

PEOPLE'S DEMOCRATIC REPUBLIC OF ALGERIA

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministry of Higher Education and Scientific Research

University of Abou-Bekr Belkaid - Tlemcen

Faculty of Nature and Life Sciences, Earth and Universe Sciences

Earth and Universe Sciences



POLYCOPIE SUPPORT DE COURS

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers

Filière : Sciences de la Terre

Spécialité : Géo-Ressources

HYDROLOGIE

A l'usage des étudiants de 1^{ère} année *Master Géo-Ressources Professionnel (GRP)*

Lamia YEBDRI ép. MAHI

Table des matières

	Page
<i>Préface</i>	v
 <i>Premier Chapitre : Cycle hydrologique, Hydrométéorologie et climat</i>	
I. ETAT DE L'EAU	1
II. CYCLE HYDROLOGIQUE : DEFINITION ET COMPOSANTES	2
A. Définition	2
B. Composantes du cycle global	4
1. Evaporation, Transpiration et Evapotranspiration	4
2. Précipitations	4
3. Ruissellement et infiltration	4
4. Stockage d'eau	5
C. Distribution des eaux	5
D. Bilan hydrique	6
III. HYDROMETEOROLOGIE ET CLIMAT	7
A. Hydrométéorologie	7
1. Les températures	7
2. Pluviométrie	8
3. Humidité au sol	8
B. Climat	8
1. Classification du climat	8
2. Indices climatiques	9
2.1. Indice d'aridité	9
2.2. Indice de Moral	10
3. Visualisation graphique	11
3.1. Diagramme de De Martonne	11
3.2. Diagramme d'Emberger	12
3.3. Diagramme ombrothermique	13
 <i>Deuxième Chapitre : Mesures hydrologiques</i>	
I. MORPHOMETRIE DES BASSINS VERSANTS	15
A. Le bassin versant	14
1. Définition	15
2. Délimitation du bassin versant	16
2.1. Délimitation manuelle	16
2.2. Délimitation numérique	16

3. Bassin versant hydrogéologique	18
4. Réaction hydrologique	19
B. Paramètres Géométriques du bassin versant	19
1. la surface et périmètre	19
2. Relief	19
2.1. Indice de Gravélius (1914) ou de compacité	19
2.2. Rectangle équivalent	20
2.3. Courbe hypsométrique	20
2.4. Altimétrie	21
2.4.1. Altimétrie Maximale et Minimale	21
2.4.2. Altimétrie Moyenne	21
2.4.3. Altimétrie Médiane	22
3. Indices de Pente	22
3.1. Indice de pente de Roche	22
3.2. Indice global	22
C. Réseaux hydrométriques	22
1. Profil en long du cours d'eau principal	23
2. Classification ou hiérarchisation des talwegs	24
3. Paramètres morphométriques quantitatives du réseau hydrographique	25
3.1. Densité de drainage	25
3.2. Densité hydrographique	25
3.3. Rapport de confluence	25
3.4. Rapport des longueurs	25
3.5. Coefficient de torrencialité	26
4. Cas particuliers des réseaux hydrographiques	26
II. PRECIPITATION	27
A. Formation des précipitations	27
1. Condensation	27
2. Coalescence	28
3. Effet Bergeron	28
4. Ensemencement	28
B. Types de précipitations	
C. Régime des précipitations	28
1. Régime équatorial humide	29
2. Régime subtropical humide en Amérique	29
3. Régime subtropical sec	29
4. Régime intertropical sous l'influence des alizés	29
5. Régime continental tempéré	29
6. Régime océanique tempéré	29
7. Régime polaire et arctique	29
III. EVAPORATION ET EVAPOTRANSPIRATION	29

A. Notions sur l'évapotranspiration	29
B. Facteurs d'influence de l'évapotranspiration	29
IV. HUMIDITE DU SOL ET INFILTRATION	31
A. Définitions	31
B. Facteurs d'influence d'infiltration	31
V. LES DEBITS DES ECOULEMENTS DE SURFACE	31
A. Notions fondamentales	31
B. Les débits d'écoulement	32
VI. TRAITEMENT DES DONNEES	32
A. Traitements statistiques descriptifs	32
B. Traitements statistiques corrélatoires	32
<i>Troisième Chapitre : Analyse hydrologique</i>	
I. MESURES DES PRECIPITATIONS	34
A. Appareillages de mesure	34
B. Méthode d'évaluation spatiale des précipitations	35
1. Méthode de la moyenne arithmétique	35
2. Méthode des polygones de Thiessen	36
3. Méthode des isohyètes (Isovaleurs)	36
II. CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION	37
A. Evapotranspiration potentielle	37
B. Evapotranspiration réelle	38
1. Bilan hydrique (Thornthwaite 1948)	38
2. Formule de Turc	38
3. Formule de Coutagne	38
4. Méthode de Wundt	39
C. Paramètres déduits	39
1. Eau ruisselée	39
2. Eau infiltrée	40
III. ANALYSE DES DEBITS	40
A. La limnimétrie	40

B. La débitmétrie	43
1. Jaugeage capacitif (dite méthode volumétrique)	43
2. La méthode d'injection de produits chimiques (Essai de traçage)	43
3. Les méthodes hydrauliques	43
4. Exploration du champ des vitesses	43
IV. RELATIONS PLUIE-DEBIT	45
A. Description	45
B. Modèle hydrologie (Pluie –Débit)	46
1. Approches de développement du modèle pluie-débit	47
1.1. Approches selon le degré d'abstraction	47
1.2. Approches selon la nature de variable	48
1.3. Approches selon la répartition spatiale	48
Références	49
Listes des tableaux et figures	

Préface

L'hydrologie est une discipline indissociable des branches des sciences de la terre. En relation étroite avec hydrogéologie (Sciences des eaux souterraines), elle est la science de la compréhension du cycle de l'eau dans tous ses aspects sur le globe terrestre. Ces connaissances quantitatives de la ressource hydrique de surface et souterraines déduites de cette science, permettent une meilleure gestion, une protection et même une prévention des catastrophes naturelles.

Dans ce cours, les principaux concepts de l'hydrologie sont passés en revue. Avec un premier chapitre qui traite à la fois le cycle hydrologique, l'hydrométéorologie et le climat. Le second est réservé à une présentation de l'unité géographique de base (Bassin versant) puis à une description des paramètres hydrologiques. Enfin le troisième chapitre s'intéresse aux différentes méthodes d'analyse hydrologique.

Chapitre I : Cycle Hydrologique, Hydrométéorologie et Climat

I. L'EAU

L'eau est présente sur notre globe terrestre sous trois (3) états physiques : Solide, liquide et gazeuse (Vapeur). Les changements de l'eau d'un état à un autre, dépendent principalement de la température (T) et de la pression. Il s'agit de :

- Etat liquide vers l'état solide => **SOLIDIFICATION**
- Etat solide vers l'état liquide => **FUSION**
- Etat gazeux vers l'état liquide => **LIQUEFACTION**
- Etat liquide vers l'état gazeux => **VAPORISATION**

La figure I-1 représente le diagramme de phase de l'eau :

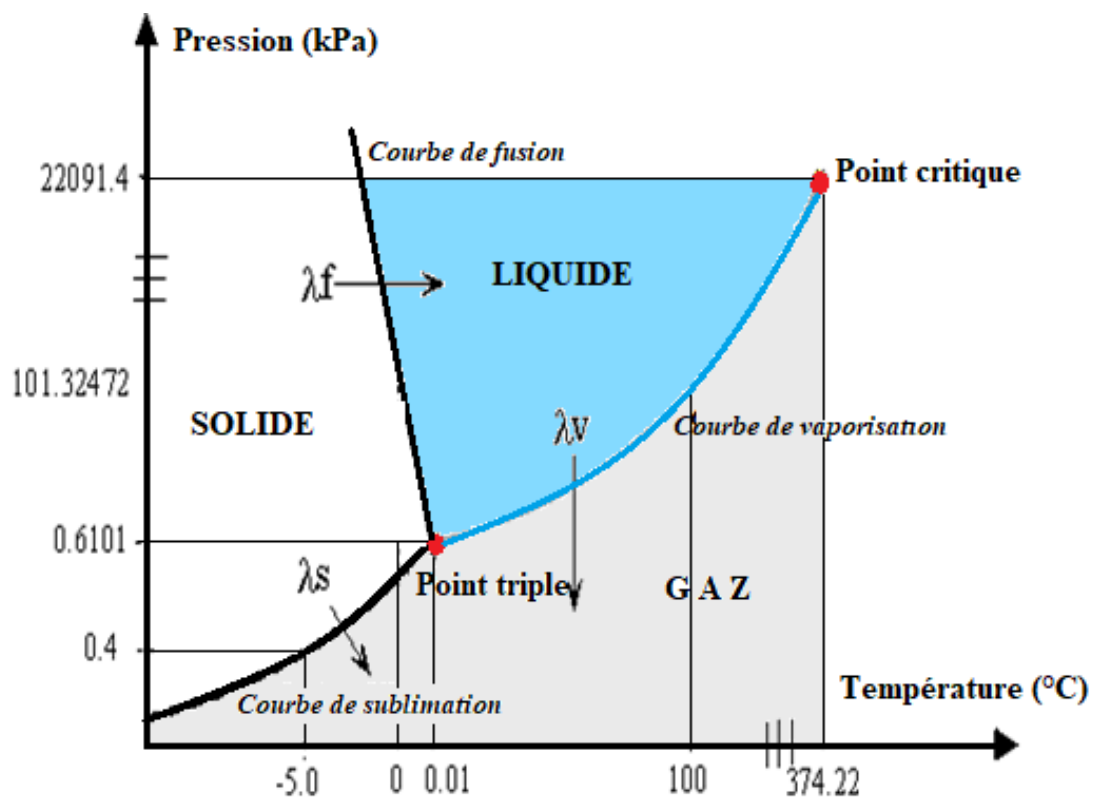


Figure I-1. Diagramme de phase de l'eau (Musy, 2005)

Remarque : Le changement d'état de l'eau dépend également du degré de pollution de l'atmosphère.

II. CYCLE HYDROLOGIQUE : DEFINITION ET COMPOSANTES

Littérairement, le cycle de l'eau est le mouvement et la variation des états à travers des phénomènes qui se produisent sur le globe terrestre. Il représente un renouvellement continu de l'eau dans le temps.

