitations frontales ou de type cyclonique (Météo de Thomas, 2018)

La vapeur d'eau chaude se refroidit à mesure qu'elle monte. L'air ascendant se condense et des nuages se forment sur les noyaux de condensation dans l'atmosphère. Au fur et à mesure que les nuages s'élèvent, ils deviennent instables en raison de l'accumulation de plus de gouttelettes d'eau. Ils tombent au sol sous forme de pluies cycloniques. Elles sont fréquentes sous les tropiques et dans la zone tempérée (Billaut, et al., 1956).

IV.3. Mesures des précipitations

IV.3.1 Utilité de la mesure des précipitations

L'information sur la précipitation, est essentielle dans le domaine de la météorologie terrestre et marin. Les précipitations font partie des paramètres de forçage dominants des processus hydrologiques, et une connaissance approfondie du régime pluviométrique est essentielle pour évaluer et prévoir les réponses hydrologiques. Les informations sur les précipitations sont également couramment utilisées pour la planification agricole, planification de l'irrigation, dimensionnement des ouvrages hydrauliques etc.

IV.3.2 Mesures des précipitations

Les précipitations sont mesurées comme la quantité d'eau qui atteint le sol durant un certain laps de temps, et sont exprimées en hauteur ou en lame d'eau ou en équivalent d'eau des précipitations solides précipitée par unité de surface horizontale. Les précipitations sont

définit aussi par leur intensité (hauteur d'eau précipitée par unité de temps) exprimé généralement en (mm/h) .

IV.3.3 Appareillage et principe de mesure

IV.3.3 .1 Le pluviomètre

Le pluviomètre est un instrument fondamental dans la mesure des précipitations que soit liquides ou solides. Pour ce type d'appareil, la mesure des précipitations est effectuée manuellement par l'observateur, Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée pour une durée déterminée généralement 24 heures.

La quantité d'eau recueillie dans l'appareil est mesuré à l'aide d'une éprouvette appropriée et les résultats étant exprimés en dixièmes de millimètres, d'où un millimètre de pluie est l'équivalent d'un litre par mètre carré. Si les relevés sont moins fréquemment, on dit alors que l'on observe un pluviomètre totalisateur.

On utilise aussi, de plus en plus, des pluviomètres à lecture directe constitués d'un seau en plastique transparent de forme conique et gradué sur la paroi. Si une mesure de haute précision n'est pas indispensable, la lecture directe sans recours à l'éprouvette pourra suffire.



Fig. IV-4 : Pluviomètre à lecture direct « éprouvette incorporée » (Rieul, 2003)

La hauteur de pluie h est égale au rapport entre le volume d'eau V recueilli dans l'appareil et la superficie S de la surface réceptrice de cet appareil :

$$h = \frac{V}{S} \quad \text{(IV-1)}$$

L'éprouvette qui correspond à la surface réceptrice du pluviomètre (bague) est graduée directement en hauteur d'eau (pour une bague de $S= 400 \text{ cm}^2$, un volume recueilli $V= 4 \text{ cm}^3$ d'eau correspond à 0,1 mm de pluie). L'observateur porte ses mesures sur une fiche spéciale chaque mois.

Les pluviomètres les plus utilisés sont les pluviomètres de type "Association", qui date depuis 1867, il est conçu par l'Association Scientifique de France, ce pluviomètre correspond aux principales normes internationales fixées par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM, 1878); (surface de la bague comprise entre 200 et 500 cm^2 et la hauteur de la bague au dessus du sol est de 1.00 m).



Fig. IV-5 : pluviomètre «éprouvette non incorporée» (Musy, 2005)

Une autre condition est recommandée par l'OMM stipule que la distance D entre le pluviomètre et l'obstacle le plus proche doit être égale ou supérieure à 4 fois la hauteur H de l'obstacle ($D \geq 4h$). En pratique, il est préférable de situer l'appareille plus loin possible de tout obstacle (construction, arbres ...), situé surtout du coté du vent apportant les pluies.

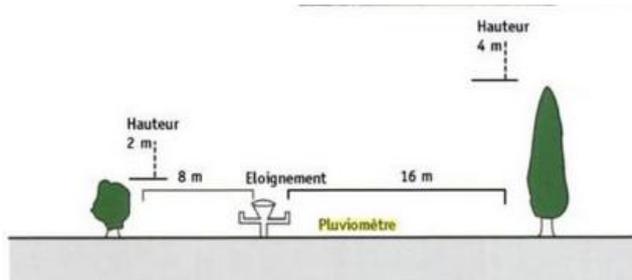


Fig. IV-6 : Installation d'un pluviomètre « d'après l'agrométéo à la ferme, météo France et la FNSEA » (Rieul, 2003)

| 020515200612 | | | | Pluie 321,5 mm | Station GOURAYA PARK | | | | |
|------------------------------|------------------|-------------------------|-------------|------------------------------|------------------------------|---|----------|-------|------------|
| Carte | Station | Année | Mois | Mois de Décembre 2006 | Commune GOURAYA | | | | |
| En tête commune aux 2 cartes | | | | Observateur MATSB Abdelkader | Wilaya TIPAZA | | | | |
| Secteur Alger | | Type de pluviomètre ACS | | Bassin Colier | | | | | |
| Reçu le 06/01/07 | Surface : 400 cm | | | Secteur ELKHENIS | | | | | |
| Vente le 07/01/07 | Visite le | | | | | | | | |
| Par le RABAH | | | | | | | | | |
| JOUR | PLUIE | | | NEIGE | | OBSERVATIONS (Heures de début et fin des précipitations) | Tonnerre | Grêle | Brouillard |
| | 8 h 00 mm | 18 h 00 mm | Total mm | Si | | | | | |
| | Qualité | | | Eau fusion mm | Epaisseur de couche cm | | | | |
| 1 | - | - | - | | | | | | |
| 2 | - | - | - | | | | | | |
| 3 | - | - | - | | | | | | |
| 4 | - | - | - | | | | | | |
| 5 | - | - | - | | | | | | |
| 6 | 1,7 | - | 1,7 | | | | | | |
| 7 | - | - | - | | | | | | |
| 8 | - | 0,6 | 0,6 | | | | | | |
| 9 | 3,5 | - | 3,5 | | | | | | |
| 10 | - | - | - | | | | | | |
| 11 | - | - | - | | | | | | |
| 12 | - | - | 54,4 | | | | | | |
| 13 | 54,4 | 50,4 | 65,2 | | | | | | |
| 14 | 14,8 | 4,3 | 21,3 | | | | | | |
| 15 | 17,0 | - | 0,6 | | | | | | |
| 16 | 0,6 | - | - | | | | | | |
| 17 | - | - | 0 | | | | | | |
| 18 | - | - | 0,9 | | | | | | |
| 19 | 0,9 | 3,0 | 3,0 | | | | | | |
| 20 | - | 3,6 | 4,9 | | | | | | |
| 21 | 1,3 | 3,5 | 22,4 | | | | | | |
| 22 | 18,9 | 35,4 | 41,4 | | | | | | |
| 23 | 6,0 | - | 24,3 | | | | | | |
| 24 | 24,3 | 6,0 | 11,0 | | | | | | |
| 25 | 5,0 | 56,3 | 66,3 | | | | | | |
| 26 | 10,0 | - | - | | | | | | |
| 27 | - | - | - | | | | | | |
| 28 | - | - | - | | | | | | |
| 29 | - | - | - | | | | | | |
| 30 | - | - | - | | | | | | |
| 31 | - | - | - | | | | | | |
| 1 | - | - | - | | | | | | |
| TOTAL | 158,4 | 163,1 | 321,5 | | | | | | |

Fig. IV-7: Exemple de fiche d'enregistrement mensuel d'un pluviomètre (surface réceptrice de 400 cm²)

IV.3.3.2 Le pluviographe

Ce type d'appareil est un instrument captant la précipitation de la même manière que le pluviomètre mais il se distingue de ce dernier, par un dispositif particulier composant la partie de mesure (réservoir à flotteur, augets, etc.) permettant l'enregistrement automatique de la hauteur instantanée de précipitation.

L'enregistrement est continu, et permet de déterminer non seulement la hauteur de précipitation, mais aussi sa répartition dans le temps donc son intensité. Ces appareils (pluviographes) fournissent des diagrammes (pluviogramme) de hauteurs de précipitations cumulées en fonction du temps.

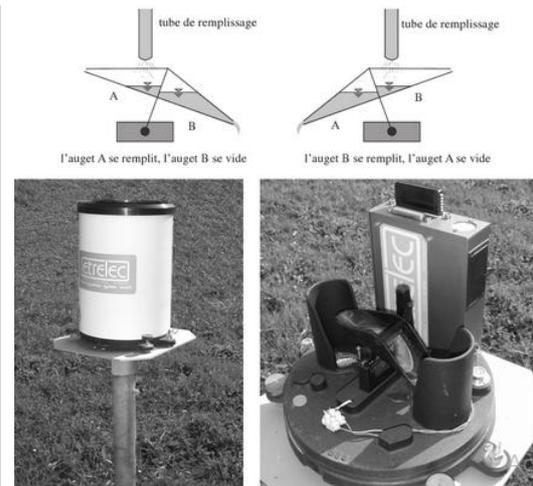


Fig. IV-8 : Pluviographe à augets basculeurs

Les pluviographes enregistreurs, fournissent des graphiques ou actuellement des enregistrements sur mémoires. Cela permet non seulement de déterminer le cumul des précipitations sur un temps donné, mais de plus étudier l'intensité de la pluie sur différents échelles de temps. On distingue ainsi, plusieurs types de récepteurs reposant sur différents principes (flotteur avec siphon, pesée de l'eau accumulée dans le temps, mesure optique, etc...).

Le pluviographe à augets basculeurs, largement utilisé à travers le monde, il est très ancien dans sa conception mais il conserve toujours ça place en mesure des précipitations.

- Le pluviographe est composé de deux augets A et B situés de part et d'autre de son centre de gravité situé au dessus du point pivot de l'ensemble. L'eau recueillie par un entonnoir se déverse dans le premier auget A., l'ensemble bascule pour une quantité réglée à 20 grammes, lorsque l'auget A se vidange, l'auget B est en position de remplissage. Chaque basculement de l'ensemble fait avancer d'une dent une roue à rochets. Ce mouvement transmis par un système d'engrenages, est enregistré sur un cylindre enregistreur effectuant une rotation complète soit en une semaine soit en un jour.

- Le pluviographe est étalonné en fonction de sa surface réceptrice ; pour une bague d'entonnoir d'une surface de 2000 cm^2 , 20 g ou 20 cm^3 est équivalent à 0.1 mm de pluie, et pour une bague d'une surface de 400 cm^2 , 20 g est équivalent à 0.5 mm.

Un exemple de pluviogramme enregistré, pour un pluviographe à augets basculeurs est représenté ci-dessous. Le dépouillement des pluviogrammes est effectué soit à l'aide d'un lecteur de courbes et un programme écrit à cet effet, soit manuellement en fixant le pas de temps ou l'intensité telle que celui présenté dans l'exemple ci-après.

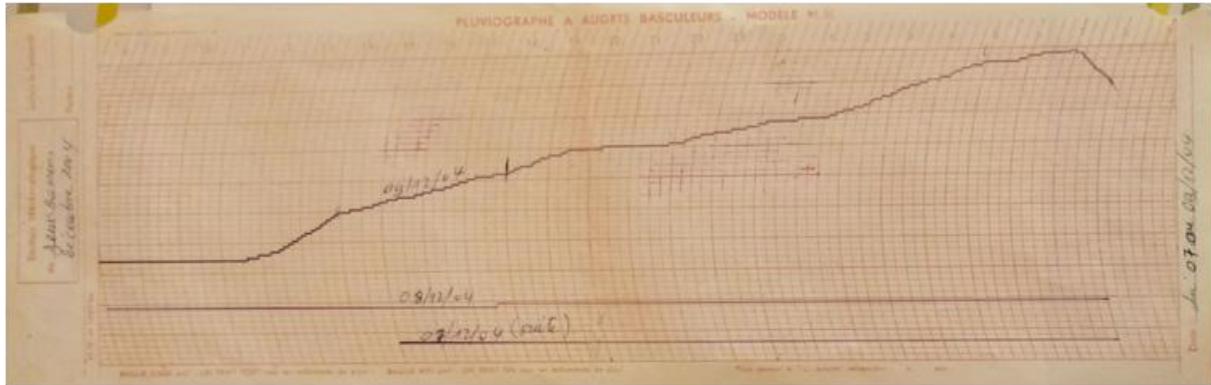


Fig. IV-9 : Bande d'enregistrement du pluviogramme (pluviographe à auget basculeurs, ANRH, 2004)

IV.4 Analyse de la mesure ponctuelle

Bien que les mesures ponctuelles (précipitation tombée en un point donnée), soient acquises au niveau des instruments de mesures (pluviomètres ou des pluviographes), les valeurs enregistrées sont analysées et soumises à différents traitements statistiques.

IV.4.1 Notion d'averses et d'intensités

Le terme « averse » désigne généralement un ensemble de pluies associé à une perturbation météorologique bien définie. Une averse peut durer quelques minutes à une centaine d'heures et intéresser une superficie allant de quelques kilomètres carrés pour les orages, à quelques milliers de kilomètres pour les pluies cycloniques.

L'averse peut être définie aussi comme étant un épisode pluvieux continu, pouvant avoir plusieurs pointes d'intensité.

L'intensité moyenne d'une averse est donnée par le rapport de la hauteur de pluie observée à la durée t de l'averse :

$$i_m = \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (\text{IV-2})$$

Où :

i_m : intensité moyenne de la pluie (mm/h, mm/min),

Δh : la hauteur de pluie de l'averse millimètre,

Δt : la durée de l'averse en heures ou minutes.

Il à noté qu'au cours d'une même averse, l'intensité des précipitations varie à chaque instant suivant les caractéristiques météorologiques de l'averse. Parfois on s'intéresse 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 définit alors l'intensité maximale.

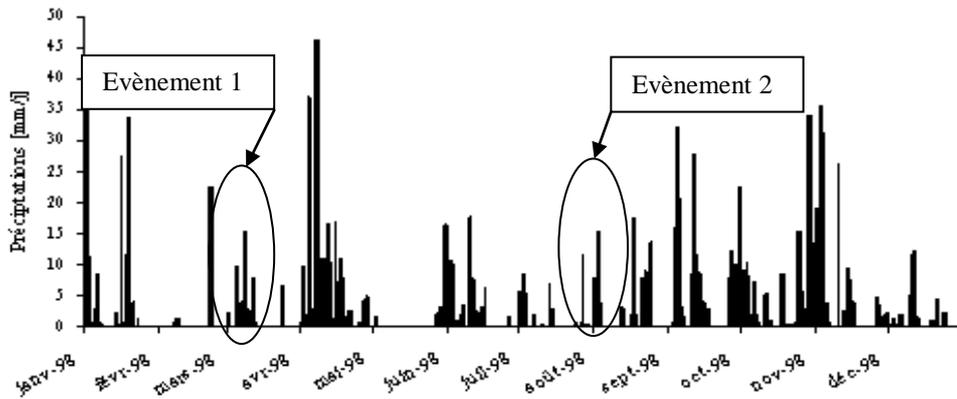


Fig. IV-10 : Exemple d'évènement pluviométrique

Les enregistrements d'un pluviographe (pluviogramme) permettent d'analyser les averses d'une station, deux modes de représentations sont généralement déduites:

- Représentation en courbe des hauteurs de pluie cumulée. Cette courbe représente en ordonnée, pour chaque instant t , l'intégrale de la hauteur de pluie tombée depuis le début de l'averse.
- Représentation en hyétogramme. C'est une représentation, sous la forme d'un histogramme, de l'intensité de la pluie en fonction du temps.

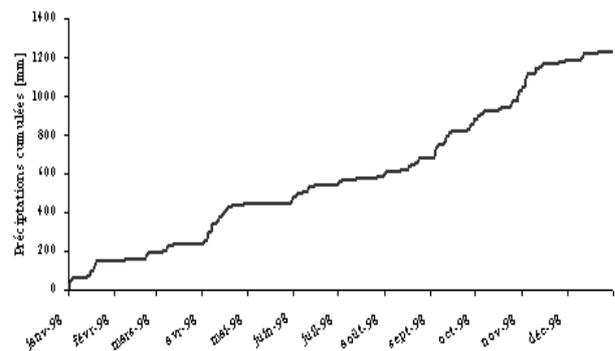


Fig. IV-11 : Courbe des pluies cumulées.

L'hyetogramme représente la dérivée en un point donné, par rapport au temps, de la courbe des précipitations cumulées. Il est défini par son pas de temps Δt et sa forme. Généralement, on choisit le plus petit pas de temps possible selon la qualité des instruments de mesure. Par contre la forme du hyetogramme, dépend du type de l'averse et varie donc d'un évènement à un autre.

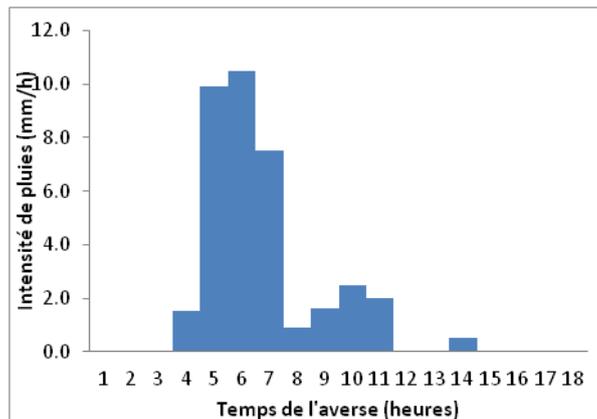


Fig. IV-12 : hyetogramme de l'averse (Evènement 2)

On distingue généralement entre deux averses consécutives comme le montre la figure 3:

1) si la précipitation ΔH tombant durant l'intervalle de temps Δt qui les sépare est inférieure à un certain seuil.

2) si cet intervalle de temps est lui-même supérieur à une certaine valeur définie compte tenu du type de problème étudié.

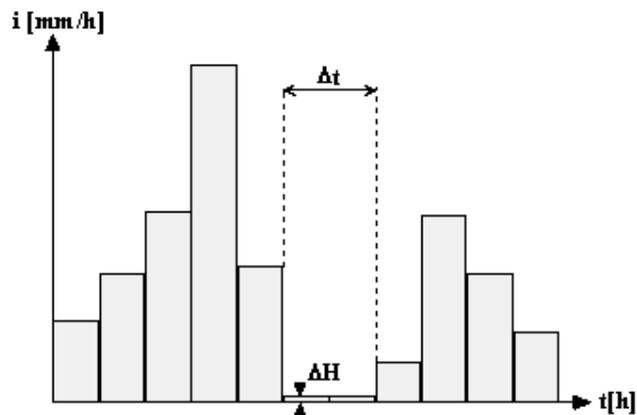


Fig. IV-13 : Distinction entre deux averses consécutives (a) ΔH durant $\Delta t < \text{seuil}$ (2 mm) et (b) $\Delta t > \text{durée}$ choisie en fonction du problème (1 heure).

Exercice 01:

Soit les données de pluies enregistrées à la station (011801) au cours de l'année 1984, un événement pluvieux a été choisi du 20 au 21 mai 1984 (figure 1 et tableau 1. Les pluies sont enregistrées au pas de temps horaire.

- 1) Représenter l'hyétogramme de cet événement à pas de temps horaire de. Que peut-on dire du choix qui a été fait pour séparer l'événement ? Ensuite, représenter la pluie à un pas de temps de deux heures et comparer avec la première représentation.
- 2) Représenter la pluie sous forme de courbe cumulée pour le pas de temps horaire. Que remarquez-vous ?
- 3) Déterminer l'intensité maximale horaire de cet événement, son intensité moyenne, puis l'intensité maximale sur trois heures.

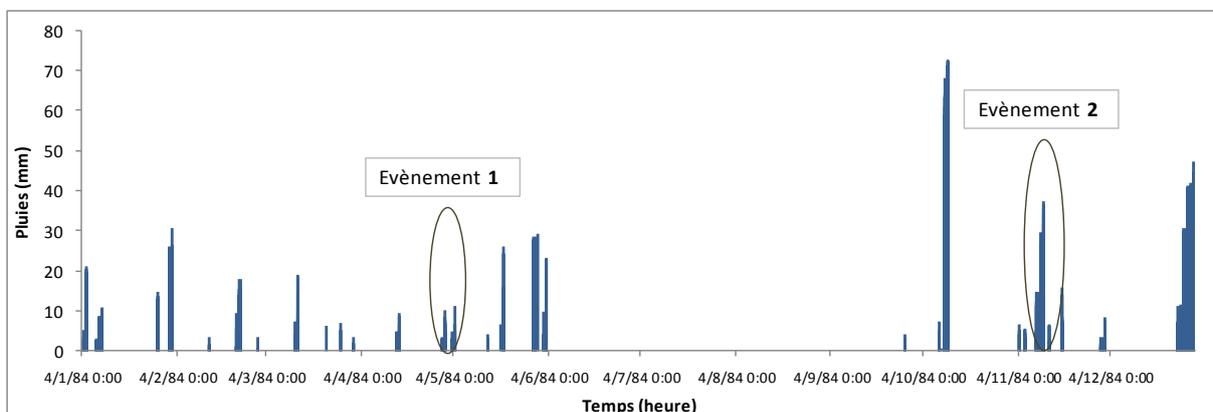


Fig. IV-14 : Pluies enregistrées (station 011801) au cours de l'année 1984.

Tableau 1 : Pluviométrie enregistrée (station 011801, événement du 20 au 21 mai 1984).

| Date | Heure | Pluie[mm] | Date | Heure | Pluie[mm] |
|------------|----------|-----------|------------|----------|-----------|
| 20/05/1984 | 14:00:00 | 0 | 21/05/1984 | 01:00:00 | 0,6 |
| 20/05/1984 | 15:00:00 | 0 | 21/05/1984 | 02:00:00 | 0 |
| 20/05/1984 | 16:00:00 | 0,4 | 21/05/1984 | 03:00:00 | 0 |
| 20/05/1984 | 17:00:00 | 0 | 21/05/1984 | 04:00:00 | 1,1 |
| 20/05/1984 | 18:00:00 | 0 | 21/05/1984 | 05:00:00 | 2,6 |
| 20/05/1984 | 19:00:00 | 0 | 21/05/1984 | 06:00:00 | 1 |
| 20/05/1984 | 20:00:00 | 0 | 21/05/1984 | 07:00:00 | 0,9 |
| 20/05/1984 | 21:00:00 | 0 | 21/05/1984 | 08:00:00 | 1,1 |
| 20/05/1984 | 22:00:00 | 0,5 | 21/05/1984 | 09:00:00 | 0,1 |
| 20/05/1984 | 23:00:00 | 2,5 | 21/05/1984 | 10:00:00 | 0 |
| 21/05/1984 | 00:00:00 | 3,8 | | | |

Solution 01:

1) Hyétogramme à pas de temps horaire de cet événement.

A partir des données des pluies de l'évènement considéré tableau ci-dessous on trace l'hyétogramme de cet évènement figure 2.

Tableau 2 : calcul des pluies cumulées et des intensités des pluies horaires de l'évènement du 20 au 21/05/1984

| Date | Pas de Temps | Lame Précipité | Lame Précipité cumulée | Intensité |
|------------|--------------|----------------|------------------------|------------|
| | [h] | [mm] | [mm] | [mm/h] |
| 20/05/1984 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| 20/05/1984 | 2 | 0 | 0 | 0 |
| 20/05/1984 | 3 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| 20/05/1984 | 4 | 0 | 0,4 | 0 |
| 20/05/1984 | 5 | 0 | 0,4 | 0 |
| 20/05/1984 | 6 | 0 | 0,4 | 0 |
| 20/05/1984 | 7 | 0 | 0,4 | 0 |
| 20/05/1984 | 8 | 0 | 0,4 | 0 |
| 20/05/1984 | 9 | 0,5 | 0,9 | 0,5 |
| 20/05/1984 | 10 | 2,5 | 3,4 | 2,5 |
| 21/05/1984 | 11 | 3,8 | 7,2 | 3,8 |
| 21/05/1984 | 12 | 0,6 | 7,8 | 0,6 |
| 21/05/1984 | 13 | 0 | 7,8 | 0 |
| 21/05/1984 | 14 | 0 | 7,8 | 0 |
| 21/05/1984 | 15 | 1,1 | 8,9 | 1,1 |
| 21/05/1984 | 16 | 2,6 | 11,5 | 2,6 |
| 21/05/1984 | 17 | 1 | 12,5 | 1 |
| 21/05/1984 | 18 | 0,9 | 13,4 | 0,9 |
| 21/05/1984 | 19 | 1,1 | 14,5 | 1,1 |
| 21/05/1984 | 20 | 0,1 | 14,6 | 0,1 |
| 21/05/1984 | 21 | 0 | 14,6 | 0 |

Max = 3.80

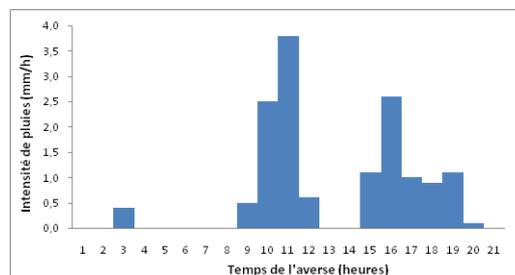


Fig. IV-15 : Hyétogramme de l'averse pour un pas de temps de 1 heure

Que peut-on dire du choix qui a été fait pour séparer l'évènement ?

Concernant le choix et la sélection de cet évènement on remarque bien que les conditions de distinction de deux averses consécutives ne sont pas respectées car :

- Pour la 13^{ème} et la 14^{ème} heure $\Delta H = 0$ durant deux heures consécutives.
- Intervalle de temps séparant l'évènement en deux évènements bien distinctes $\Delta t = 2$ heures supérieur au pas de temps de l'averse.

2) HyétoGramme de la pluie à un pas de temps de deux heures

Tableau 3 : calcul des intensités des pluies au pas de temps de 2 heures

| Pas de Temps | Lame Précipité cumulée | Lame Précipité | Intensité |
|--------------|------------------------|----------------|-----------|
| [h] | [mm] | [mm] | [mm/h] |
| 2 | 0 | 0 | 0 |
| 4 | 0.4 | 0.4 | 0.2 |
| 6 | 0.4 | 0 | 0 |
| 8 | 0.4 | 0 | 0 |
| 10 | 3.4 | 3 | 1.5 |
| 12 | 7.8 | 4.4 | 2.2 |
| 14 | 7.8 | 0 | 0 |
| 16 | 11.5 | 3.7 | 1.85 |
| 18 | 13.4 | 1.9 | 0.95 |
| 20 | 14.6 | 1.2 | 0.6 |

Max = 2.20

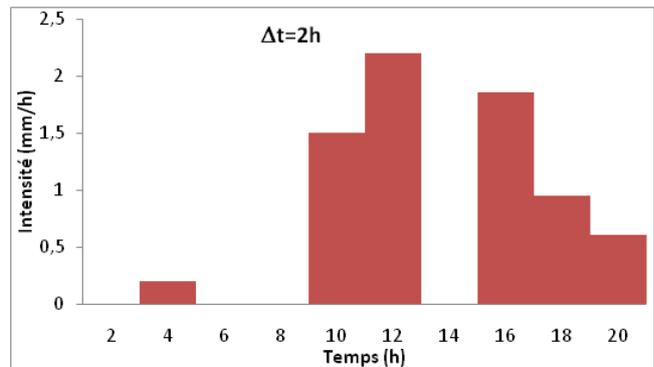


Fig. IV-16 : HyétoGramme de l'averse (pas de 2 heures)

3) En comparant cette dernière avec la première représentation, on remarque qu'il y a un seul évènement c-à-d une seule averse, ainsi on dit que le pas de temps est un critère important dans le choix et la sélection des évènements pluviométriques.

4) Courbe cumulée de la pluie pour un pas de temps horaire.

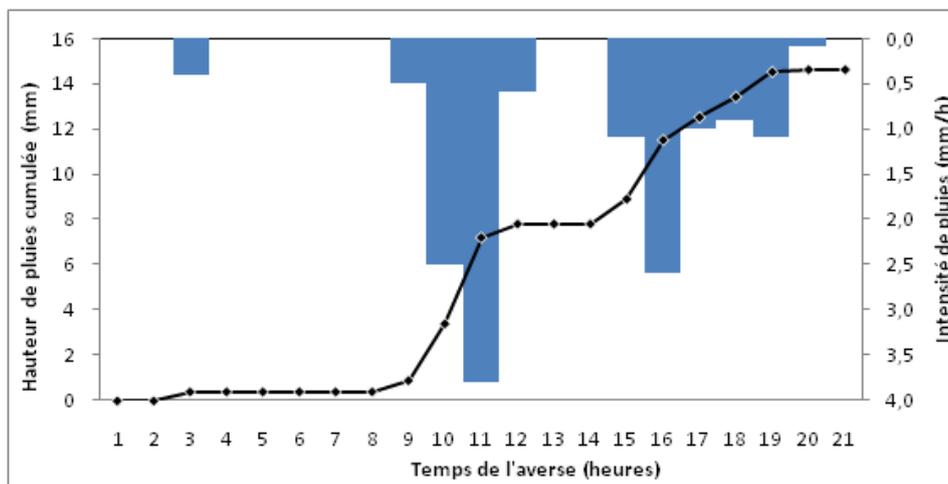


Fig. IV-17 : HyétoGramme et courbe des pluies cumulée de l'averse.