L'estimation quantitative et qualitative des eaux sous différentes composantes du cycle constitue une des bases fondamentales pour une meilleure gestion de la ressource hydrique.

On parle généralement de l'hydrologie quantitative et qualitative de surface.

A. Définition

Un cycle global de l'eau est un des facteurs énergétiques du système Terre-Océan-Atmosphère. C'est le processus régulateur du climat.

Les flux d'échange de l'eau dans ce système fermé se font sous deux formes :

Le premier par de puissants mécanismes d'échange de chaleur latente (Mécanisme des phénomènes d'évaporation et de précipitations).

Le second par des mécanismes de chaleur sensible (Principalement les courants marins).

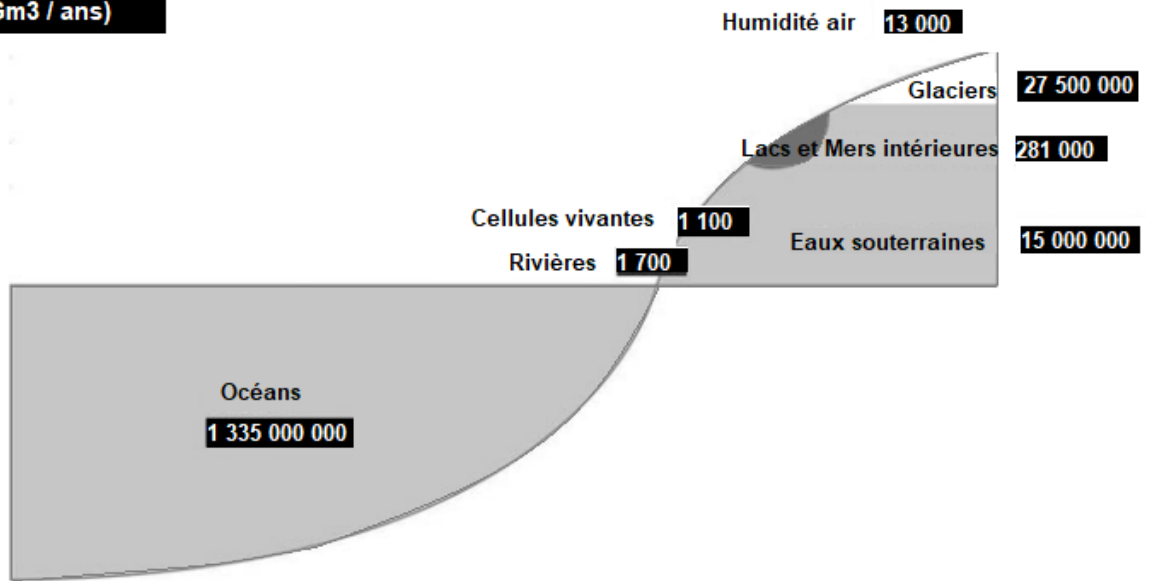
La [figure I-2](#) indique la répartition des stocks et les principaux flux d'échange d'eau à l'échelle du cycle de l'eau. 97% de l'eau est stockée dans les mers et les océans.

Les échanges d'eau entre "Océan-Atmosphère" et "Continent-Atmosphère" sont déséquilibrés : avec un taux de 40% de sollicitation (pluies) sur les continents provenant des océans et y retournent gravitairement via l'écoulement des rivières.

Quatre (4) échelles de temps principales sont établies par le fonctionnement de cycle de l'eau :

- 10 jours pour les échanges entre l'évaporation et les précipitations ;
- 1 an pour le cycle saisonnier lié à la rotation de la terre autour du Soleil ;
- 2000 ans pour les échanges entre Continent- Océans – Atmosphère ;
- 50 millions d'années pour les échanges qui incluent le manteau terrestre.

**Stocks globaux
(Gm³ / an)**



**Flux globaux
(Gm³ / an)**

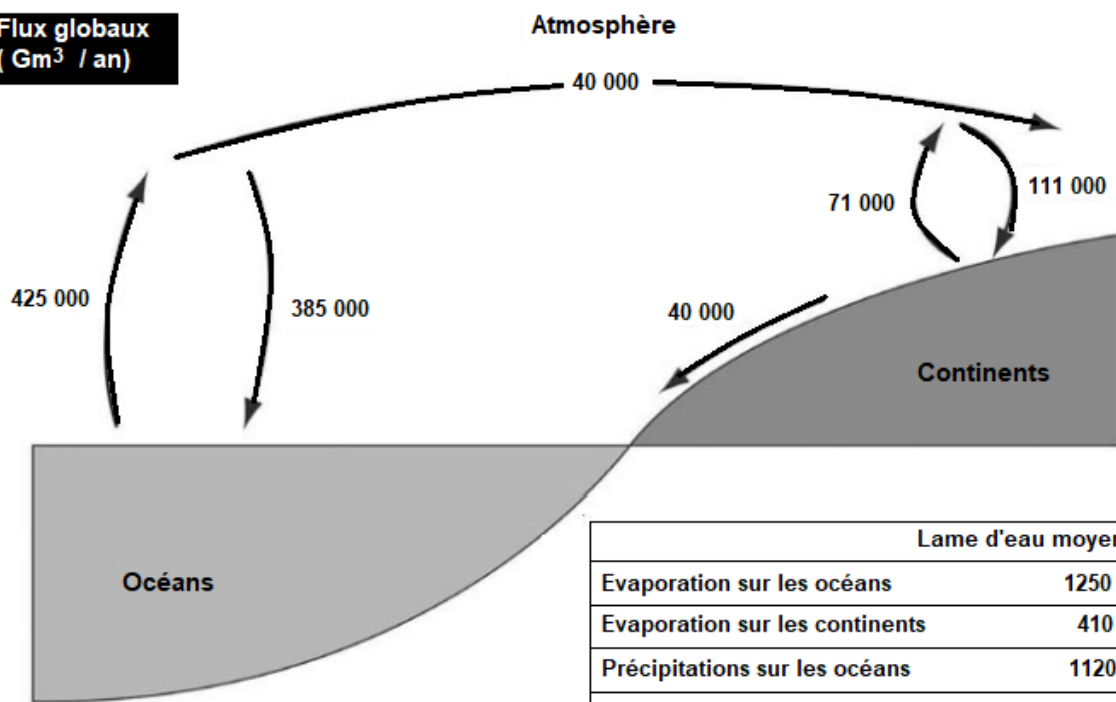


Figure I-2. Stocks et flux globaux (Roche et al. 2012)

B. Composantes du cycle global

Les différentes composantes de cycle global de l'eau sont représentées en [figure I-3](#), on distingue :

1. Evaporation, Transpiration et Evapotranspiration

Dénommée *évaporation physique*, lorsqu'elle se produit sur les plans d'eau ou les sols nus. Et **transpiration** lorsqu'elle concerne la couverture végétale.

En hydrologie, Une terminologie unique est utilisée pour englober ces deux composantes fondamentales du cycle hydrologique. Il s'agit de l'**évapotranspiration**.

L'estimation de cette dernière est indispensable pour l'évaluation du potentiel hydrique dans une région donnée.

2. Précipitations

Ce sont les eaux météoriques précipitées sur les continents ou sur les océans, sous leurs formes liquides, solides ou même vapeurs.

3. Ruissellement et infiltration

Ces deux composantes sont générées par des mouvements de l'eau :

Soit suivant une dénivelée particulière à la surface terrestre, on parlera donc d'un **ruissellement**,

Soit d'un mouvement des eaux passant verticalement, sous les effets de pressions et de la gravité, dans les sols, il s'agit ici de l'**infiltration**.

Pour les ruissellements, on y distingue :

- *Les écoulements de surface ou superficiels* : comprennent les eaux qui s'écoulent librement en surface des sols;
- *Les écoulements hypodermiques (subsurfaces)* : correspondent aux eaux qui s'écoulent dans les premiers horizons des sols partiellement ou complètement saturées ;
- *Les écoulements souterrains* : désignent les eaux qui s'écoulent dans les sols, tout en alimentant et transitant dans les aquifères vers des exécutaires.

Pour l'infiltration :

Mouvement vertical dans les couches superficielles du sol et des sous-sols, on y différencie également la percolation correspondante à l'infiltration profonde en direction des aquifères.

L'infiltration est la composante de la recharge des eaux et de son renouvellement dans les réserves souterraines.

4. Stockage d'eau

Composante souvent négligée dans le cycle de l'eau, elle comprend toutes les eaux retenues en surface des sols dans les dépressions et les creux imperméables pendant et après des sollicitations particulières.

Le retour des eaux vers les exécutaires qui déversent dans les mers et les océans constitue la boucle du cycle global continu dans l'échelle spatio-temporelle.

Deux sous cycles peuvent être identifiés :

- Un cycle continental constitué de toutes les composantes précédemment citées, se déroulant à l'intérieur des continents,
- à son opposé, un cycle océanique dépourvu de la composante transpiration se déroulant uniquement dans les mers et les océans.

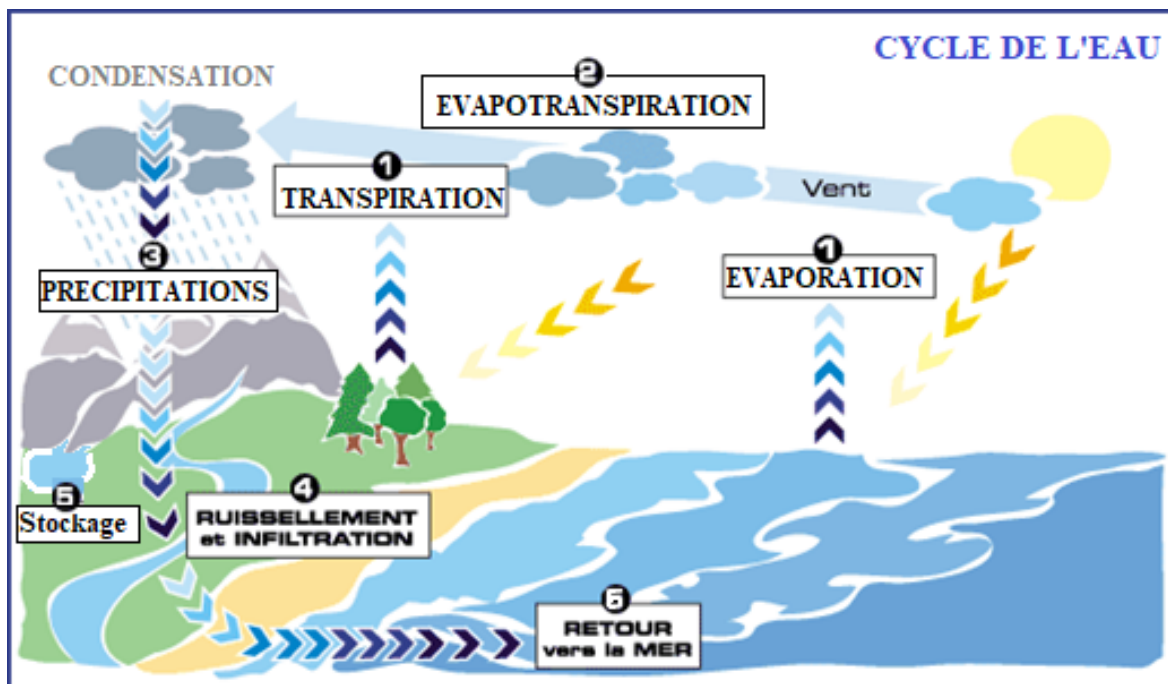


Figure I-3. Cycle de l'eau (<https://www.stgs.fr/cycle-eau/>).