La hauteur totale de la pluie de cette averse égale 14.6 mm.

5) Résultats de calcul de l'intensité maximale au pas de temps horaire, l'intensité moyenne, et l'intensité maximale sur deux heures et sur trois heures.

| Intensité en (mm/h) | Durée | valeurs |
|----------------------------|--------------|----------------|
| Moy | Une heure | 0.70 |
| Max | Une heure | 3.8 |
| Max | Deux heures | 2.2 |
| Max | Trois heures | 2.3 |

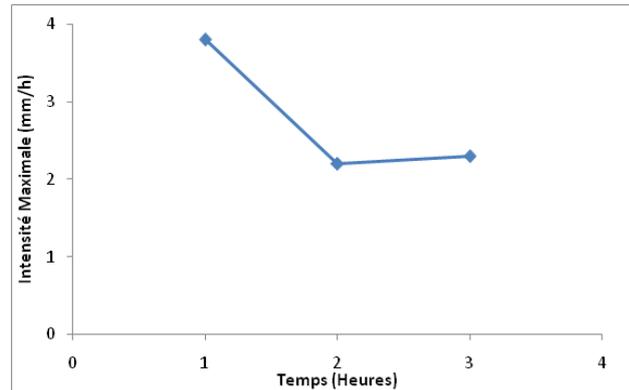


Fig. IV-18 : Courbe intensité maximale durée

IV.5 Contrôle et critique des données hydrométéorologiques

IV.5.1 Les sources d'erreur en hydrométéorologie

Les sources d'erreurs sont souvent liées à la variable considérée, laquelle possède évidemment son capteur spécifique, mais aussi son propre protocole de mesure voire de transcription. Outre, les systèmes d'acquisition électroniques, sur site ou par télétransmission, génèrent eux aussi des erreurs spécifiques.

Nous nous limiterons donc aux erreurs les plus couramment rencontrées dans les variables hydrométéorologiques (pluies, débits). Mais il est évident que les techniques présentées ici sont fonction de certains buts :

- Le but de ces analyses critiques est d'abord de détecter les valeurs individuelles "anormales", puis de décider, pour ces individus isolés, si la valeur est plausible ou au contraire suspecte et risque d'être le résultat d'une erreur.
- L'autre but est de décider si l'ensemble des données, souvent organisé en une série chronologique, est homogène au cours du temps et peut être traité comme tel pour le calcul de paramètres statistiques.
- De même, la question peut se poser de savoir si cette série chronologique, même apparemment homogène, est cohérente avec d'autres séries de variables corrélées avec celle-ci.

En effet, les erreurs généralement rencontrées sont de deux types :

- **Les erreurs aléatoires** (ou accidentelles) : Ce type d'erreurs affectent généralement la précision des données et ne présente aucune corrélation. Elles sont dues à des problèmes nombreux et variés, généralement inconnues, affectant chaque mesure de façon individuelle et différente.
- **Les erreurs systématiques** : ce type d'erreurs affectent beaucoup plus la fiabilité des données et sont totalement corrélées. Leur origine est le plus souvent liée à une mauvaise calibration de l'appareil de mesure, ou à une influence extérieure qui perturbe la mesure. Elles sont souvent dues aux erreurs d'appareillage, changement d'observateur, obstacle ...).

IV.5.2 Homogénéisation et extension des séries pluviométriques

IV.5.2.1 Correction des erreurs (homogénéisation des séries)

A. Méthode du double cumul

Certains phénomènes naturels (pluviométrie, débits, ...) ayant une continuité spatiale, "statistiquement", ont un comportement "régional" dominant, et que deux stations proches devraient avoir, sur le long terme, un comportement identique.

Cette méthode consiste à une simple comparaison de la proportionnalité des valeurs mesurées à deux stations. L'une des stations doit comprendre des données fiables et correctes.

Cette station est considérée comme station de base ou station de référence (noté X). La deuxième est la station à contrôler (noté Y). Cette comparaison est basée non pas sur les valeurs observées, mais sur les cumuls des valeurs des deux stations. Il suffit donc de tracer le graphe des quantités suivantes :

$$X(t) = \sum_{i=0}^t x(i) \quad \text{et} \quad Y(t) = \sum_{i=0}^t y(i) \quad (\text{IV-3})$$

D'où la nouvelle série de couples $(X(t), Y(t))$, que l'on pointe sur un graphique.

Si on se place au point i , l'augmentation de x_{i+1} , c'est à dire l'incrément que va connaître $X_{i+1} = X_i + x_{i+1}$ peut être :

- forte : mais alors elle le sera aussi pour y_{i+1} donc pour Y_{i+1} , si x et Y Co-fluctuent assez fortement.
- faible : mais idem..., elle le sera aussi pour y_{i+1} donc pour Y_{i+1} , si x et Y Co-fluctuent assez fortement.

Donc, globalement la trajectoire des points X, Y ne devrait pas se modifier sensiblement et on doit avoir une droite sans cassure. Si, à partir d'un certain moment, la relation entre x et y change (par exemple, y est systématiquement augmenté de 5 à chaque observation), alors la trajectoire des (X, Y) se modifie pour retrouver un autre équilibre d'où une "cassure" à ce changement de régime, dans le cas on se trouve avec deux droites différentes (figure 5).

Cet exemple de pluies annuelles montre d'abord l'analyse en simple cumul pour les deux stations de A et B, prises isolément. On y constate des cassures que l'on peut attribuer soit à une rupture d'homogénéité, soit à une erreur systématique.

Tableau IV-1 : Exemple de données pluviométriques comportant des erreurs en station A

| Année | Station A | Station B | Cumul A | Cumul B | A corrigée | A Cor. Cum. |
|-------|-----------|-----------|----------|---------|------------|-------------|
| 1946 | 869,00 | 800,00 | 869,00 | 800,00 | 869,00 | 869,00 |
| 1947 | 596,00 | 549,00 | 1465,00 | 1349,00 | 596,00 | 1465,00 |
| 1948 | 994,00 | 858,00 | 2459,00 | 2207,00 | 994,00 | 2459,00 |
| 1949 | 643,00 | 540,00 | 3102,00 | 2747,00 | 643,00 | 3102,00 |
| 1950 | 736,00 | 657,00 | 3838,00 | 3404,00 | 736,00 | 3838,00 |
| 1951 | 734,00 | 677,00 | 4572,00 | 4081,00 | 734,00 | 4572,00 |
| 1952 | 699,00 | 702,00 | 5271,00 | 4783,00 | 699,00 | 5271,00 |
| 1953 | 546,00 | 393,00 | 5817,00 | 5176,00 | 546,00 | 5817,00 |
| 1954 | 953,00 | 820,00 | 6770,00 | 5996,00 | 834,90 | 6651,90 |
| 1955 | 882,00 | 841,00 | 7652,00 | 6837,00 | 772,60 | 7424,46 |
| 1956 | 945,00 | 732,00 | 8597,00 | 7569,00 | 827,80 | 8252,28 |
| 1957 | 694,00 | 459,00 | 9291,00 | 8028,00 | 607,90 | 8860,22 |
| 1958 | 875,00 | 522,00 | 10166,00 | 8550,00 | 766,50 | 9626,72 |
| 1959 | 849,00 | 540,00 | 11015,00 | 9090,00 | 743,70 | 10370,45 |
| 1960 | 791,00 | 511,00 | 11806,00 | 9601,00 | 692,90 | 11063,36 |

Dans ce cas, l'analyse en double cumuls et une recherche des particularités dans l'historique de la station (déplacement de la station, changement de l'environnement de la station, changement de l'observateur...etc) permet de trancher. En effet, si les cumuls entre A et B

présentent une cassure suspecte, une correction des données de la station suspecte est nécessaire et on procède par :

- si l'erreur est enregistrée avant la cassure les données de la station étudiée, enregistrées avant celle-ci sont multipliées par le rapport de la droite M1 a celle de M2 (figure 6).
- si l'erreur est enregistrée après la cassure les données de la station étudiée, enregistrées après celle-ci sont multipliées par le rapport de la droite M2 a celle de M1

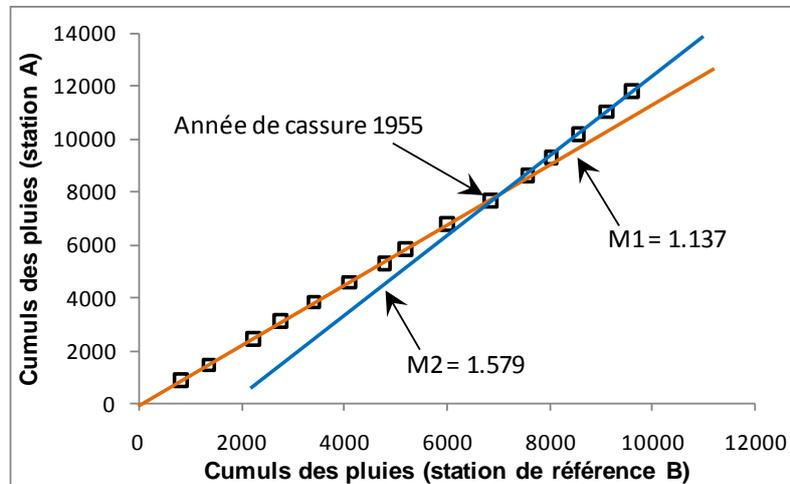


Fig. IV-19 : Méthode de doubles cumuls

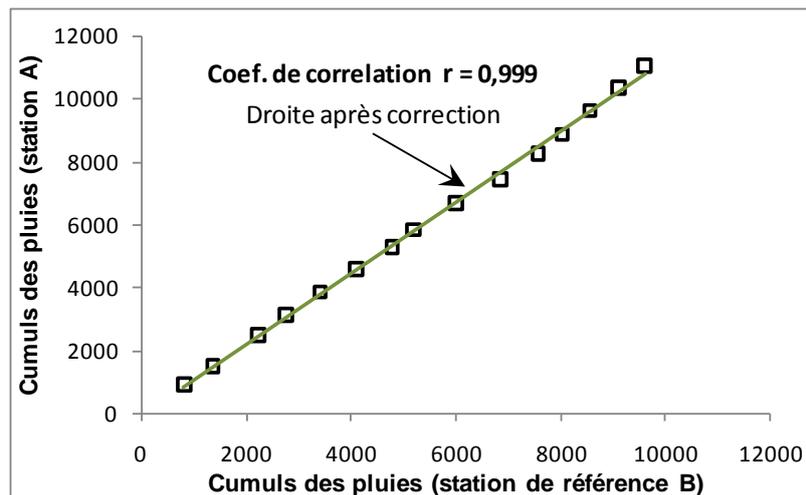


Fig. IV-20 : Correction des données après cassure de la station A

Considérant son principe, la méthode du double cumul est simple, bien connue de tous et très rapidement réalisable. Par contre, en considérant les résultats obtenus, leur interprétation n'est pas toujours aisée et, surtout, la méthode ne propose aucune graduation en probabilité des défauts constatés: c'est-à-dire il n'existe aucun test, au sens statistique. Enfin, elle permet de détecter l'erreur. Toute correction ne peut être toutefois envisagée qu'après une analyse approfondie de la situation critique constatée.

IV.5.2.2 Extension des séries hydrologiques

A. Corrélation linéaire et droite de régression

Dans le domaine des sciences appliquées (l'hydrologie par exemple), il est fréquent d'observer des phénomènes ou il y a lieu de soupçonner d'une liaison entre deux variables : cette liaison est appelée corrélation.

L'existence d'une corrélation entre deux variables peut être décelée graphiquement ; il s'agit de reporter les couples d'observations (x_i, y_i) sur un graphique en prenant pour abscisses la variable x , et pour ordonnée la variable y . chaque point du graphique représente simultanément la valeur x_i , et la valeur y_i . Le graphique résultant constitue un nuage de points appelé : diagramme de dispersion.

L'intensité de la liaison linéaire entre les deux variables est mesurée par le coefficient de corrélation r (c'est un nombre sans dimension).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (\text{IV-4})$$

Et on a aussi

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i - \frac{(\sum_{i=1}^n x_i)(\sum_{i=1}^n y_i)}{n}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n x_i)^2}{n}}} \sqrt{\sum_{i=1}^n y_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n y_i)^2}{n}} \quad (\text{IV-5})$$

Où n est le nombre de couple (x_i, y_i) .

Si la valeur de r est nulle ou proche de zéro il n'existe aucune liaison entre X et Y (figure 7a). Par contre si r est proche de 1 (figure 7b), dans ce cas il existe certain liaison entre X et Y , on dit que la corrélation est significative et peut être exprimée par une droite de régression.

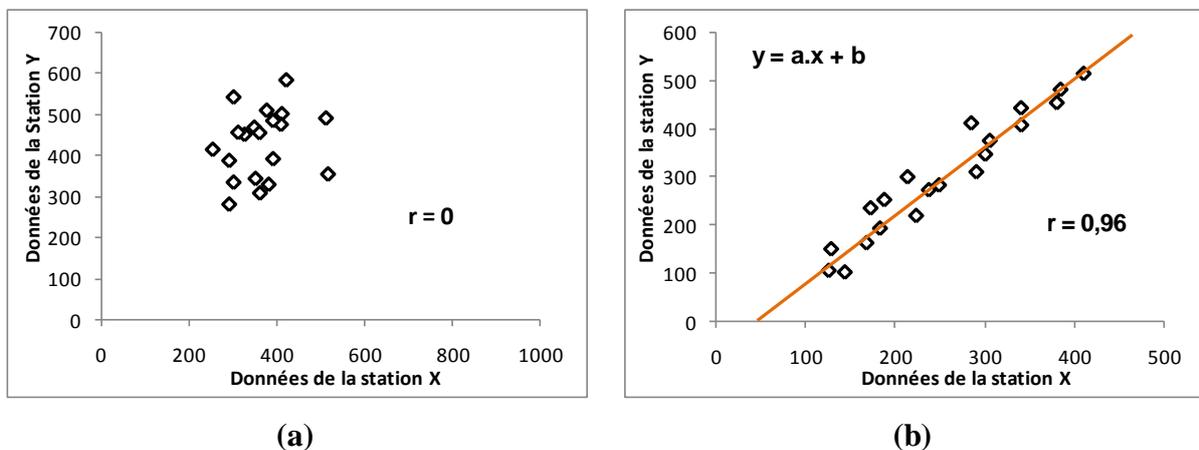


Fig. IV-21 : Corrélation et droite de régression

La liaison linéaire existant entre les deux variables x et y est exprimée par une droite qui est la droite de régression qui a pour équation ;

$$\hat{y} = b_0 + b_1 x_i \quad (\text{IV-6})$$

\hat{y} Représente la valeur estimée ou prévue de la variable dépendante pour une valeur particulière x_i .

b_1 : pente de la droite
$$b_1 = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum (x_i - \bar{x})^2}$$

$$b_1 = \frac{\sigma_x}{\sigma_y} \quad \text{Ou} \quad \sigma_x = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \quad \text{et} \quad \sigma_y = \sqrt{\frac{\sum (y_i - \bar{y})^2}{n-1}}$$

b_0 : ordonnée à l'origine
$$b_0 = \bar{y} - b_1 \bar{x} \quad \text{ou} \quad \bar{x} = \frac{\sum x_i}{n} \quad \text{et} \quad \bar{y} = \frac{\sum y_i}{n}$$

Dans ces conditions de régression linéaire l'estimation des données manquantes de la station étudiée peut être déterminée par l'équation de la droite de régression ci-dessus.

Exercice 01 :

Soit les données observées au niveau de cinq (5) stations pluviométriques enregistrées sur 36 ans durant la période 1968-2003 comme le montre le tableau ci-dessous.

Sachant que l'enregistrement au niveau de la station F s'est arrêté en 1990, il n'existe plus de données depuis lors. Cependant, nous voulons appliquer la méthode de régression linéaire pour l'extension de la série pluviométrique de la station F à partir de celle de E.

- 1) Comparer les stations B et C à la station A, à l'aide de Doubles Cumuls., Commenter le résultat.
- 2) Calculer \bar{x} , \bar{y} , σ_x , σ_y et r
- 3) Déterminer l'équation de régression de x en y
- 4) Compléter la série des données pluviométriques de la station B

Tableau 1 : Données pluviométriques observées au niveau de cinq stations (période 1968-2003)

| Année | A | B | C | E (X) | F (Y) |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 1968 | 380,00 | 329,20 | 284,30 | 412,10 | 329,20 |
| 1969 | 390,00 | 391,50 | 384,20 | 482,00 | 391,50 |
| 1970 | 350,00 | 343,40 | 171,80 | 235,20 | 343,40 |
| 1971 | 410,00 | 501,20 | 307,40 | 454,40 | 501,20 |
| 1972 | 408,00 | 475,30 | 340,30 | 408,00 | 475,30 |
| 1973 | 420,00 | 583,40 | 192,50 | 443,57 | 583,40 |
| 1974 | 347,20 | 468,10 | 241,00 | 347,20 | 468,10 |
| 1975 | 390,00 | 484,50 | 229,20 | 101,70 | 484,50 |
| 1976 | 359,00 | 455,00 | 222,70 | 119,30 | 455,00 |
| 1977 | 360,00 | 308,19 | 182,30 | 93,00 | 308,19 |
| 1978 | 252,50 | 414,35 | 187,10 | 252,50 | 414,35 |
| 1979 | 300,00 | 541,80 | 248,30 | 146,90 | 541,80 |
| 1980 | 325,00 | 450,90 | 236,90 | 156,60 | 450,90 |

| | | | | | |
|------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 1981 | 290,00 | 387,30 | 264,30 | 105,60 | 387,30 |
| 1982 | 300,00 | 334,40 | 167,20 | 162,60 | 334,40 |
| 1983 | 290,00 | 280,90 | 127,70 | 230,79 | 280,90 |
| 1984 | 310,40 | 455,80 | 140,40 | 310,40 | 455,80 |
| 1985 | 510,40 | 490,60 | 213,10 | 510,40 | 490,60 |
| 1986 | 694,60 | 527,60 | 241,80 | 694,60 | 527,60 |
| 1987 | 787,00 | 279,10 | 217,80 | 787,00 | 279,10 |
| 1988 | 375,50 | 509,50 | 196,20 | 375,50 | 509,50 |
| 1989 | 515,20 | 354,31 | 341,90 | 515,20 | 354,31 |
| 1990 | 589,00 | 386,15 | 192,69 | 589,00 | - |
| 1991 | 597,40 | 417,32 | 238,45 | 597,40 | - |
| 1992 | 393,90 | 319,43 | 149,71 | 393,90 | - |
| 1993 | 494,80 | 292,86 | 158,54 | 494,80 | - |
| 1994 | 591,40 | 425,39 | 193,97 | 591,40 | - |
| 1995 | 897,60 | 418,30 | 324,30 | 897,60 | - |
| 1996 | 599,47 | 400,54 | 214,34 | 599,47 | - |
| 1997 | 567,76 | 388,14 | 200,39 | 567,76 | - |
| 1998 | 548,73 | 382,83 | 191,48 | 548,73 | - |
| 1999 | 232,60 | 439,90 | 194,50 | 232,60 | - |
| 2000 | 211,30 | 241,50 | 215,78 | 211,30 | - |
| 2001 | 356,80 | 454,90 | 169,22 | 356,80 | - |
| 2002 | 229,20 | 244,70 | 151,90 | 229,20 | - |
| 2003 | 345,20 | 456,80 | 154,48 | 345,20 | - |

IV.6 Analyse spatiale des précipitations

Les mesures de précipitations prises par les pluviomètres sont des mesures ponctuelles et ne représentent que le point où les précipitations ont été mesurées. Le passage des mesures ponctuelles des précipitations à une estimation spatiale de celles-ci, souvent nécessaire en hydrologie, est délicat. Pour cette raison, les mesures ponctuelles sont utilisées pour l'estimation de valeur moyenne des précipitations, en utilisant des méthodes d'intégration de surface.

Il existe de nombreuses méthodes qui ont été développées et utilisées pour estimer la pluviométrie moyenne à l'échelle de l'espace considéré.

On distingue méthodes suivantes :

- méthode de la moyenne arithmétique,
- méthode du gradient altimétrique
- méthode des polygones de Thiessen,
- méthode d'isohyètes.

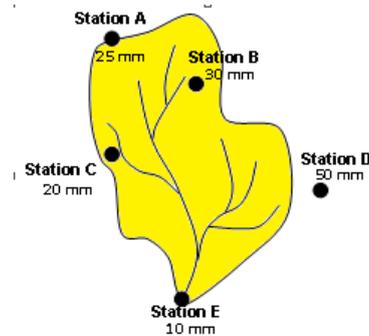


Fig. IV-22: Exemple de réseau pluviométrique

Quelle que soit la méthode utilisée, la fiabilité du résultat final dépend principalement de la densité des informations ponctuelles (densité du réseau des stations pluviométriques).

IV.6.1 Méthode de la moyenne arithmétique

C'est la méthode la plus simple, car toutes les stations se voient attribuer un poids identique égal à $1/N$. La méthode de la moyenne arithmétique peut être utilisée pour les premières estimations approximatives des précipitations en raison de sa simplicité. Elle est donnée par l'expression suivante :

$$\bar{h} = \frac{\sum h_i}{N} \quad (\text{IV-7})$$

h_i : la valeur des précipitations à la station i .

N : le nombre de stations de mesure.

Cette méthode est peu recommandée, elle perd son efficacité lorsque les points de mesures ne sont pas uniformément répartis ou encore lorsque la topographie est irrégulière.

IV.6.2 Méthode des polygones de Thiessen

Selon cette méthode classique, la surface totale A est divisée en zones géométriques A_i , une pour chaque station, de sorte que $\sum A_i = A$. Les zones géométriques sont déterminées de manière à ce que la distance de chaque point de la zone de la station i à la station j soit inférieure à celle de toute autre station de la zone. Ce principe conduit directement à une

construction géométrique simple des zones à partir des segments perpendiculaires aux segments de ligne reliant les deux stations. Cela crée les polygones de Thiessen (Fig. IV-23).

Cette méthode donne de meilleures estimations surtout lorsque le réseau de stations pluviométriques est dense et que la durée de l'étude est longue.

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

La construction des polygones se fait en trois étapes :

- a) On trace d'abord des traits pointillés qui lient les stations deux à deux. Ce processus va créer des polygones triangulaires en reliant trois stations entre elles.
- b) On trace ensuite des lignes bissectrices à ces traits (traits solides).
- c) Enfin, on joint les bissectrices pour former des polygones.

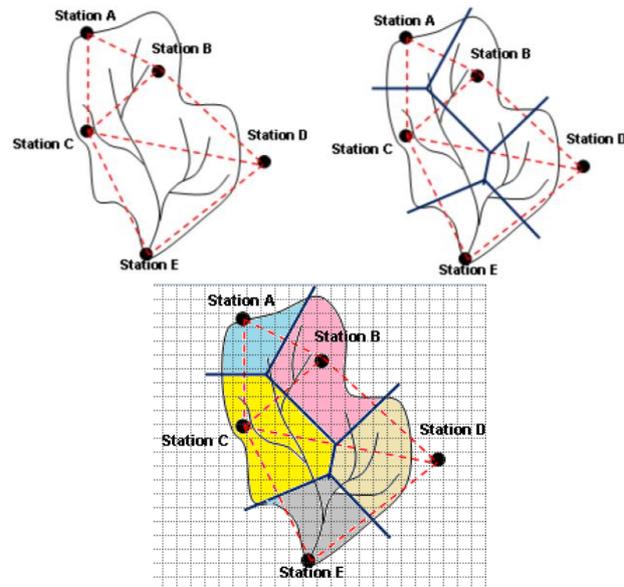


Fig. IV-23: Tracé des polygones de Thiessen

Le poids associé à chaque station de mesures est le rapport entre l'aire du polygone A_i et la surface du BV.

$$\bar{h} = \frac{\sum h_i \times A_i}{A} \quad (\text{IV-5})$$

h : Hauteur moyenne de précipitation sur le bassin,

A : Surface du bassin,

A_i : Surface partielle de la zone géométrique de la station i ,

h_i : Hauteur de précipitations observée à la station i .

IV.6.3 Méthode des isohyètes (isovaleurs)

Une courbe isohyète est définie comme étant l'ensemble des points où la hauteur des précipitations a la même valeur (isovaleurs de pluies annuelles, mensuelles, etc.). Le tracé des courbes isohyètes reposent sur une interpolation de la surface définie par les précipitations mesurées à chaque station, compte tenu de la région, de la qualité de la mesure, etc.

La construction d'isohyètes (Fig. IV-24) se fait en trois étapes:

- a) localiser géographiquement les stations ou les hauteurs de précipitations sont disponibles;
- b) interpoler les valeurs le long des lignes joignant les stations ;
- c) tracer les isohyètes en joignant les points d'égalité hauteur de précipitation.

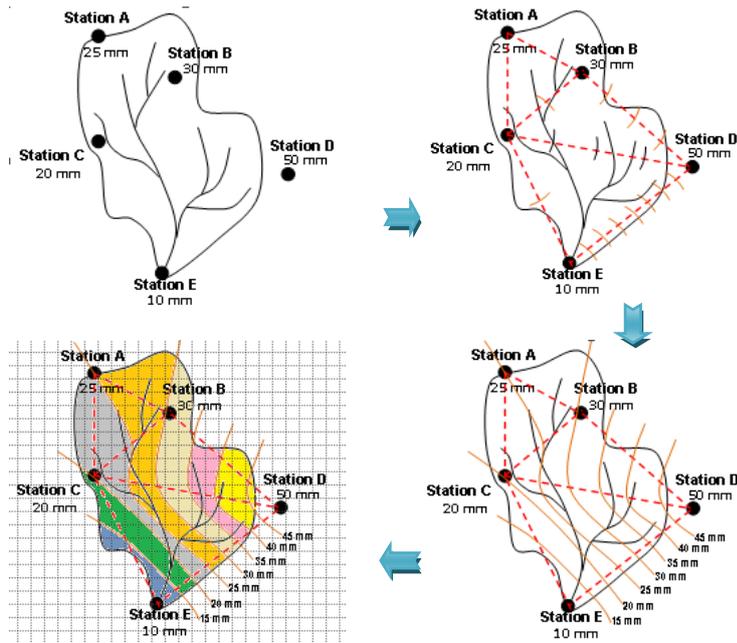


Fig. IV-24: Tracé des courbes isohyètes

Après le tracé des courbes, les aires entre courbes successives correspondant aux hauteurs de précipitations h_i et h_{i+1} sont calculées. Les précipitations moyennes de la région peuvent être données par l'expression suivante :

$$\bar{h} = \frac{\sum A_i \times \bar{h}_i}{A} \quad (\text{IV-5})$$

h : précipitation moyenne sur le bassin,

A : surface totale du bassin,

A_i : surface entre deux isohyètes i et $i+1$,

n : nombre de surfaces partielles limitées par les isohyètes,

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

IV.6.4 Méthode analytique ou de gradient altimétrique

Cette méthode repose sur la liaison existant entre les précipitations et le relief cette relation est déterminée par une régression entre les hauteurs de pluies enregistrées au niveau des stations et leurs altitudes.

Connaissant l'altitude moyenne du bassin versant on la projeter sur la droite de régression ensuite on lit sur l'axe des abscisses la hauteur des précipitations correspondante.

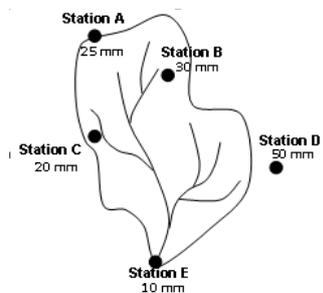


Fig. IV-25: Exemple de réseau de stations pluviométriques

Tableau : Données pluviométriques du BV

| Station | Altitude Z [m] | Pluies h [mm] |
|---------|----------------|---------------|
| A | 570 | 25 |
| B | 580 | 30 |
| C | 486 | 20 |
| D | 800 | 50 |
| E | 413 | 10 |

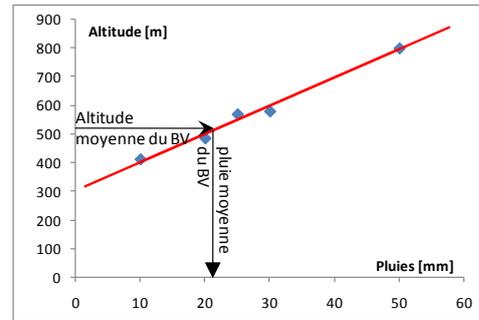
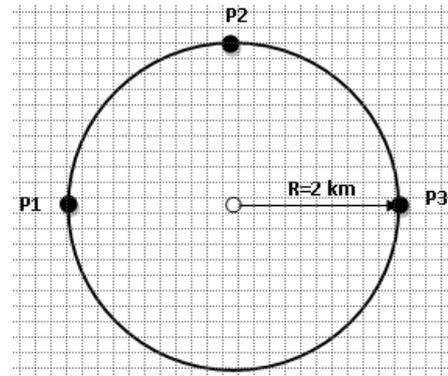


Fig. IV-26 : Méthode de gradient altimétrique

Exercice 01 :

Un bassin de drainage a la forme d'un cercle. Les pluviomètres sur la limite du bassin en trois points successivement à π , $\pi/2$ et 0° ont enregistré 30 mm, 20 mm et 10 mm de pluie.