C. Distribution des eaux

La Distribution des eaux sur le globe terrestre s'effectue par rapport :

- A une échelle mondiale (Tableau I-1) :

Tableau I-1 - Distribution hydrique à l'échelle mondiale (Musy 2005).

	Volume (%)
Eaux océaniques	96,54
Eaux douces accessibles	0,0076
Eaux atmosphériques	0,0009
Eaux souterraines	1,69
Glaciers et couvertures permanente	1,74

- A une échelle spatiale restreinte dénommée Bassin versant (Figure I-4).

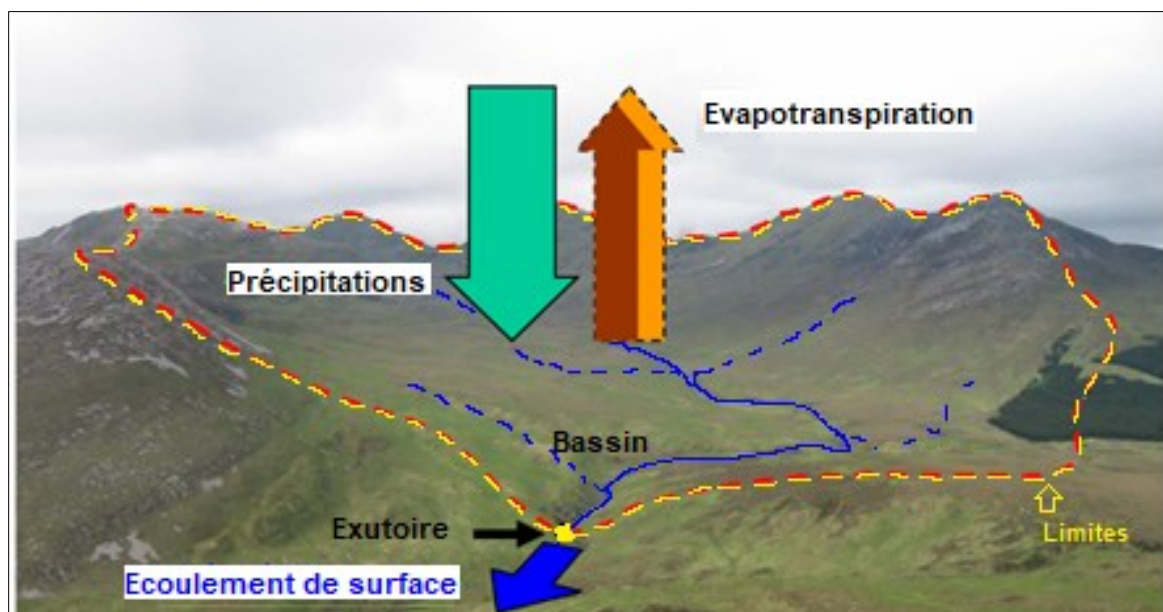


Figure I-4. Délimitation d'un bassin versant.

D. Bilan hydrique

Il représente une synthèse des paramètres du cycle global relative à une chronique (série d'année hydrologique) déterminée.

Temporellement, la notion de l'année hydrologique est introduite. Elle correspond à une période de 12 mois pendant laquelle les totaux de précipitations sont mesurés et enregistrés.

Différente de l'année civile, l'année hydrologique peut débuter à des mois différents dépendant des premières sollicitations d'un cycle annuel.

En Algérie, généralement l'année hydrologique débute au mois de Septembre.

Le bilan hydrique est une méthode empirique qui permet l'estimation et l'évolution de la réserve d'eau dans le sol. Son équation globale est :

$$P = ET + I + R$$

Avec :

P : Précipitations (liquide et solide) en mm ;

ET : Evapotranspiration en mm ;

I : Infiltration en mm ;

R : Ruissellement de surface et écoulement souterrain en mm.

L'équation détaillée du bilan hydrique devient :

$$P + S = R + E + (S \pm \Delta S)$$

Avec :

P : Précipitations (liquide et solide) en mm ;

S : Stockage de la période précédente en mm ;

R : Ruissellement de surface et écoulements souterrains en mm ;

E : Evaporation (y compris évapotranspiration) en mm ;

S + ΔS : Ressources accumulées à la fin de la période en mm.

III. HYDROMETEOROLOGIE ET CLIMAT

A. Hydrométéorologie

L'hydrométéorologie est une discipline qui relie tous les processus hydrologique, à leurs actifs les composantes du cycle hydrologique et la météorologie. Il s'agit de l'étude des échanges de matières (Eau et carbone) et d'énergie entre l'atmosphère, la surface terrestre et le sous-sol.

Les études hydroméorologiques constituent une surveillance et une prédiction des phénomènes hydrologiques tels que les inondations, glissements de terrain... ou météorologique à l'exemple des cyclones, tempêtes, canicules... qui sont à l'origine des catastrophes naturelles dans le monde.

Les paramètres hydrométéorologiques recueillis sont :

1. Les températures

Les températures atmosphériques sont le résultat des différentes modifications énergétiques qui affectent matériaux, elles s'expriment par divers unités (Kelvin (k), Degré Celsius (°C) et en degré Fahrenheit (°F)).

La position géographique, l'altitude et le moment, influencent la variation de la température atmosphérique.

2. Pluviométrie

C'est la mesure d'une hauteur, d'un volume d'une sollicitation sous ses différentes formes : pluie, neige, grésil, grêle, brouillard), en un endroit (lieu) et un temps déterminé.

3. Humidité au sol

Correspond à la présence de l'eau dans les sols. Elle exprime principalement par le taux d'humidité qui détermine les caractéristiques de diffusion ou de stockage de l'eau dans le sol.

B. Climat

Le climat est une moyenne estimée des phénomènes. Il est spécifique à une zone ou une région donnée.

Les relations entre climat et météo sont étroites :

- Le climat définit les conditions atmosphériques au-dessus d'un lieu à moyen et long terme ;
- La météorologie s'intéresse aux prévisions de température, pression, et précipitation au court terme (de quelques heures à quelques jours).

1. Classification du climat

Le climat est classé selon une répartition planétaire (Figure I-5) :

- Climat polaire : A froid permanent, comparable autour des deux pôles. Hivers arctiques longs et froids et les étés courts et frais.
- Climat continental : A hiver long et froid, climat en l'hémisphère Nord (45 ° et 65 ° latitude), à l'intérieur et dans l'Est des continents.
- Climat subtropical : (Entre 30° et 40° de latitude Nord et Sud). Saison chaude est longue et une autre froide à faibles précipitations.

Le climat méditerranéen est un sous climat subtropical. Caractérisé par des étés chauds et secs, des hivers doux et pluvieux et un fort ensoleillement.

- Climat aride (Désertique) : Climat aride permanente, représenté par un manque d'eau dans le sol et dans l'air, durant toute l'année.
- Climat tropical : Entre les tropiques (10° et 20° parallèles). Climat chaud et arrosé, caractérisé par l'absence de période de refroidissement marqué (T° moyenne du mois le plus froid $>$ à 15 °C).

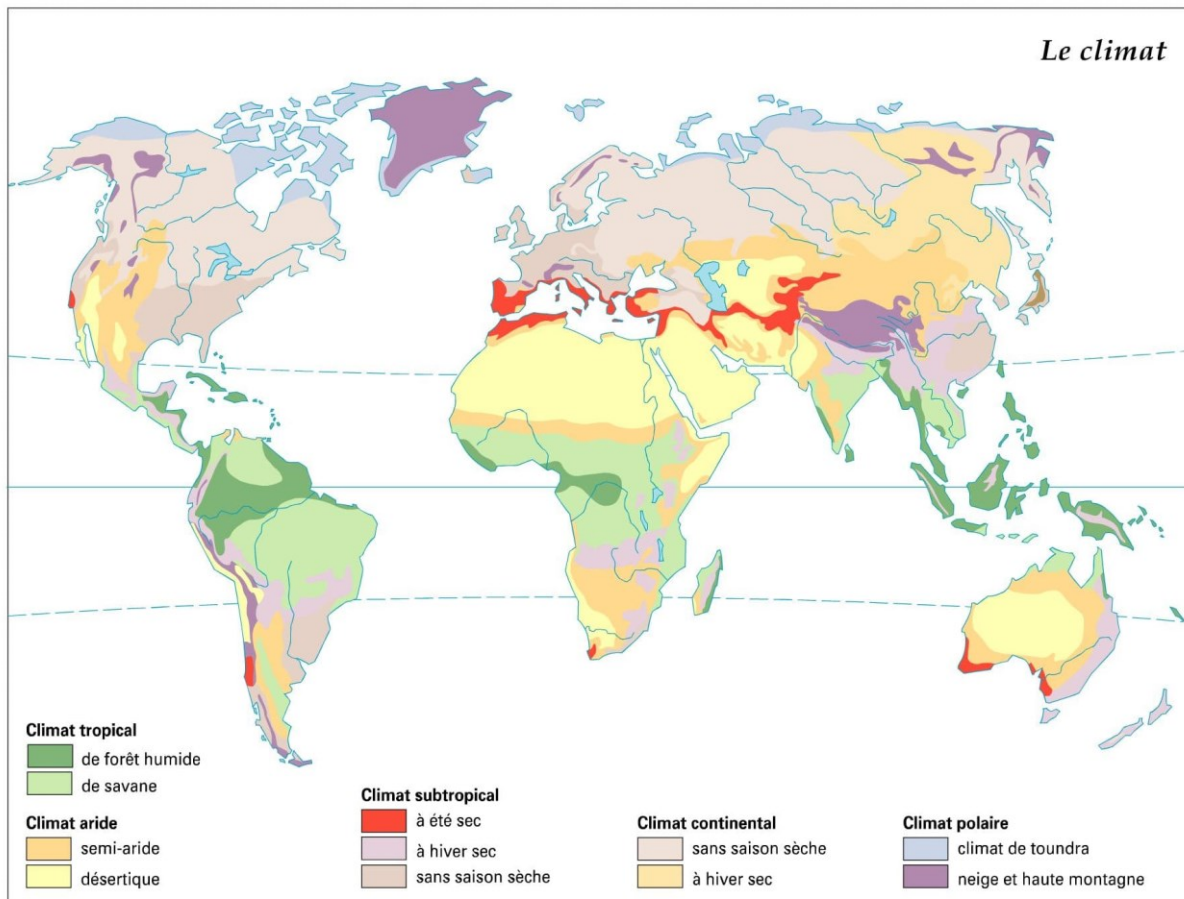


Figure I-5. Climat dans le monde (<https://www.larousse.fr>).