- 1- Déterminez la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin par la méthode de Thiessen.
- 2- Calculez l'apport des pluies au bassin au cours de cette averse.



Solution 01:

Estimation de la lame précipitée moyenne pour cette année en utilisant la méthode des polygones de Thiessen (procédé graphiquement).

Après le tracé des polygones de thiessen (figure ci-contre) on détermine les surfaces partielles S_i pour chaque polygone.

La surface peut être déterminée graphiquement on mesurant le nombre de centimètres carrés ou géométriquement par l'expression suivant:

$$S_i = \left(\frac{\pi \times \alpha \times R^2}{360} \right)$$

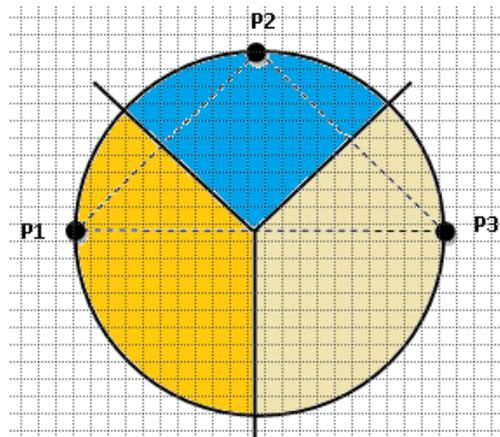


Tableau 1 : Résultats de calcul de la méthode de Thiessen

| Station | P1 | P2 | P3 | Total |
|--------------------------|-------|------|------|---------------|
| Pluie [mm] | 30 | 20 | 10 | |
| S_i (km ²) | 4.71 | 3.14 | 4.71 | 12.57 |
| $S_i \cdot P_i$ | 141.4 | 62.8 | 47.1 | 251.33 |

1. Alors la lame d'eau moyenne tombée est :

$$\bar{P} = \frac{\sum S_i \times P_i}{S}$$

$$\bar{P} = \frac{251.33}{12.57} = 20 \text{ mm}$$

2. L'apport d'eau des pluies au bassin versant est :

$$V_p = \bar{P} \times S_{bv}$$

$$V_p = 20 \times 12.57 = 251.3 \times 10^3 \text{ m}^3$$

Hydrométrie et mesure des débits

V.1. Généralités

Le but de l'hydrométrie est la mesure et l'évaluation des paramètres caractérisant les écoulements dans les cours d'eau naturels ou artificiels, c'est-à-dire le niveau d'eau, la vitesse et le débit de la rivière. L'hydrométrie est un processus très complexe et coûteux, qui nécessite un personnel qualifié à la fois pour le travail sur le terrain et pour le stockage et le traitement des données collectées au bureau. Le travail de terrain consiste principalement à mesurer le niveau d'eau et à effectuer des mesures d'eau afin d'estimer le débit de la rivière.

Pratiquement l'écoulement est caractérisé par deux variables principales :

- Le niveau de la surface libre de l'eau, notée H . il est mesuré généralement par limnimétrie.
- Le débit du cours d'eau (Q), représente le volume total d'eau traversant une section droite du cours d'eau pendant l'unité de temps considérée. Le débit est exprimé en m^3/s ou l/s .

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

Dans la pratique, pour avoir une mesure directe et continue des débits (appelée hydrogramme) on doit passer d'abord par un enregistrement (appelée limnigramme) des variations de la hauteur d'eau en une section donnée (station hydrométrique). Donc, on passe de la courbe des hauteurs d'eau en fonction du temps $H = f(t)$ à celle des débits $Q = f(t)$ par l'établissement d'une courbe de tarage $Q = f(H)$ (figure1).

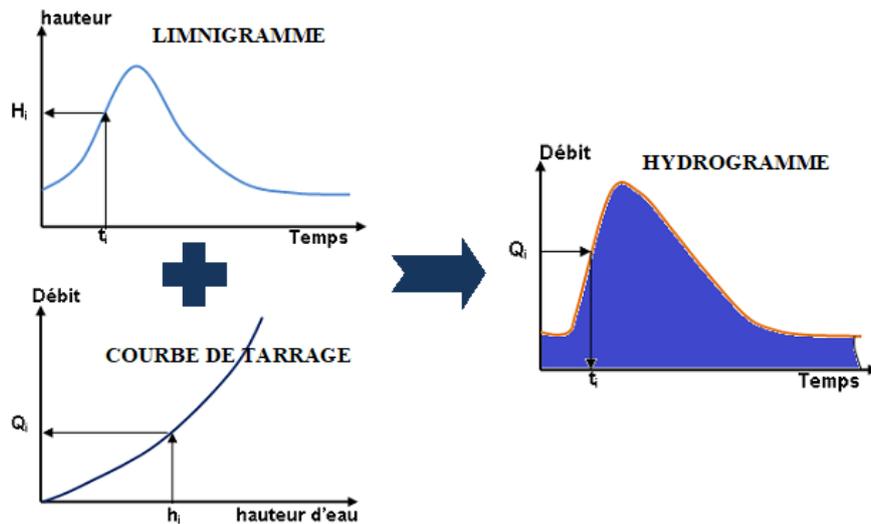


Fig. V-1 : Passage d'un limnigramme à un hydrogramme (Laborde, 2009).

V.2. Acquisition des débits en fonction du temps

Dans la littérature hydrologique, aucune technique ne permette une mesure directe et continue du débit en fonction du temps. Le débit en une section d'un cours d'eau (section où est installée généralement une station hydrométrique), est mesuré pratiquement selon la procédure suivante :

- 1) Enregistrement de la hauteur d'eau H en fonction du temps. Cet enregistrement $H(t)$ est appelé limnigramme.
- 2) A différents instants $t = t_1, t_2, \dots, t_n$, on pratique des mesures instantanées de débits $Q = Q_1, Q_2, \dots, Q_n$, ces mesures appelées jaugeages correspondent à des enregistrements de hauteur synchrone $H_{t1}, H_{t2}, \dots, H_{tn}$.
- 3) A partir des différents jaugeages (Q_{ti}, H_{ti}) obtenus on peut établir la relation hauteur-débit appelée courbe de tarage.
- 4) La courbe de tarage est généralement établie au moyen de campagnes de mesures de débits ou jaugeages, dont la fréquence est un élément déterminant de la qualité et de la précision des données ainsi obtenues.
- 5) A l'aide de la courbe de tarage $Q(H)$ et le limnigramme $H(t)$, on obtient aisément la variation du débit en fonction du temps $Q(t)$ appelé hydrogramme.

V.2. 1 Mesure des hauteurs d'eau ou limnimétrie

L'enregistrement de la hauteur d'eau ou de la variation d'un plan d'eau est un élément essentiel dans la détermination de l'évolution du débit en fonction du temps. Cet enregistrement s'effectue généralement de manière discontinue par la lecture d'une règle graduée fixée généralement sur un support appelée échelle limnimétrique. Les mesures continu des variations du plan d'eau, sont effectuées à l'aide des limnigraphes, ces derniers fournissent sur un support graphique ou numérique un enregistrement continu des variations du niveau d'eau dans la rivière en fonction du temps.

V.2. 1.1 Limnimétrie

Le limnimètre comprend une échelle (de 1 mètre de longueur avec des graduations ou des divisions d'échelle de 5 ou 10 mm) fixée à un support verticale appropriée et stable (figure 2), c'est l'élément de base des dispositifs de lecture et d'enregistrement du niveau de l'eau. Lorsque la plage de mesure requise dépasse la capacité d'une seule échelle verticale, d'autres échelles doivent être installées verticalement (l'ensemble des échelles constitue un gabarit d'échelles), et permettant la lecture directe de la hauteur d'eau à la station.



Fig. V-2 : Echelle limnimétrique verticale (l'EPMP, 2018)

Pour éviter des cotes négatives, le zéro de l'échelle limnimétrique doit être placé au-dessous des plus basses eaux possibles dans la section de contrôle.

V.2. 1.2 Limnigraphe a flotteur

Le limnigraphe à flotteur est un appareil d'enregistrement continu des niveaux du plans d'eau, il est composé généralement d'un flotteur maintenu à la surface de l'eau grâce à un contrepoids, par l'intermédiaire d'un câble et d'une poulie (figure 3). Le flotteur est l'élément de base qui suit les fluctuations du niveau d'eau, les fluctuations du niveau d'eau sont transmises à un engrenage et enregistrées par un enregistreur connecté en tant que fonction de temps (généralement un graphe solidaire d'un tambour rotatif), l'enregistrement s'effectue à raison d'un tour par 24 h ou par semaine ou par mois et d'une précision de la mesure de 5 mm environ.

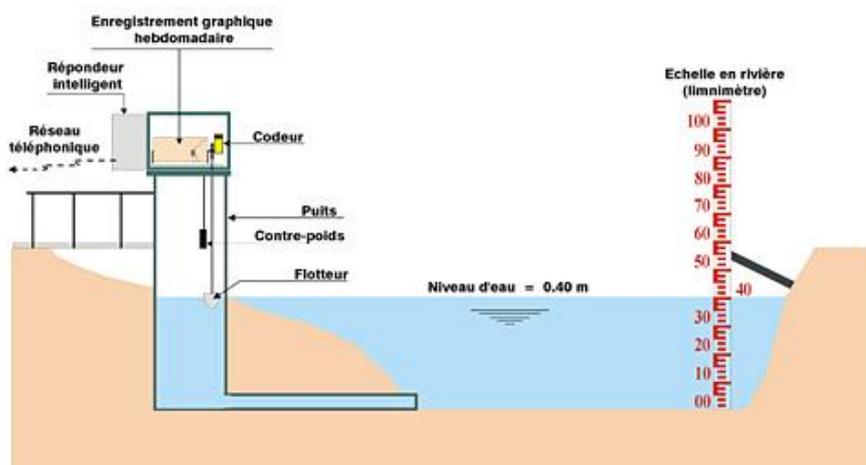


Fig. V-3 : Limnigraphe à flotteur «enregistrement graphique ou automatique» (El-hachemi, 2012)

V.2. 1.3 Limmigraphe à pression

Le limnigraphe à pression appelé aussi bulle à bulle, est un dispositif permettant de mesurer les variations de pression causées par les changements de niveau d'eau. Cet appareil comprend une bouteille de gaz comprimé, un mécanisme de contrôle de pression et un tube de prise de pression relié à la bouteille gaz (figure 4). La mesure du niveau d'eau s'effectue grâce à un débit d'air constant sous pression envoyé au fond de la rivière. La pression de l'air dans le tube est mesurée à l'aide d'un manomètre à mercure. La pression engendrée par ce débit d'air, est proportionnelle à la hauteur d'eau au-dessus de la prise de pression.



Fig. V-4 : Limmigraphe à pression (pneumatique).

V.2.1.4 Autres appareils de mesure des hauteurs d'eau

Il existe d'autres appareils de mesure des hauteurs d'eaux, dont la plupart utilisent des paramètres électriques qui varient en fonction d'une pression exercée sur le système. Parmi lesquels on peut citer à titre d'exemple les capteurs à ultrasons.

V.2.2 Mesure des débits

La mesure de débit appelée aussi jaugeage est une mesure quasiment instantanée du débit d'un écoulement naturel dans un cours d'eau ou un canal. Nombreuses techniques de jaugeages sont généralement utilisées; elles s'appuient sur des principes très différents selon les cas. Dans la pratique, on distingue quatre catégories de méthodes.

V.2.2.1 Les méthodes volumétriques

1) Réservoirs étalonnés

La technique des réservoirs étalonnés, consiste à mesurer le temps nécessaire Δt , pour remplir un réservoir de volume V . Le réservoir peut être un récipient de 10 litres ou un bac plastique de 100 litres.

Le débit Q est donné par la relation suivante :

$$Q = \frac{V}{\Delta t} \quad (\text{V-1})$$

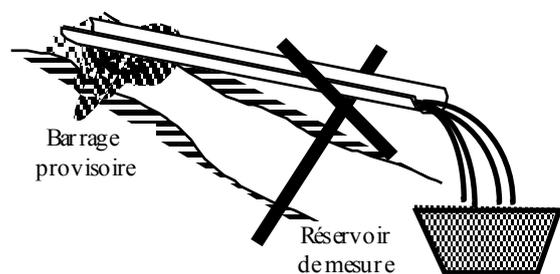


Fig. V-5 : Jaugeage par réservoir étalonné (Laborde, 2009)

La méthode des réservoirs étalonnés est généralement pratiquée pour mesurer le débit d'une source ou d'un cours d'eau de très petits débits.

V.2.2.2 Les méthodes hydrauliques

1) Déversoirs

Ces méthodes se basent sur les principes de l'hydraulique. Elles sont utilisées surtout dans le cas de petits débits. Le débit d'un cours d'eau peut être mesuré en utilisant des déversoirs sur des orifices normalisés.

Plusieurs types de déversoirs existent, parmi lesquels on rencontre principalement les déversoirs triangulaires dont la relation hauteur-débit théorique est :

$$Q = a \cdot h^b \quad (\text{V-2})$$

Cette expression s'écrit dans le cas général sous la forme :

$$Q = 1,32 \cdot \text{tg}\left(\frac{\alpha}{2}\right) \cdot h^{2,47} \quad (\text{V-3})$$

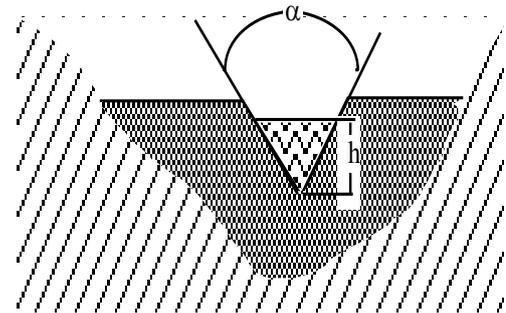


Fig. V-6 : Jaugeage par Déversoir (Laborde, 2009)

- Les déversoirs sont utilisés dans des cours d'eau à lit généralement stable ou sont fixés à demeure. Ce type de dispositifs est destiné pour des stations qui nécessitent certains investissements.
- l'installation d'un déversoir nécessite une pente suffisante pour permettre un relèvement de la ligne d'eau amont sans conséquences néfastes (sédimentations pouvant modifier progressivement la relation hauteur-débit).

2) Jaugeurs à ressaut

En se basant sur des biunivoque reliant la hauteur d'eau et le débit, ces appareils ont pour but de provoquer un passage en régime critique.

Le passage en régime critique est provoqué par un changement des dimensions de l'écoulement (rétrécissement de la veine fluide ou relèvement de la hauteur d'eau).

L'avantage des jaugeurs à ressaut est de ne provoquer qu'un faible relèvement de la courbe de remous et de permettre un passage facile au transport solide.

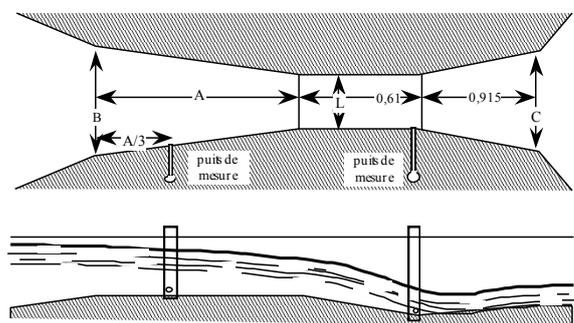


Fig. V-7 : Le jaugeur Parshall (Laborde, 2009)

Le jaugeur à ressaut le plus utilisé est le Parshall, dont les dimensions sont données en fonction de sa largeur L au col :

$$A, B, C \text{ et } L \text{ sont en mètres } \begin{cases} A = 0,49 \cdot L + 1,192 \\ B = 1,196 \cdot L + 0,479 \\ C = L + 0,305 \end{cases}$$

Le débit Q (en m³/s) est donné en fonction de la largeur L au col et de la hauteur d'eau H par

l'expression suivante :

$$Q = 0,372 \cdot L(3,28 \cdot H)^x \quad (\text{V-4})$$

Où x est un exposant qui dépend de la largeur au col L :

| L (en m) | 0.2 | 0.6 | 0.8 | 1.0 | 2.0 | 2.6 |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| x | 1,506 | 1,548 | 1,560 | 1,569 | 1,538 | 1,609 |

V.2.2.3 Les méthodes physico-chimiques (jaugeages par dilution)

Les méthodes physico-chimiques appelées aussi méthode de jaugages par dilution, 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.

Le principe général du jaugage par dilution est d'injecter dans une section I, un traceur à une concentration C_1 ; à une distance L en aval du point d'injection (en un point de prélèvement P), on prélève un échantillon d'eau de la rivière et l'on détermine sa concentration C_2 en traceur.

Tenant compte du principe de conservation des masses entre les points P et I selon les procédés d'injection.

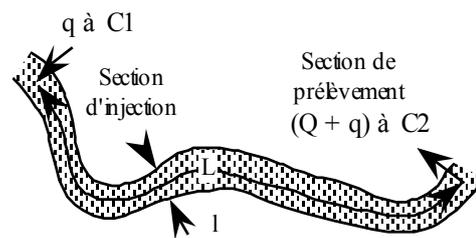


Fig. V-8 : Le jaugage par dilution (Laborde, 2009)

Si on peut supposer que le régime d'écoulement est permanent, le flux de traceur entrant dans le tronçon est égal au flux sortant :

$$q \cdot C_1 = (Q + q) \cdot C_2 \quad (\text{V-5})$$

En général, q est négligeable devant Q , d'où l'on tire :

$$q \cdot C_1 = (Q + q) \cdot C_2 \Rightarrow q \cdot C_1 = Q \cdot C_2 \quad (\text{V-6})$$

$$\Rightarrow Q = q \cdot \frac{C_1}{C_2} \quad (\text{V-7})$$

En pratique il est très important de choisir des traceurs qui possèdent des caractéristiques chimiques suivantes :

- Facilement solubles dans l'eau,
- Stables chimiquement en solution,
- Non toxiques,
- Facilement dosables et à faibles concentrations,
- Non coûteux,
- Non adsorbable par les matières en suspension ou au contact des rives,
- Non préexistants dans le cours d'eau,

Parmi les traceurs généralement utilisés on trouve :

- Chlorure de sodium (NaCl) ;
- La Rhodamine B (C₁₀ H₂₁ Cl₁ O₃ N₂) ;
- Biochromate de sodium (Na₂ Cr₂ O₇) ;
- Les colorants alimentaires (la tartrazine E10, le jaune orange S E110 et le rouge cochenille E124).

V.2.2.4 Les méthodes d'exploration du champ de vitesse

Ces méthodes de jaugeage consistent à mesurer la vitesse de l'écoulement en différents points de la section du cours d'eau, tout en mesurant la surface de la section de l'écoulement (appelée section mouillée). L'exploration du champ de vitesse nécessitent un matériel spécifique (moulinet, perche, saumon, courantomètre, etc.). Parmi les nombreuses méthodes d'exploration du champ de vitesse, les plus utilisés sont les jaugeages au moulinet et au flotteur.

1) Jaugeage par exploration du champ de vitesse

Partant du principe que la distribution de la vitesse dans une section transversale d'un cours d'eau n'est jamais uniforme ; elle varie de la rive gauche vers la rive droite et de la surface vers le fond du cours d'eau. Le jaugeage par exploration du champ de vitesse consiste à calculer le débit en fonction du champ de vitesse déterminé dans une section transversale du cours d'eau, par exploration de certain nombre de points, réparties uniformément le long de verticales choisies d'une manière judicieuse à travers la largeur du cours d'eau.

Le principe de cette méthode consiste à étudier la fonction $V(x,y)$ en l'échantillonnant en différents points (x,y) de la section d'écoulement.

Considérons une section droite S de l'écoulement dans un cours d'eau; le débit de cet écoulement traversant cette section est défini comme étant le flux du vecteur V de la vitesse d'écoulement à travers S . théoriquement on écrit :

$$Q = \int_S V \cdot ds \quad (\text{V-8})$$

Ou plus explicitement

$$Q = \int_{RG}^{RD} \int_0^{f(x)} V(x,y) \cdot dy \cdot dx \quad (\text{V-9})$$

On peut également, mesurer directement $(\int_0^{f(x)} V(x,y) \cdot dy)$ sur chaque verticale x_i ; c'est-à-dire on effectue des jaugeages par intégration.

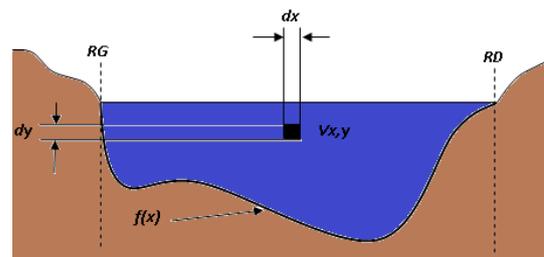


Fig. V-9 : variation de la vitesse d'écoulement d'un cours d'eau (Laborde, 2009).

A. Le matériel de mesure

a) Les hélices

Les hélices sont des appareils permettant de mesurer la vitesse d'écoulement en points à partir de la vitesse de rotation de l'hélice placées généralement à l'avant du moulinet. La vitesse des révolutions (nombre de tours n par unité de temps) a une relation définie avec la vitesse d'écoulement. Cette relation donnée par la fonction $v = f(n)$ est établie sur la base d'une courbe de tarage du moulinet déterminé par une opération d'étalonnage. Suivant le mode opératoire adopté pour le jaugeage, le moulinet peut être monté sur une perche rigide ou sur un lest profilé appelé saumon (fig. 7).

Théoriquement, la relation entre la vitesse de rotation n (t/s) et la vitesse de l'écoulement de l'eau V (m/s) est donnée par l'expression :

$$V = n p \quad (\text{V-10})$$

Où p est le pas de l'hélice.

Dans la pratique, cette fonction est déterminée sur la base des étalonnages faits au laboratoire dans les conditions réelles d'emploi de cet appareil et la relation $V=f(n)$ est du type :

$$V = a n + b \quad (\text{V-11})$$

où a représente le pas réel et b la vitesse de démarrage ou vitesse de frottement.

Le pas de l'hélice permet de définir généralement deux plages de mesure de la vitesse en fonction de la sensibilité de l'hélice, une plage pour mesurer des faibles vitesses pour laquelle on utilise des hélices à faibles pas et une plage pour mesurer des grandes vitesses, pour laquelle sont utilisées des pas plus longs.

La vitesse limite supérieure dépend de la capacité d'enregistrement du nombre de tours par seconde.

$$\text{Si } n < 0.59 \Rightarrow V = 0.2345 n + 0.017$$

$$\text{Si } n > 0.59 \Rightarrow V = 0.2515 n + 0.007$$

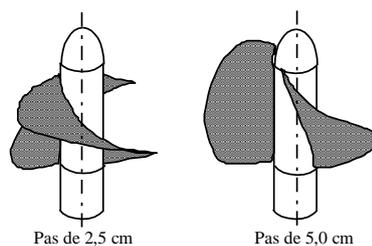


Fig. V-11 : hélices

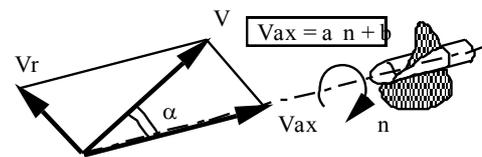


Fig. V-10 : Jaugeage au moulinet (Eaufrance, 2018)

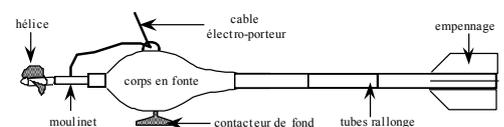


Fig. V-12 : Le Saumon

B. Le jaugeage au moulinet

Dans le cas de faibles hauteurs d'eau, le moulinet est monté sur perche est le jaugeage peut être effectué de deux manières :

- Soit que l'opérateur est placé dans le cours d'eau et manie directement le moulinet (jaugeage à gué). Pour ce type de jaugeage les profondeurs d'eau doivent être inférieure à un mètre et ayant des vitesses d'écoulement inférieures à 1 m/s (fig. 10).
- Soit que l'opérateur est placé sur une passerelle, la perche étant suspendue à un support permettant les déplacements verticaux.

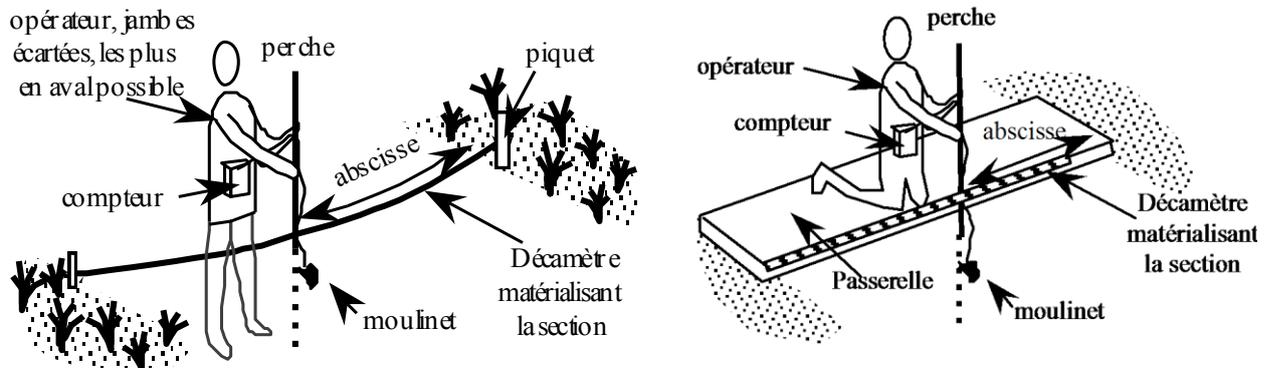


Fig. V-13 : Jaugeage au moulinet (Laborde, 2009)

Généralement, on se fixe différents abscisses $x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_n$, chaque abscisse correspond à une verticale de la section d'écoulement et le long de chaque verticale (abscisse x_i), on échantillonne à différentes profondeurs $y_{i1}, y_{i2}, \dots, y_{ij}, \dots, y_{ip}$, la vitesse $V(x_i, y_{ip})$; le nombre de mesures sur une verticale est choisi de façon à obtenir une bonne description de la répartition des vitesses sur cette verticale.

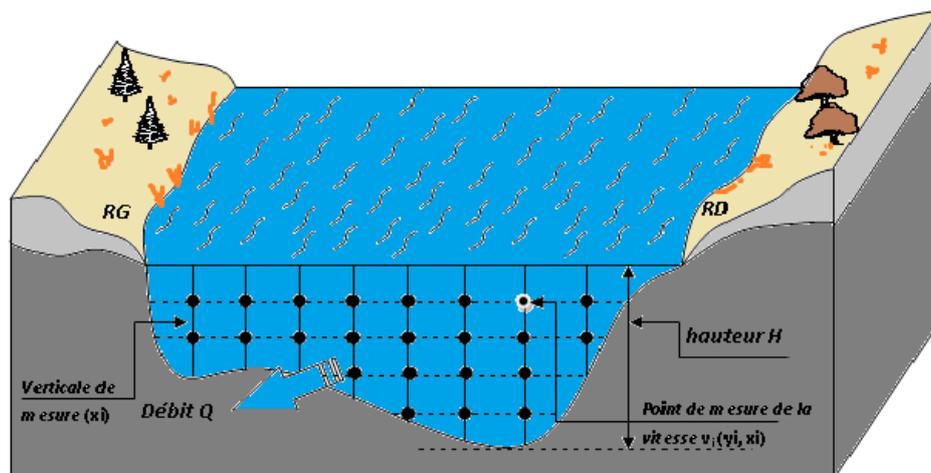


Fig. V-14 : Débit et champ des vitesses à travers une section.

C. Conduite et exploitation du jaugeage

a) Choix du site

Le choix du site du jaugeage correspond généralement à une section d'un cours d'eau où les vitesses sont parallèles entre elles et perpendiculaires à la section de jaugeage. La section du jaugeage doit avoir des profondeurs suffisantes par rapport au diamètre de l'hélice et des vitesses d'écoulement également suffisantes par rapport aux vitesses de démarrage des hélices généralement supérieures à 0.05 m/s.

b) Choix des verticales

Le choix des abscisses et le nombre de verticales doit être suffisant de façon à bien définir la section mouillée et une meilleure exploration des champs des vitesses. Ce choix est une question d'appréciation sur le terrain, il est bien difficile de fixer une règle stricte mais il faut multiplier les verticales au niveau des hétérogénéités de la section.