2. Indices climatiques

Le climat d'une région donnée est déterminé à partir de multiples indices et formules :

2.1. Indice d'aridité

Il détermine le type de climat par l'équation (De Marnonne 1923)

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

P : Précipitations moyennes annuelles (mm)

T : Températures moyennes annuelles (°C).

L'indice d'aridité mensuel situe l'aridité de chaque mois dans une année hydrologique :

$$i = \frac{12p}{t + 10}$$

p : Précipitations moyennes mensuelles (mm) ;
t : températures moyennes mensuelles (°C).

Le climat est attribué suivant la classification suivante (Tableau I.2):

Tableau I-2- Classification du climat (d'après De Martonne 1923).

Type de climat	Limites de valeurs de I
Climat est hyperaride (H-A)	$I < 5$
Climat est désertique (D)	$5 < I < 7.5$
Climat est steppique (S)	$7.5 < I < 10$
Climat est semi-aride (S-A)	$10 < I < 20$
Climat est tempéré (T)	$20 < I < 30$
Climat est humide (H)	$I > 30$

2.2. Indice de Moral

Moral (1964) avait établi un indice d'aridité annuel qui désigne les limites entre l'humidité de la sécheresse. Cet indice est donné par la relation:

$$I_M = \frac{P}{(T^2 - 10T + 200)}$$

Où:

P : précipitations moyennes Annuelles (mm);

T: températures moyennes Annuelles (°C).

I_M: Indice marque la limite entre l'humidité et la sécheresse.

L'indice mensuel permettant de distinguer les mois secs est donné par la relation:

$$I_m = \frac{p}{0.1t^2 - t + 20}$$

Où:

p : précipitations moyennes mensuelles (mm);

t : températures moyennes mensuelles (°C).

Pour :

$p > 0,1t^2 + t + 30$	mois pluvieux
$0,1t^2 + t + 30 > p > 0,1t^2 - t + 20$	mois humide
$0,1t^2 - t + 20 > p > 0,05t^2 - t + 10$	mois sec
$p < 0,05t^2 - t + 10$	mois aride

Chaque mois est affecté d'un certain poids (p) fonction de son type (t):

- Mois pluvieux $p = 2.$
- Mois humide $h = 1.$
- Mois sec $s = 0.$
- Mois aride $a = -1.$

La somme des valeurs constitue l'Indice pluviométrique annuel (**I**), basé sur la fréquence des types de mois.

3. Visualisation graphique

3.1. Diagramme de De Martonne

Les valeurs de précipitations et de température annuelles sont projetées directement sur le diagramme de De Martonne. Leurs projections donnent le type de climat ([Figure I-6](#)) :

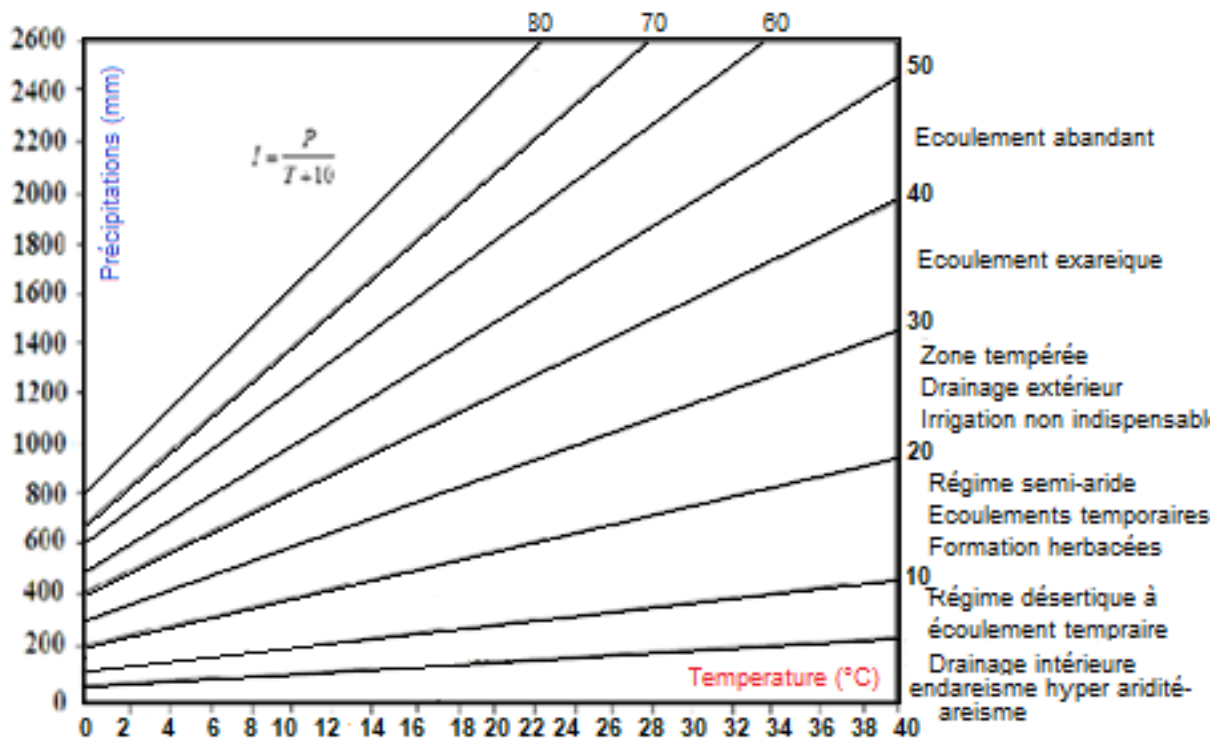


Figure I-6. Diagramme de De Martonne

3.2. Diagramme d'Emberger

Basé sur la projection d'un indice d'aridité (Q_2) sur un diagramme portant en son ordonné les valeurs du Q_2 et en son abscisse les moyennes des minima du mois le plus froid en (°C) (Figure I-7).

Typique au climat méditerranéen, il se calcule avec l'équation (Emberger 1971) :

$$Q_2 = \frac{P}{\left(\frac{M+m}{2}\right)(M-m)} \times 1000$$

Ou :

$$Q_2 = \frac{2000 \times P}{(M^2 - m^2)}$$

Avec :

- P** : est la moyenne des précipitations annuelles (mm) ;
- M** : est la moyenne des maxima du mois le plus chaud (°K) ;
- m** : est la moyenne des minima du mois le plus froid (°K).