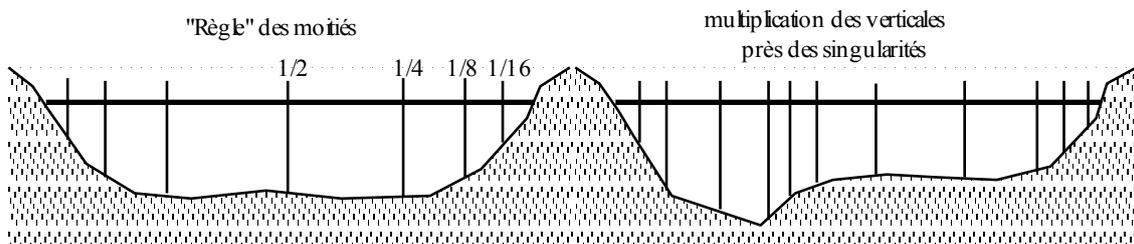


Fig. V-15 : Choix des abscisses et nombre des verticales

Dans certains cas de sections simples, il est préférable d'appliquer la règle des moitiés (une verticale au milieu, deux aux quarts, deux aux huitièmes, etc.).

c) Nombre de mesures par verticale

Le nombre de mesures par verticale dépend essentiellement de la profondeur totale et de la variabilité des vitesses. En effet, les points sont souvent resserrés vers le bas.

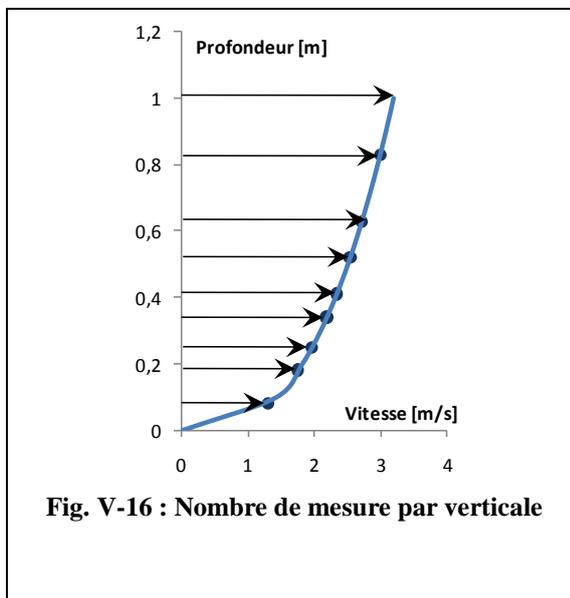


Fig. V-16 : Nombre de mesure par verticale

Pour une verticale de 40 cm de profondeur jaugée par exemple si on utilise une microperche et une hélice de diamètre égale à 5 cm ; la première mesure est effectuée à 5 cm du fond (soit 2,5 cm en plus du rayon de l'hélice), les autres mesures sont effectuées successivement à 10, 20, 30 et 37,5 cm du fond.

Pour chaque mesure, on doit laisser tourner suffisamment du temps l'hélice (généralement au moins 30 secondes) pour obtenir une vitesse moyenne représentative pour chaque point de mesure et que l'erreur sur les temps soit négligeable.

D. Exploitation du jaugeage

Chaque jaugeage effectué sur le terrain doit comporter tous les éléments qui peuvent expliquer les anomalies constatées et qui seront exploiter par la suite au bureau. Ainsi, il faut bien être précis dans la description du jaugeage. On note généralement, le nom du cours d'eau considéré, lieu du jaugeage, jour, heures et minutes de début et de fin de jaugeage, la hauteur à l'échelle au début et à la fin du jaugeage, noms des opérateurs et matériels utilisés.

On note aussi, pour chaque verticale, l'abscisse de cette verticale, la profondeur totale et les différentes couples hauteur-vitesse mesurés.

Pour chaque verticale déjà considérée lors du jaugeage, on porte dans un graphique les couples hauteur-vitesse. On trace le profil des vitesses le plus vraisemblable par interpolation entre les points mesurés à partir de ces points.

L'intégration de ce profil dont l'aire inférieure appelée q_u . correspond au débit unitaire traversant l'unité de la section en ce point :

$$q_u(x) = \int_0^{h(x)} V(x, y). dy \quad \text{en } (m^2/s)$$

Cette intégration est déterminée graphiquement par le calcul de la surface limité par le profile de la vitesse et l'axe des ordonnées.

Ce procédé de jaugeage par intégration, permet aussi le calcul direct de $q_u(x)$ à partir de la vitesse moyenne sur la verticale $\bar{V}(x)$ et de la profondeur $h(x)$:

$$q_u(x) = h(x). \bar{V}(x) \quad \text{(V-12)}$$

Ayant déterminé les débits unitaires pour les différents abscisses $q_u(x)$, on les reporte directement en fonction de leurs abscisses x . On interpole le profil en travers des $q_u(x)$ en se basant sur les différentes verticales exploitées et les rives gauches et droites.

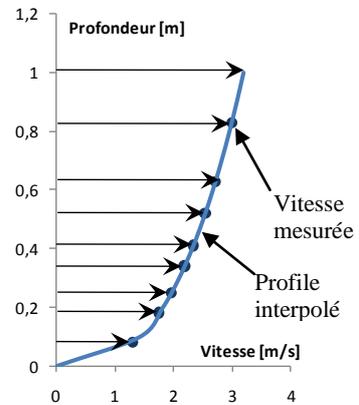


Fig. V-17 : Profil de vitesse

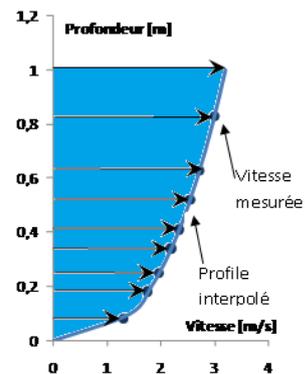


Fig. V-18 : débit unitaire

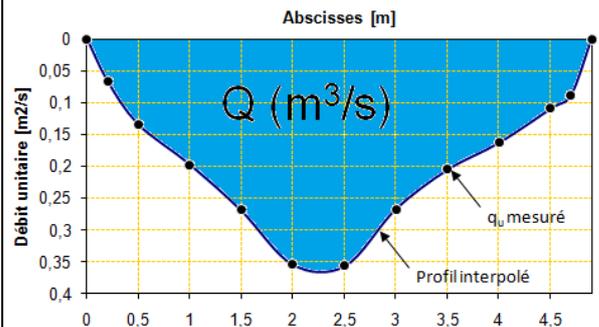


Fig. V-19 : Courbe des débits unitaires en fonction des abscisses

L'intégrale de ce profil en travers est égale au débit puisque :

$$\int_{RG}^{RD} q_u(x) dx = \int_{RG}^{RD} \int_0^{\square(x)} V(x,y) dx dy = Q \quad (\text{V-13})$$

On procédant graphiquement, la surface limité par le profile des débits unitaires et l'axe des abscisses donne la valeur de cette intégration. Cela, en comptant les centimètres-carré sur un papier millimétré ou en utilisant un planimètre ou une table à digitaliser.

Les informations notées lors du jaugeage par exploration du champ de vitesse (mesures des abscisses et mesures de profondeur), permettent aussi de relever le profil en travers du cours d'eau. Ainsi, on peut déterminer la section d'écoulement S (m^2) de ce cours d'eau et le débit Q (m^3/s) s'écoulant dans cette section peut être défini par l'expression :

$$Q = V \times S \quad (\text{V-14})$$

Avec V (m/s) la vitesse moyenne perpendiculaire à la section d'écoulement S .

E. Le jaugeage au flotteur

Le jaugeage au flotteur est un remplaçant très pratique du jaugeage au moulinet, lorsque ce dernier ne peut pas être effectué à cause de vitesses et de profondeurs excessives ou au contraire trop faibles, ou de la présence de matériaux en suspension. Dans ce cas il est possible de mesurer la vitesse d'écoulement à l'aide de flotteurs.

Les flotteurs, permet de mesurer des vitesses de surface uniquement. Les flotteurs peuvent être soit artificiels fabriqués généralement en bois ou en plastiques confectionnés, soit naturels tels que les arbres, grosses branches, etc.

Le temps (t) pris par le flotteur pour parcourir une certaine distance (L) est mesuré et la vitesse de surface v_s et la vitesse moyenne V sont calculées comme :

$$V_s = \frac{L}{t} \quad (\text{V-15})$$

et

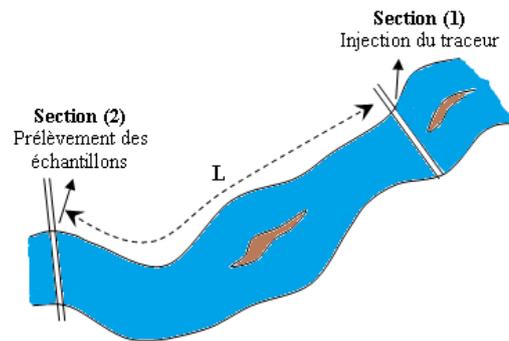
$$V \cong 0.85 V_s \quad (\text{V-16})$$

La portée de la rivière pour les mesures de flotteur devrait être rectiligne et uniforme et avec le moins de perturbations de surface. Le déplacement du flotteur est affecté par les vents, les vagues et les tourbillons. Plusieurs mesures de vitesse du flotteur doivent être réalisées.

V.3 Exercices d'application

Exercice 01:

Soit un jaugeage par dilution effectué sur un tronçon de longueur L d'un cours d'eau, au point 1 (section d'injection) on injecte un débit constant q de traceur à la concentration C_1 . Au point 2 (section de prélèvement), on prélève des échantillons à la concentration C_2 .



1. Donner l'expression du débit pour ce type de jaugeage.
2. Sachant $q=2$ l/s, $C_1=40$ g/l, et $C_2=0.025$ g/l; Déterminer le débit de ce cours d'eau ?

Solution 01 :

1) l'expression du débit pour un jaugeage par dilution :

il s'agit dans ce cas d'un jaugeage par dilution, lors duquel on injecte en (1) un débit constant q de traceur à la concentration C_1 . Au point (2), on prélève des échantillons à la concentration C_2 .

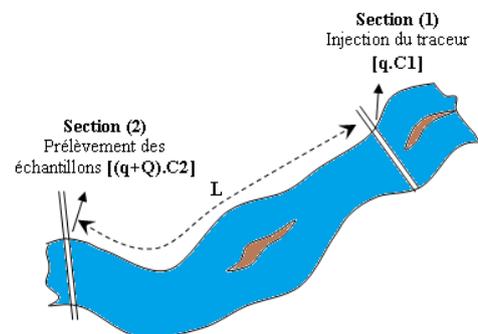
Tenant compte du principe de conservation des masses entre les points P et I selon les procédés d'injection.

Alors, le flux de traceur entrant dans le tronçon est égal au flux sortant :

$$q.C_1 = (Q + q).C_2$$

En général, q est négligeable devant Q , d'où l'on tire l'expression du débit pour un jaugeage

par dilution : $Q = q \cdot \frac{C_1}{C_2}$



2) Dans ce cas le débit du cours d'eau est égal : $Q = q \cdot \frac{C_1}{C_2}$

$$Q = 2 \times 10^{-3} \cdot \frac{40}{0.025} = 3.2 \text{ m}^3 / \text{s}$$

Exercice 02 :

Soit un jaugeage par exploration du champ de vitesse effectué sur la station d'Arib sur le cours d'eau du Cheliff en date du 30/01/2007. Pour ce jaugeage on utilisait un moulinet N°15148 de marque AOTT d'une hélice de diamètre de 8cm. Le jaugeage a commencé à 10h20 et a terminé à 11h00 (Fiche du Jaugeage).

L'hélice utilisée pour la mesure de vitesse, est étalonnée et les vitesses peuvent être déterminées en fonction du nombre de tours de l'hélice par les formules suivantes :

$$\text{Si } n < 0.84 \Rightarrow V = 0.1243 n + 0.032$$

$$\text{Si } n \geq 0.84 \Rightarrow V = 0.1350 n + 0.023$$

On veut déterminer le débit correspondant à ce jaugeage ?

Solution 02 :

1) Pour cela on doit d'abord compléter les deux colonnes relatives au nombre de tour par seconde et la vitesse d'écoulement en chaque point.

La vitesse d'écoulement est calculée par les deux formules d'étalonnage de l'hélice utilisée comme suivant :

| FICHE DE JAUGEAGE AU MOULINET | | | | | | | |
|---|------------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|--|--|--|
| Oued : <i>Chélif</i> | Station : <i>Arib</i> | Date : 30/01/2007 | Opérateur : <i>M. Kessoum</i> | | | | |
| Emplacement : <i>90 m Aval du pont</i> | Marque : <i>AOTT</i> | Hélice N° 04 (13357) | Perche | Type : <i>Coulissante</i> | | | |
| Moulinet | N° : 15148 | Saumon: | Pied de perche : | | | | |
| Compteur | Type : F6 | N° : 40390 | | | | | |

| Heure: | Echelle limni. | Absc. | Profondeur | Nbr. de tours | Temps | Nbre (tr/s) | V (m/s) | Observations |
|--------|----------------|-------|-----------------------------|---------------|-------|-------------|---------|--------------|
| 10H20 | | 0 | <i>Début du jaugeage RG</i> | | | | | |
| | | 0,2 | 0,16 | S | | | | |
| | | | 0,12 | 122 | 30 | 4,07 | 0,571 | |
| | | | 0,08 | 108 | 30 | 3,60 | 0,509 | |
| | | | 0 | F | | | | |
| | | 0,5 | 0,24 | S | | | | |
| | | | 0,2 | 152 | 30 | 5,07 | 0,706 | |
| | | | 0,14 | 139 | 30 | 4,63 | 0,648 | |
| | | | 0,08 | 138 | 30 | 4,60 | 0,644 | |
| | | | 0 | F | | | | |
| | | 1 | 0,3 | S | | | | |
| | | | 0,26 | 185 | 30 | 6,17 | 0,854 | |
| | | | 0,17 | 169 | 30 | 5,63 | 0,783 | |
| | | | 0,08 | 133 | 30 | 4,43 | 0,621 | |
| | | | 0 | F | | | | |
| | | 1,5 | 0,4 | S | | | | |
| | | | 0,36 | 171 | 30 | 5,70 | 0,792 | |
| | | | 0,26 | 165 | 30 | 5,50 | 0,765 | |
| | | | 0,17 | 164 | 30 | 5,47 | 0,76 | |
| | | | 0,08 | 141 | 30 | 4,70 | 0,657 | |
| | | | 0 | F | | | | |
| | | 2 | 0,53 | S | | | | |
| | | | 0,49 | 163 | 30 | 5,43 | 0,756 | |
| | | | 0,34 | 165 | 30 | 5,50 | 0,765 | |
| | | | 0,21 | 151 | 30 | 5,03 | 0,702 | |
| | | | 0,08 | 132 | 30 | 4,40 | 0,617 | |
| | | | 0 | F | | | | |

| | | | | | | | | |
|-------|-----|------|-----------------|-----|----|------|-------|--|
| | 2,5 | 0,56 | S | | | | | |
| | | 0,52 | | 173 | 30 | 5,77 | 0,801 | |
| | | 0,36 | | 163 | 30 | 5,43 | 0,756 | |
| | | 0,22 | | 140 | 30 | 4,67 | 0,652 | |
| | | 0,08 | | 103 | 30 | 3,43 | 0,486 | |
| | | 0 | F | | | | | |
| | 3 | 0,5 | S | | | | | |
| | | 0,46 | | 162 | 30 | 5,40 | 0,752 | |
| | | 0,32 | | 136 | 30 | 4,53 | 0,635 | |
| | | 0,2 | | 100 | 30 | 3,33 | 0,473 | |
| | | 0,08 | | 97 | 30 | 3,23 | 0,461 | |
| | | 0 | F | | | | | |
| | 3,5 | 0,38 | S | | | | | |
| | | 0,34 | | 143 | 30 | 4,77 | 0,666 | |
| | | 0,21 | | 123 | 30 | 4,10 | 0,576 | |
| | | 0,08 | | 124 | 30 | 4,13 | 0,582 | |
| | | 0 | F | | | | | |
| | 4 | 0,29 | S | | | | | |
| | | 0,25 | | 144 | 30 | 4,80 | 0,671 | |
| | | 0,16 | | 145 | 30 | 4,83 | 0,675 | |
| | | 0,08 | | 121 | 30 | 4,03 | 0,567 | |
| | | 0 | F | | | | | |
| | 4,5 | 0,24 | S | | | | | |
| | | 0,2 | | 111 | 30 | 3,70 | 0,522 | |
| | | 0,14 | | 122 | 30 | 4,07 | 0,572 | |
| | | 0,08 | | 118 | 30 | 3,93 | 0,554 | |
| | | 0 | F | | | | | |
| | 4,7 | 0,22 | S | | | | | |
| | | 0,18 | | 104 | 30 | 3,47 | 0,491 | |
| | | 0,13 | | 103 | 30 | 3,43 | 0,486 | |
| | | 0,08 | | 103 | 30 | 3,43 | 0,486 | |
| | | 0 | F | | | | | |
| 11H00 | 4,9 | 0 | Fin de Jaugeage | | | | RD | |