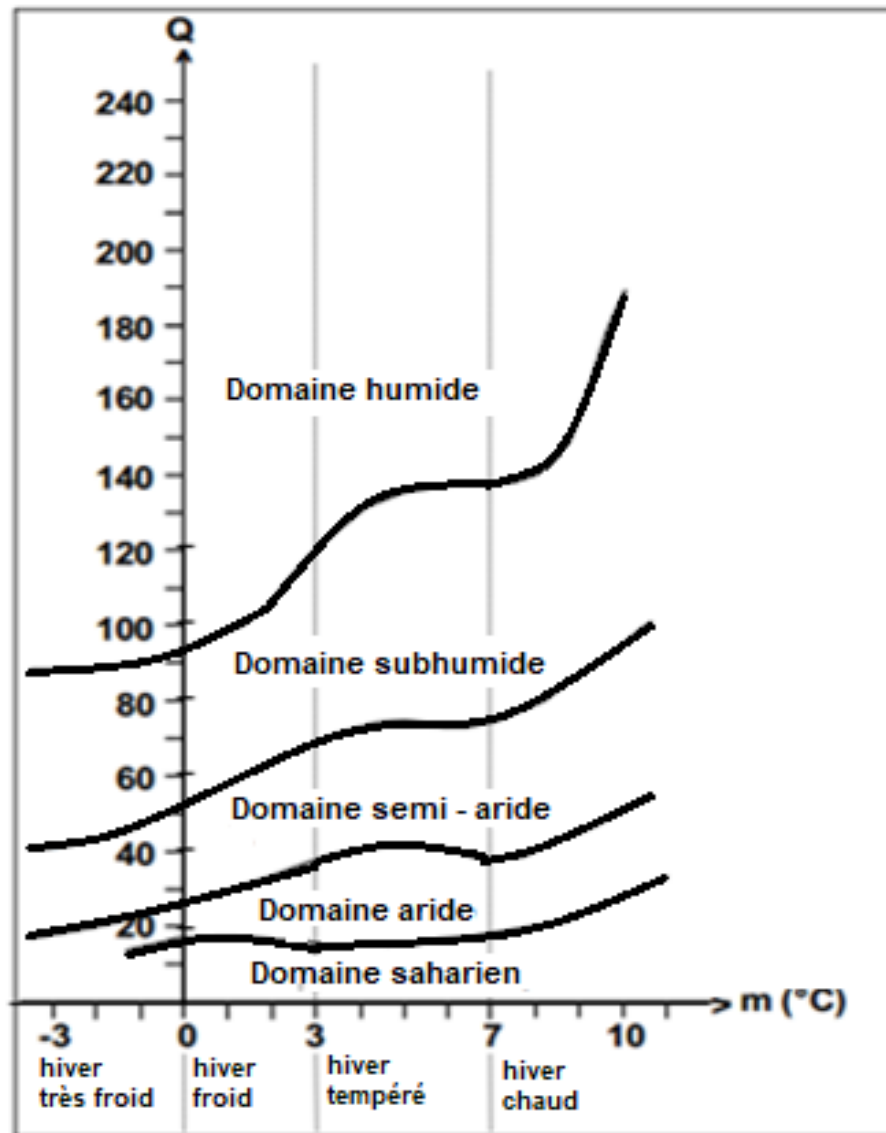
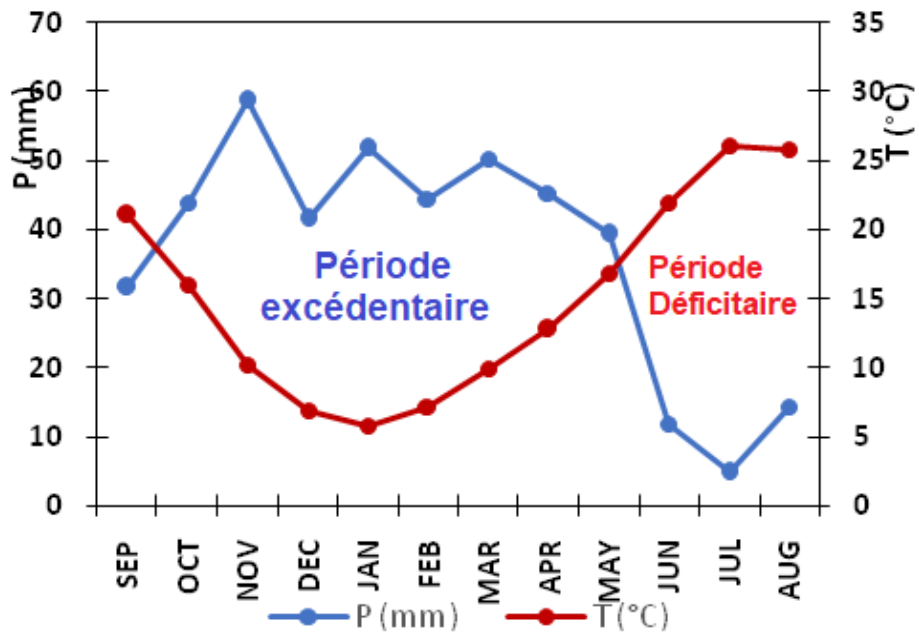



Figure I-7. Diagramme d'Emberger (1971).

3.3. Diagramme ombrothermique

Le diagramme ombrothermique est établi suivant la relation $P = 2T$ (Figure I-8).

L'interprétation est effectuée par rapport au positionnement des courbes l'une sur l'autre, avec :



PERIODE DEFICITAIRE  Courbe des T° passe au-dessus de celle des précipitations


PERIODE EXCEDENTAIRE  Courbe des T° passe au-dessous de celle des précipitations

Figure I-8. Diagramme Ombrothermique.

Remarque : (Application- Séance TD)

Chapitre II : Mesure Hydrologique

I. MORPHOMETRIE DES BASSINS VERSANTS

A. Le bassin versant

1. Définition

Le bassin versant est une surface drainée par une rivière ou cours d'eau. Toutes les eaux dans cette aire s'écoulent et convergent vers un même point de sortie dénommé '*EXUTOIRE*'.

La délimitation du bassin versant dépend du choix ou du positionnement de son exutoire (Figure II-1).

Chaque bassin versant se subdivise en plusieurs sous bassin, à l'exemple des sous bassin de la Tafna.

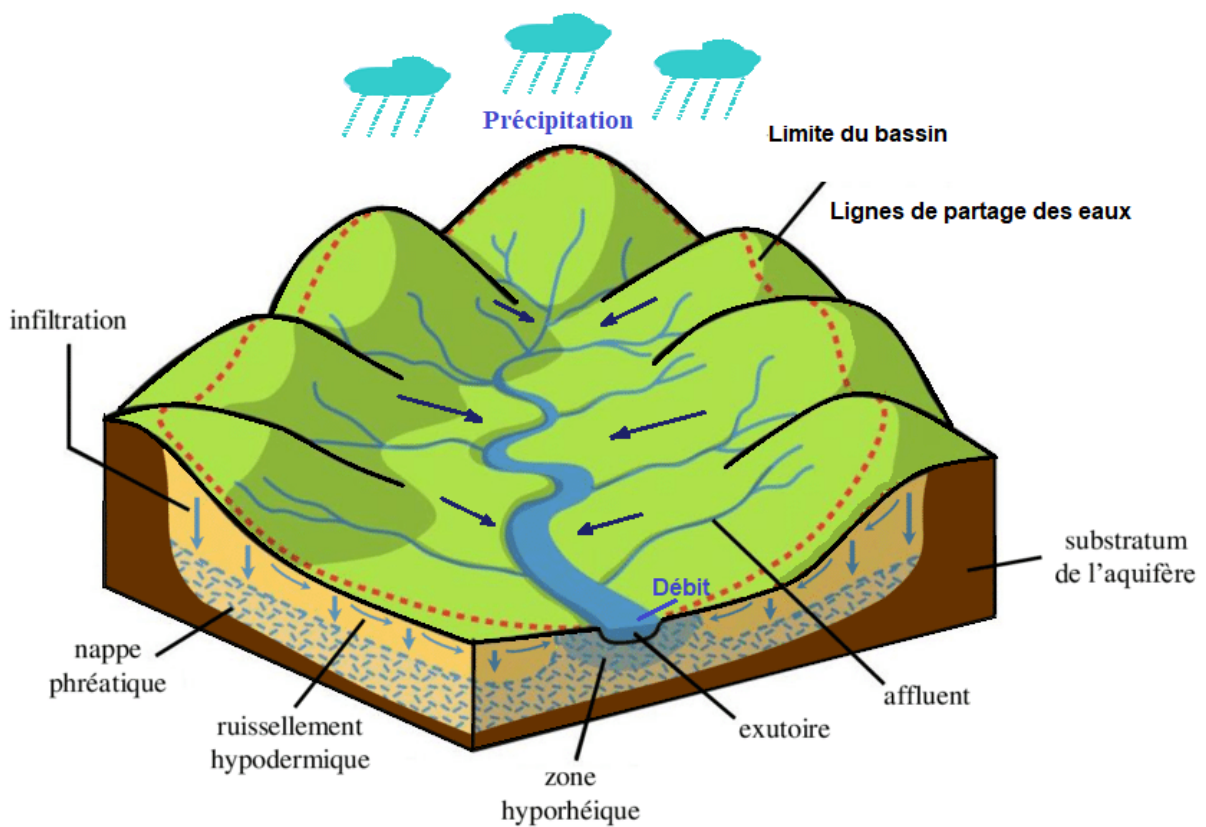


Figure II-1. Bassin versant (Rambourg 2020, modifié).

2. Délimitation du bassin versant

2.1. Délimitation manuelle

La délimitation d'un bassin versant par la méthode manuelle, nécessite l'utilisation d'une carte topographique d'une région considérée.

Elle consiste en un repérage du point *exutoire* sur le cours d'eau principal repéré sur la carte, puis tracer les perpendiculaires aux courbes de niveau, qui permettent de marquer une ligne de liaison qui consistera à la fin la limite du bassin considéré (Figure II-2).

A noter que le réseau hydrographique qui comprend le cours d'eau principal avec ses différents affluents, délimitent préliminairement l'extension de la surface drainée.

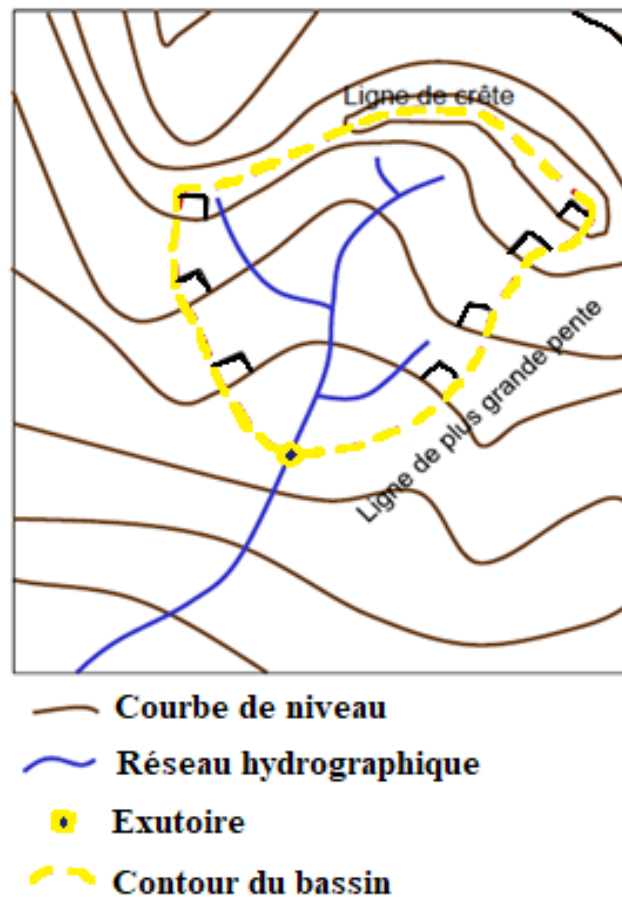


Figure II-2. Schéma explicatif de la délimitation manuelle.

2.2. Délimitation numérique

La délimitation numérique ou automatique d'un bassin versant s'effectue par l'utilisation des Systèmes d'Information Géographique (SIG) sous divers logiciels (Map-INFO, Qgis, ArcGIS, Globber Mapper,...).

Cette délimitation automatique d'effectue par l'exportation (Ou Téléchargement) du Modèle Numérique de Terrain (MNT) dénommé DEM (Digital Elevation Model) de la zone sur laquelle se trouve le cours d'eau étudié, sur l'outil SIG (Avec Logiciel choisi).

- Description

Un modèle numérique de terrain (MNT) est constitué d'une grille sur laquelle chaque intersection est un point possédant des coordonnées de latitude, la longitude et l'altitude (X, Y, Z) (Figure II.3).

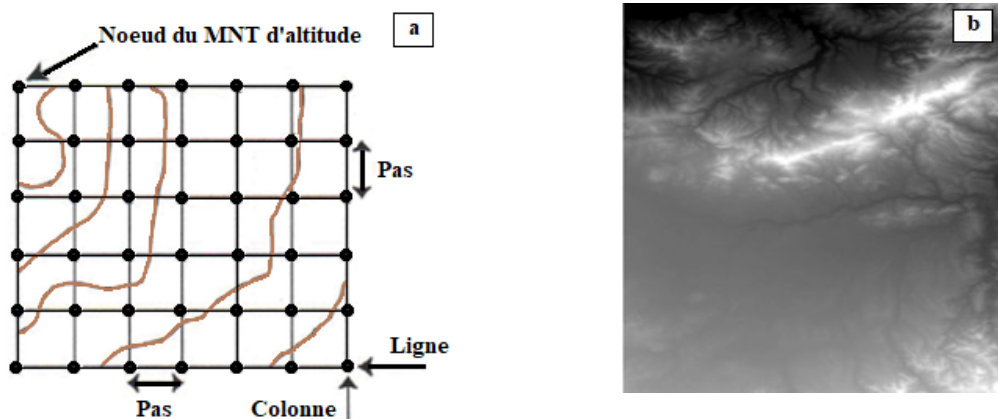


Figure II.3. a. Schéma d'un maillage régulier d'un DEM ; b. MNT téléchargé sous SIG.

Le réseau de drainage peut être également extrait à partir d'un MNT sous SIG.

Son extraction s'appuie sur la détermination des directions d'écoulement de l'eau en chacun des pixels à partir des valeurs altimétriques du MNT Raster ; ceci s'effectue par simulation d'écoulement d'eau de surface dans la zone délimitée (Figure II.4).

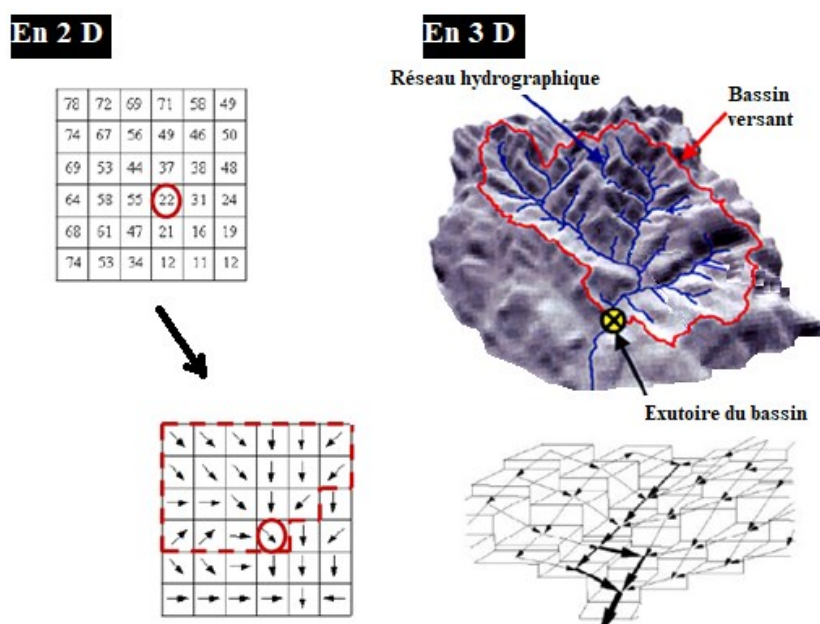
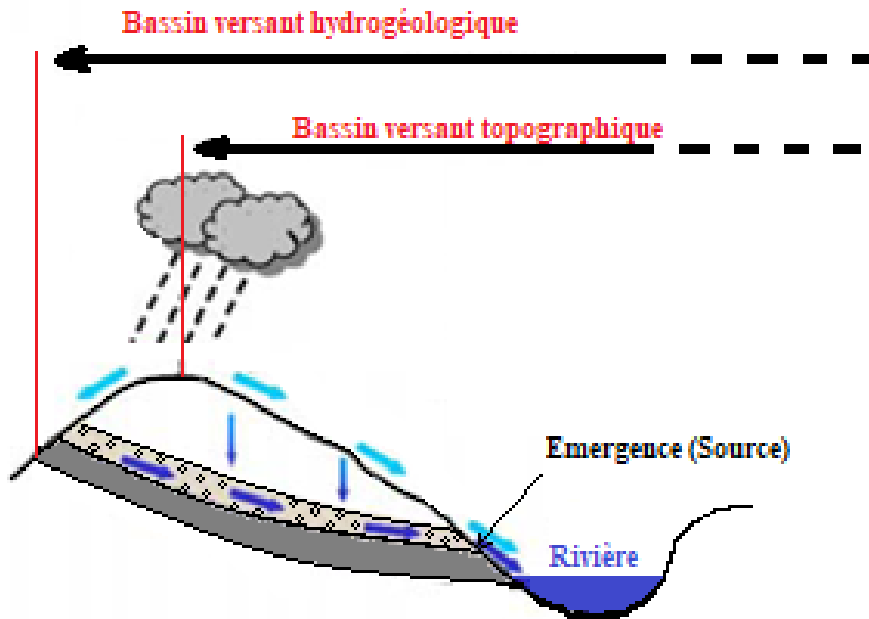


Figure II.4. Illustration d'extraction du réseau de drainage.

3. Bassin versant Hydrogéologique

Est une surface de drainage des eaux de surface et souterraines, limitée par les formations géologiques imperméables (*Cas 1*) et par des lignes des partages des eaux souterraines (*Cas 2*) (Figure II.5) :

Cas 1



Cas 2

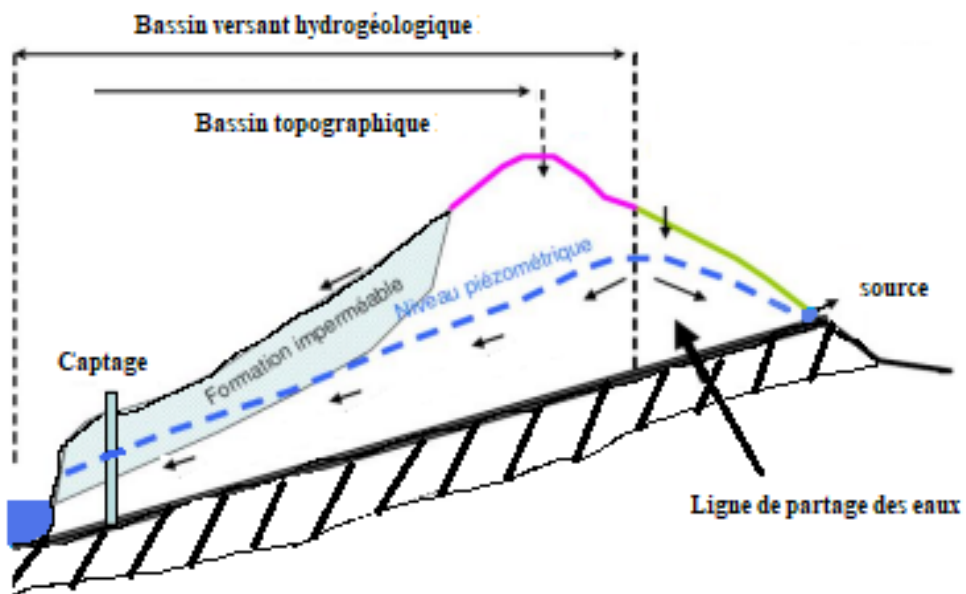


Figure II.5. Bassin versant hydrogéologique.

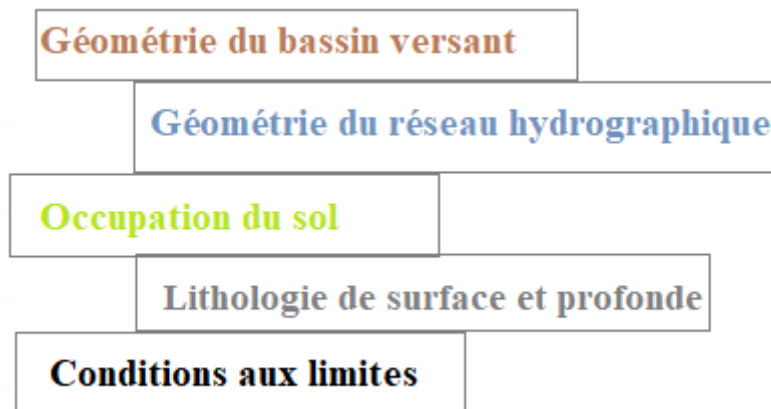
4. Réaction hydrologique

Le comportement hydrologique d'un bassin versant est son comportement face à des précipitations particulières.

Il est estimé par la variation du débit à son exutoire.

Une sollicitation → Bassin versant → Réaction

Ce comportement hydrologique est contrôlé par différents facteurs suivants :



B. Paramètres Géométriques du bassin versant

1. la surface et périmètre

Parmi les méthodes d'estimation de la surface (km²) et du périmètre (km), on peut citer :

Les méthodes de calcul par système "D" qui consiste en une superposition de la limite du bassin versant reportée sur papier transparent et une feuille millimétrique, ou par utilisation de l'appareillage de planimètre (Planimètre) (*Application- Séance TD*).

Le calcul de la surface et le périmètre peut se faire automatiquement par techniques de digitalisation sous un SIG.

2. Relief

L'étude du relief s'effectue principalement par calcul des indices suivants :

2.1. Indice de Gravélius (1914) ou de compacité

Rapport entre le périmètre du bassin versant s'exprime par :

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

Avec :

K_G est l'indice de Gravelius (ou de Compacité),

A : surface du bassin versant [km^2],

P : périmètre du bassin [km].

2.2. Rectangle équivalent

Son utilisation a pour intérêt la comparaison des caractéristiques géométriques et leurs impacts sur l'écoulement entre différents bassins versants.

On supposant que l'écoulement sur un bassin est le même que sur son équivalent en superficie, en indice K_C , en courbe hypsométrique, mais de forme de rectangulaire.