2) Puis on trace les diagrammes de vitesse (parabole de vitesse) pour chaque abscisse (xi) ; et on calcul la surface limité par chaque courbe de vitesse $q_u(x_i)$ (m^2/s), cette surface est appelé débit unitaire elle représente le débit par unité de largeur.

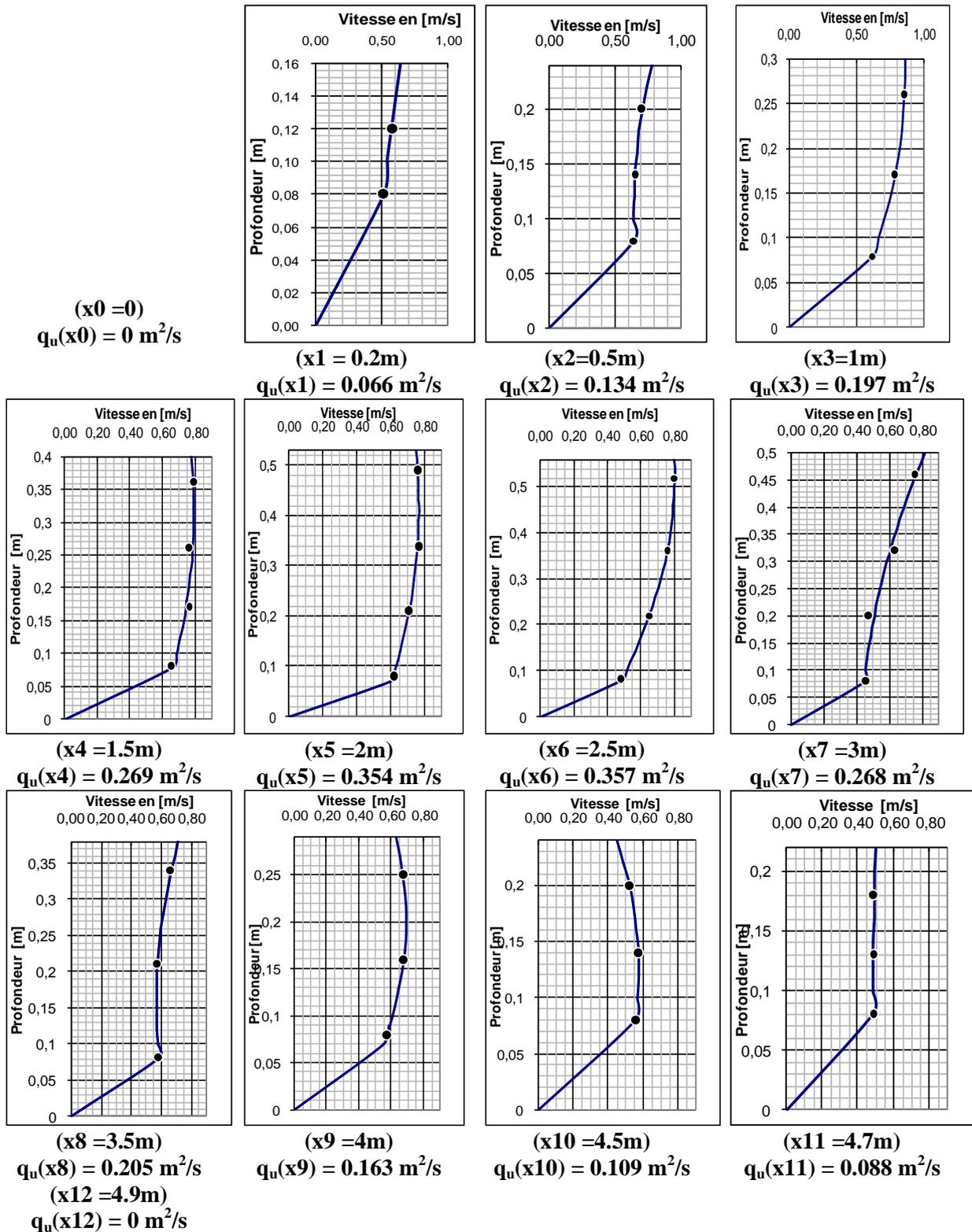


Fig. 1 : Tracé des paraboles des vitesses et détermination des débits unitaires

La surface d'une parabole de vitesse Si rapportée à la profondeur h_i permet de calculer la vitesse moyenne pour chacune des verticales i, soit : $\bar{V} = \frac{S_i}{h_i}$

La vitesse moyenne pour chaque verticale est donnée dans le tableau 01.

- 3) Ensuite on calcul les débits unitaire pour chaque abscisse (tableau ci-dessous). puis on reporte les valeurs des débits unitaires obtenues en fonction des abscisses sur un graphique et on trace la courbe qu $(x_i)=f(x_i)$. La surface limitée par la courbe des débits unitaires représente le débit du cours en cette date.

Tableau 01 : Débits unitaires calculés

| Abscisses (m) | Prof. (m) | Vmoy (m/s) | Débits (m ² /s) |
|---------------|-----------|------------|----------------------------|
| 0 | 0,13 | 0 | 0,000 |
| 0,2 | 0,16 | 0,413 | 0,066 |
| 0,5 | 0,24 | 0,558 | 0,134 |
| 1 | 0,30 | 0,657 | 0,197 |
| 1,5 | 0,40 | 0,673 | 0,269 |
| 2 | 0,53 | 0,668 | 0,354 |
| 2,5 | 0,56 | 0,638 | 0,357 |
| 3 | 0,50 | 0,536 | 0,268 |
| 3,5 | 0,38 | 0,539 | 0,205 |
| 4 | 0,29 | 0,562 | 0,163 |
| 4,5 | 0,24 | 0,454 | 0,109 |
| 4,7 | 0,22 | 0,4 | 0,088 |
| 4,9 | 0 | 0 | 0,000 |

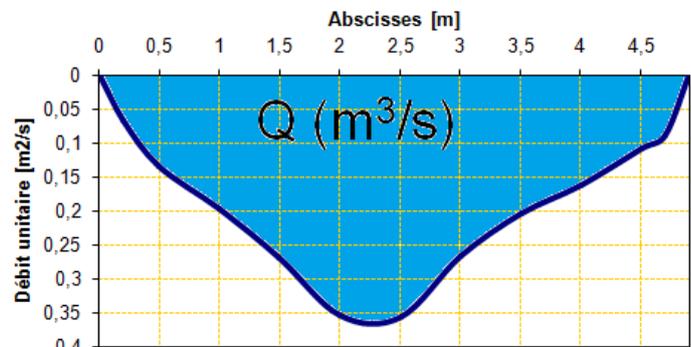


Fig. V-20 : Courbe des débits unitaires en fonction des abscisses

- 4) Enfin, et comme résultat final le débit trouvé par ce jaugeage est égale à :

- La surface limitée par la courbe des débits est égale à 41.5 cm²
- L'échelle du graphique est égale à (0.05 x 0.5)

$$Q = 41.5 \times (0.05 \times 0.5) = 1.05 \text{ m}^3/\text{s}$$

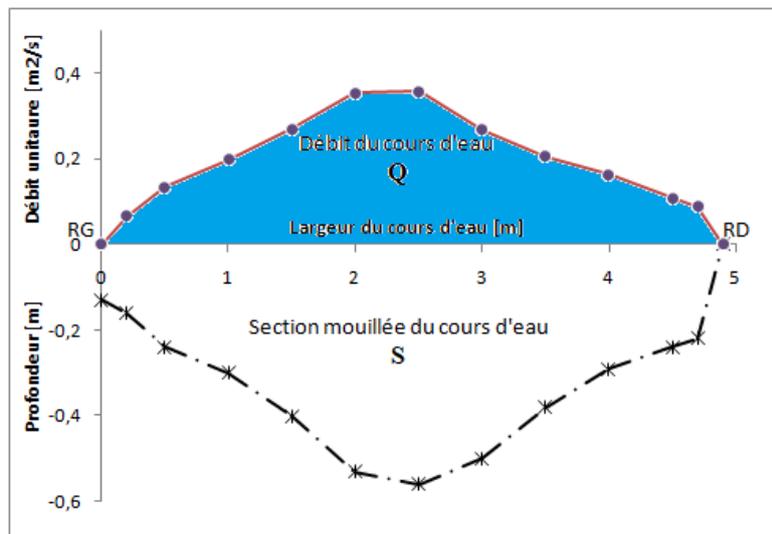


Fig. V-21 : Courbe des débits et section mouillée

- La section mouillée S_m correspondante est de 1.79 m².
- La vitesse moyenne sur l'ensemble de la section de mesure est estimée à 0,47 m/s

Références bibliographiques

Anctil F., Rousselle J., Lauzon N., Hydrologie. Cheminement de l'Eau. Presses Internationales Polytechniques, 2005.

Ann V., Extraits des notes de cours de hydrologie générale, Institut de technologie du Cambodge, février, 2008, pp111.

Billaut M., Birot, P., Cavalier, D., & Pédelaborde, P., Problèmes climatiques sur la bordure nord du monde méditerranéen. In Annales de géographie (Vol.65, No. 347, pp. 15-39), 1956.

Coutagne A., Méthodes pour déterminer le débit de crue maximum qu'il est possible de prévoir pour un barrage et pour lequel le barrage doit être établi. Quatrième congrès des grands barrages (New Delhi), R-84 : p. 687-711, 1951.

Cosandey C., Robinson M., Hydrologie continentale, *Armand Collin, Paris, 2000.*

Darras T., Préviation des crues rapides par apprentissage statistique Thesis Ecole doctorale SIBAGHE Et des unités de recherche du Laboratoire du Génie de l'Environnement Industriel et du Laboratoire Hydrosiences Montpellier · Avril 2016. DOI: 10.13140/RG.2.1.4451.

Dubreuil P., Initiation à l'analyse hydrologique, Edition Masson & Cie, Paris, 224p, 1974.

Durieux L., Etude des relations entre les caractéristiques géographiques de la surface et les nuages convectifs dans la région de l'arc de déforestation en Amazonie (Doctoral dissertation, Aix-Marseille 1), 2002.

Eaufrance, Les jaugeages dans le bassin Artois-Picardie. <https://www.artois-picardie.eaufrance.fr/spip.php?page=plan>. accès le 14/05/2018

El-hachemi O., Structure et fonctionnement des écosystèmes lotiques, <https://fdocuments.fr/document/cours-s5-2012-de-structures-et-fonctionnement-des-ecosystemes-lotiques-oufae-el-hachemi.html>, accès le 14/05/2018

EPMP, http://www.epmp-marais-poitevin.fr/wordpress/wp-content/uploads/echelle_loge_amont_720.jpg. Accès le 14/05/2018

Gaston R., Hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles, 1980, 456 pages.

Hillel D., L'eau et le sol -Principes et processus physiques, *Vander-éditeur, Louvain, 1974.*

Horton, R.E., Drainage basin characteristics. Transactions American Geophysical Union, 13, 350-361, 1932.

Jacques, G., Le cycle de l'eau. Les fondamentaux. *Hachette, 1996*

Laborde J.P., Eléments d'hydrologie de surface. Ecole polytechnique de l'université de Nice - Sophia Antipolis, 2009, 192 pages.

Météo de thomas, site web de météorologie accès en 15/04/2018 <https://lameteodethomas.wordpress.com/contact/>

Musy A. e-drologie Cours d'hydrologie générale, Site Web de l'Ecole polytechnique de Lausanne.

Musy A., Higy C., Hydrologie, une science de la nature. Coll. Gérer l'environnement, Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, 2004, 314 p.

-
- Musy A., Soutter M.,** Physique du sol. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, 1991, 335 p.
- Réméniéras, G.,** L'hydrologie de l'ingénieur. Collection de la direction des études et recherches d'électricité de France, 2e édition revue et augmentée, Éditions Eyrolles, 61, Bd saint-Germains, Paris 5e, 460 p, 1986.
- Rieul L.,** Irrigation : guide pratique , Editions Quae, 2003 - 344 pages
- Roche, M,** hydrologie de surface, office de la recherche scientifique et technique outre-mer - (paris), 1963 pp431
- Roche P.A., Miquel J., Gaume E.,** Hydrologie quantitative, processus, modèles et aide à la décision. Collection Ingénierie et développement durable. Springer, 2012, 590 p.
- Singh V. P.,** Elementary Hydrology. Englewood Cliffs, NJ, Prentice Hall, 973p., 1992.
- Strahler, A.N.,** Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In V.T. Chow (Ed.), Handbook of applied hydrology (pp. 39–76). New York, NY: McGraw Hill, 1964.
- Turc L.,** Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Annales Agronomiques 5: 491, 1954.
- Vetter, J.,** Contribution d'un code de calcul météorologique méso-échelle à la climatologie des pluies en zone du relief (Doctoral dissertation, Grenoble INPG), 2004.