C'est deux longueurs s'expriment en équation suivantes :

$$L = \frac{K_C \times \sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right]$$

$$l = \frac{K_C \times \sqrt{A}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right]$$

Avec :

L : Longueur du rectangle équivalent.

l : Largeur du rectangle équivalent.

K_C : Le coefficient de Gravelius.

2.3. Courbe hypsométrique

La forme du relief peut s'exprimer par une représentation en courbes dénommé "Hypsométriques". Cette courbe est construite par une répartition de l'aire du bassin par rapport à sa variation altimétrique.

Sur l'axe des abscisses, les valeurs repérées représentent les surfaces partielles cumulées soit par unité (km^2 ou en %).

Sur l'axe des ordonnées seront mentionnées les altitudes (en m) correspondantes aux surfaces partielles (Figure II.6).

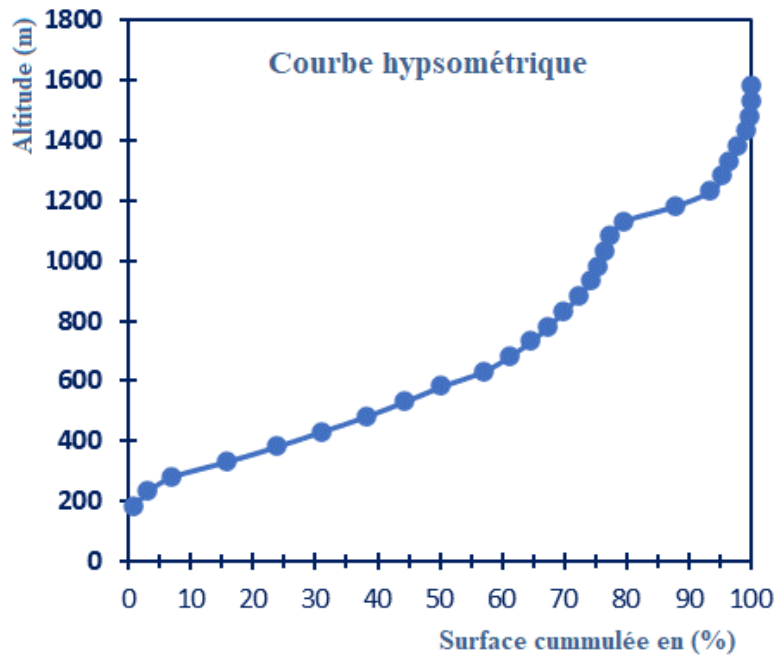


Figure II.6. Courbe hypsométrique.

2.4. Altimétrie

Les altitudes caractéristiques sont distinguées directement de la carte topographique ou de la courbe hypsométrique.

On différencie :

2.4.1. Altimétrie Maximale et Minimale

L'altitude maximale est le point le plus haut, l'altitude minimale est le point le plus bas. Tous les deux dans un seul et même bassin versant.

2.4.2. Altimétrie Moyenne

C'est la moyenne des altitudes déduite de la courbe hypsométrique par l'équation :

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

Avec :

H_{moy} : Altitude moyenne du bassin (m).

A_i : Superficie (A_i) comprise entre deux courbes de niveau (Km^2).

h_i : Altitude moyenne entre deux (2) courbes de niveau (m).

A : superficie totale du bassin versant (Km^2).

2.4.3. Altimétrie médiane

C'est l'altitude correspondante à 50% de la surface cumulée du bassin sur une courbe hypsométrique.

3. Indices de Pente

3.1. Indice de pente

Est donné par l'expression :

$$I_p = \frac{\sum_n^1 \sqrt{a_i \cdot d_i}}{L}$$

I_p : Indice de pente

L : Longueur du rectangle équivalent

a_i : Surface partielle (Fraction en % de la surface A) comprise entre deux courbes de niveau qui se suivent distantes de d_i .

3.2. Indice global

Le calcul de l'indice global est simple, il suffit de :

$$I_G = \frac{D}{L}$$

Où :

D est la dénivelée prise égale à celle qui sépare les altitudes ayant approximativement 5 % de la surface du bassin au-dessus et au-dessous d'elles : $D_s = H_5 - H_{95}$.

C. Réseaux hydrométriques

Le réseau hydrographique est un ensemble de canaux de drainage naturels ou artificiels, permanents ou même temporaires, sur lesquelles s'écoulent les eaux de provenance superficielle ou souterraine. Sa complexité dépend de plusieurs causes, à savoir : la géologie, le climat, la topographie et l'activité humaine.

La [figure II.7](#) représente quelques géométries types du réseau hydrographique :

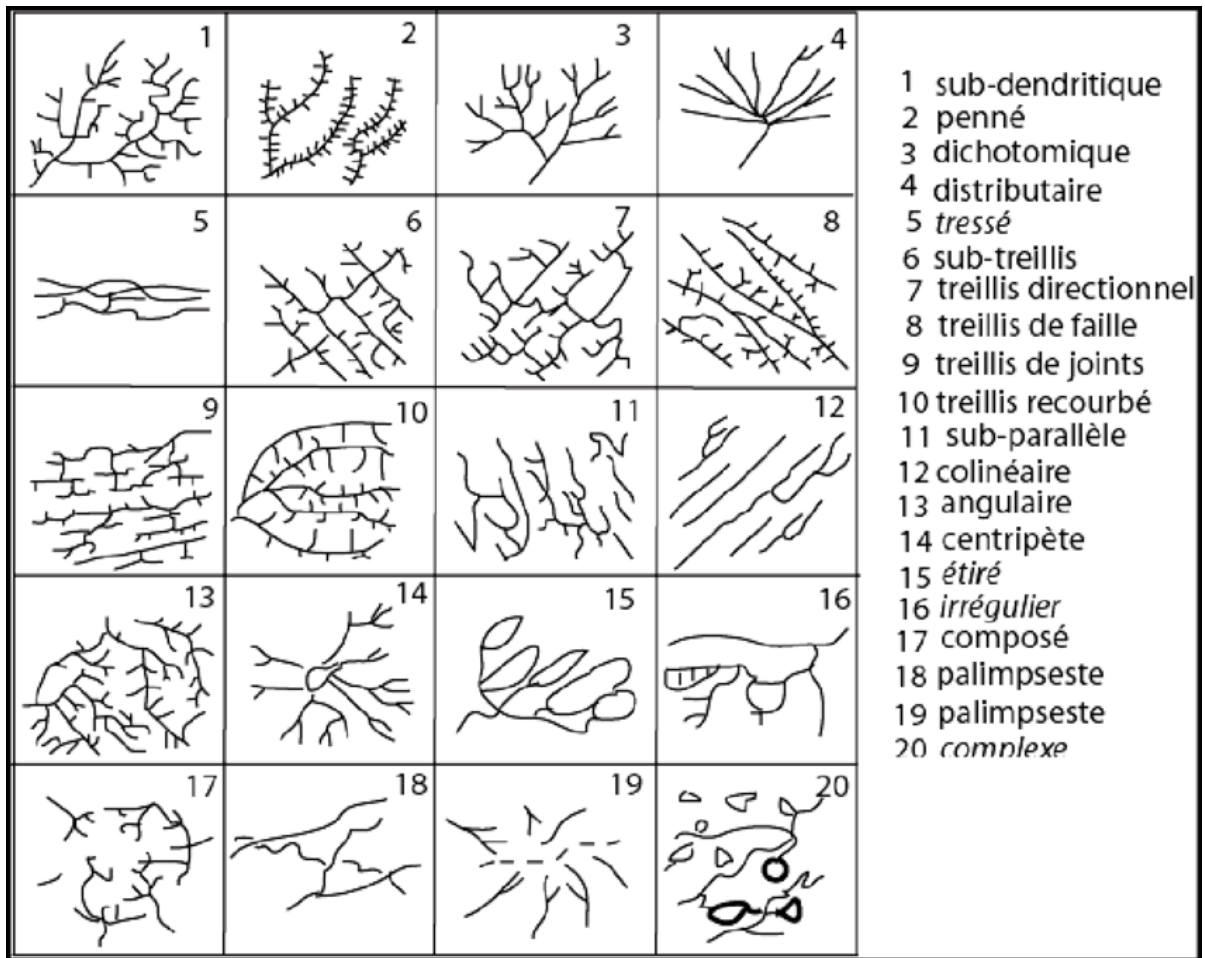


Figure II.7. Classification descriptive: types modifiés de réseau hydrographique (Howard 1967).

1. Profil en long du cours d'eau principal

Est une représentation bidimensionnelle de la distance entre l'exutoire et le point le plus éloigné en amont en fonction de l'altitude du relief (Figure II.8).

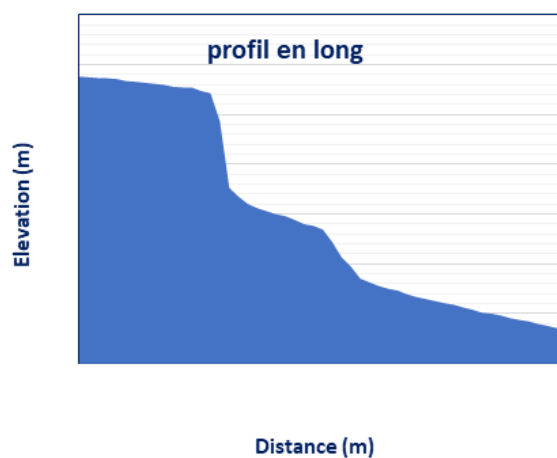


Figure II.8. Profil en long d'un cours d'eau.

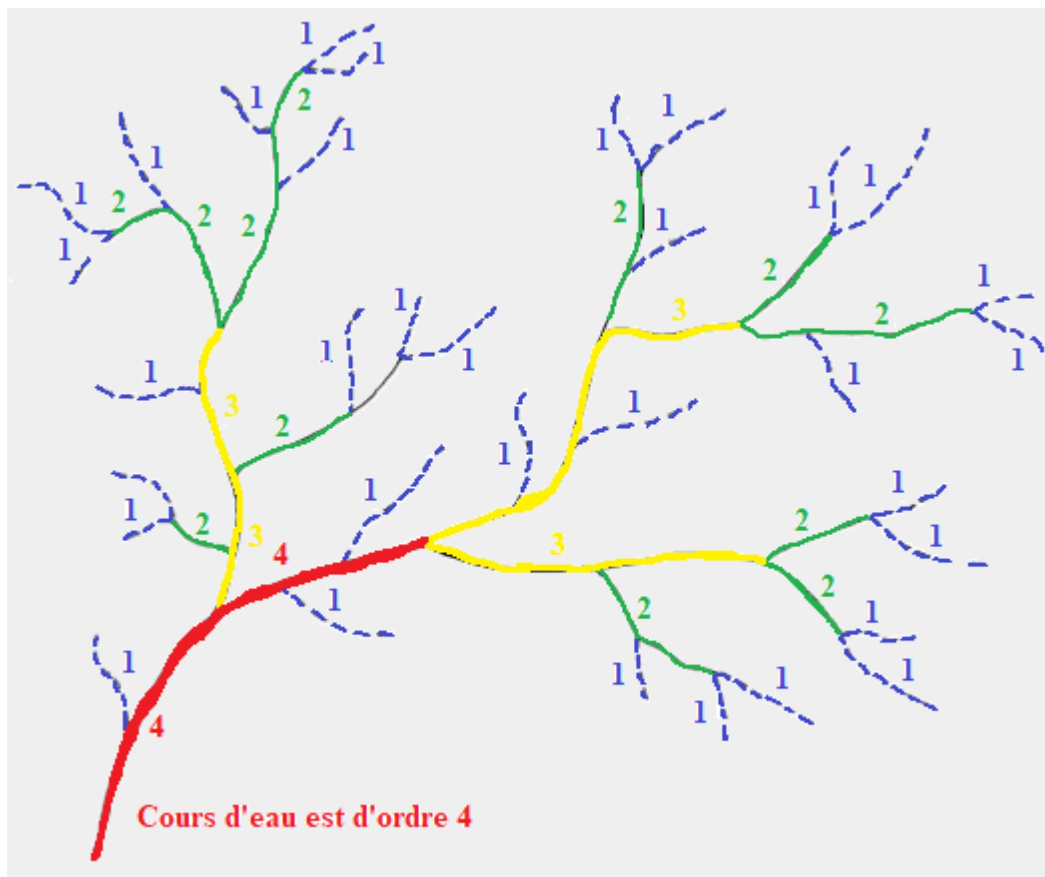
La représentation du profil en long d'un cours d'eau à comme principal intérêt l'observation des irrégularités et les ruptures de pente. Ces dernières demeurent importantes dans toutes les recherches relatives à la fois du comportement des cours d'eau mais aussi des transports solides entraînés lors des évènements pluviaux.

2. Classification ou hiérarchisation des talwegs

Plusieurs méthodes de hiérarchisation des talwegs (Affluents) ont été proposées par différents chercheurs, à l'exemple de la classification de Horton (1945), Strahler (1952), Shumm (1963), et bien d'autre.

Seule la classification de Strahler (1957) sera décrite dans ce cours :

Le développement du réseau de drainage d'un bassin de l'amont vers l'aval est comptabilisé selon cette méthode, par le suivi des instructions ci-dessous (Figure II.9) :



- Les cours d'eau dépourvu d'affluents dépendants sont d'ordre un (1).
- Le cours d'eau formé par la fusion de 2 cours d'eau d'ordre égal est augmenté de un.
- Le cours d'eau formé par l'union de 2 cours d'eau d'ordre différent prend toujours l'ordre du plus élevé.

Figure II.9. La classification des talwegs par [Strahler \(1957\)](#).

3. Paramètres morphométriques quantitatives du réseau hydrographique

3.1. Densité de drainage

Est calculée par la relation :

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A}$$

Avec :

D_d : Densité de drainage (Km/Km²).

L_i : Longueur cumulée de tous les thalwegs (Affluents) du bassin (Km).

A : Aire du bassin (Km²).

3.2. Densité hydrographique

Exprimée par une fréquence F :

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

F : Densité hydrographique (Km⁻²).

$\sum N_i$: Nombre des cours d'eau.

A : Aire du bassin (Km²).

3.3. Rapport de confluence

Le rapport de confluence est calculé par l'équation :

$$R_c = \frac{N_u}{N_{(u+1)}}$$

N_u : Nombre de cours d'eau d'ordre 'u'.

$N_{(u+1)}$: Nombre de cours d'eau d'ordre suivant.

u : Ordre d'un cours d'eau.

3.4. Rapport des longueurs

Son expression est :

$$R_L = \frac{L_u}{L_{(u-1)}}$$

L_u : Longueur moyenne des cours d'eau d'ordre u .

$L_{(u-1)}$: Longueur moyenne des cours d'eau d'ordre (-1) .

u : Ordre d'un cours d'eau.

3.5. Coefficient de torrentialité

Son équation est d'ordre :

$$C_T = D_d \cdot F_1$$

D_d : Densité de drainage (Km/Km^2).

F_1 : Fréquence des thalwegs élémentaire $F_1 = N_1/A$

N_1 : Nombre de cours d'eau d'ordre '1'

A : surface du bassin (Km^2)

4. Cas particuliers des réseaux hydrographiques

Il s'agit de :

- **Défluent** : se distingue du cours d'eau principal par le fait de se diviser en deux ou plusieurs affluents qui ne se rejoignent pas en aval (Figure II.9).
- **Endoréisme**: Observé en zone désertique (aride), c'est le fait qu'un réseau hydrographique n'est relié à aucun autre réseau. L'eau est accumulée en un seul endroit du bassin (Lac, mare ou sursaturation souterraine) (Figure II.10).



Figure II.10. A. diffluence ; B. Endoréisme

II. PRECIPITATION

Toutes les eaux météoriques qui tombent sous forme liquide, solide et même vapeur sur la surface de la terre, provoquées par un changement d'état sous l'effet de la Température et la pression atmosphérique ou par pollution anthropique.

Elles s'expriment en hauteur de précipitations dite aussi lame d'eau précipitée (mm), et par intensité (mm/h).

A. Formation des précipitations

La formation des précipitations nécessite :

1. Condensation

Au-dessus d'un point de congélation au niveau atmosphérique, des gouttes commencent à se former lorsque l'air soulevé devient légèrement sursaturé par rapport à la température environnante.

La saturation est une condition fondamentale pour le déclenchement de la condensation.

La saturation et la condensation peuvent être provoquées par plusieurs processus thermodynamiques :

- Par refroidissement isobare (à pression constante),
- Par détente adiabatique,
- Par apport de vapeur d'eau,
- Par mélange et par turbulence.

En plus de la saturation, la condensation est conditionnée par la présence de noyaux de condensation autour desquels les gouttes d'eau se forment.

Remarque :

Les noyaux de condensation peuvent être :

Suie volcanique,
cristaux de sable,
cristaux de sel marin.
combustions industrielles

2. Coalescence

Est l'agrandissement par collision et imprégnation avec d'autres particules. Les gouttelettes grandissant à différentes vitesses, selon la concentration de vapeur d'eau, elles se déplaceront par des vitesses variables, reliées à leur diamètre et au courant ascendant.

3. Effet Bergeron

C'est le processus le plus efficace dans la formation des gouttelettes. Ces dernières ayant des pressions de saturation plus faibles que celle des gouttelettes environnantes, elles se congèlent et forment des cristaux de glace.

4. Ensemencement

C'est le déclenchement artificiel des précipitations par dispersion de la poudre d'Iodure d'argent sur les nuages.

B. Types de précipitations

- *Précipitations convectives*: Résultantes des ascensions rapides des masses d'air dans les niveaux atmosphériques ;
- *Précipitations orographiques*: résultantes d'une rencontre des deux masses d'air (chaude et humide) et un obstacle topographique spécifique ;
- *Précipitations frontales*: Causées par la détente d'un air humide s'élevant verticalement le long ou au voisinage d'une surface frontale à une vitesse de déplacement différente;
- *Précipitations cycloniques* : Causées par l'activité d'une dépression atmosphérique ;
- *Précipitations artificielles* : Déclenchées par l'action de l'homme sur les nuages par mécanisme d'ensemencement cité précédemment.

C. Régime des précipitations

L'identification et la classification des régimes de précipitation s'effectuent par calcul des précipitations moyennes mensuelles et annuelles même périodiques (Sur une période déterminée) sur diverses régions du globe terrestre. On y retrouve :

1. Régime équatorial humide

Spécifique au bassin de l'amazone (P annuelles moyennes > à 200 cm) ;

2. Régime subtropical humide en Amérique

Régime spécifique de la pointe sud-est de l'Amérique du Nord (P annuelles moyennes comprises entre 100-150 cm) ;

3. Régime subtropical sec

Typique au sud du Maghreb (P annuelles moyennes < à 25 cm) ;

4. Régime intertropical sous l'influence des alizés

Aux côtes Est de l'Amérique centrale (P annuelles moyennes > à 150 cm) ;

5. Régime continental tempéré

Régime des déserts de l'ouest du continent nord-américain (P annuelles moyennes comprises entre 10 et 50 cm) ;

6. Régime océanique tempéré

Sur les côtes ouest des continents (P annuelles moyennes supérieures à 100 cm) ;

7. Régime polaire et arctique

Ce régime du grand Nord Canadien au-dessus de la 60° parallèle (P annuelles moyennes < à 30cm).

III. EVAPORATION ET EVAPOTRANSPIRATION

Rappel :

L'évaporation physique est définie comme étant un changement d'état de l'eau produit en surface d'eau libre et des sols nus.

La transpiration est le fait que l'eau en état vapeur s'échappe des plantes vers l'atmosphère.

La combinaison des deux processus donne le terme d'**EVAPOTRANSPIRATION** couramment utilisé en science hydrologique.

A. Notions sur l'évapotranspiration

Trois formes d'évapotranspiration sont estimées (**Figure II.10**):

- *Evapotranspiration potentielle (ETP)* : c'est la totalité de la quantité en eaux perdue par évapotranspiration au niveau d'une surface avec des conditions agricoles idéales (Exemple : surface de gazon de hauteur égale, recouvrant totalement le sol du terrain, en pleine période de croissance, et gorgé en eau).
- *Evapotranspiration maximale (ETM)* : c'est la totalité de la quantité en eaux perdue par évapotranspiration d'une culture donnée à différents stades du développement sur un terrain particulier, avec des conditions agricoles optimales.
- *Evapotranspiration réelle (ETR)* : c'est la totalité de la quantité en eaux perdue par évapotranspiration, par le sol humide et par les plantes dans des conditions agricoles réelles.

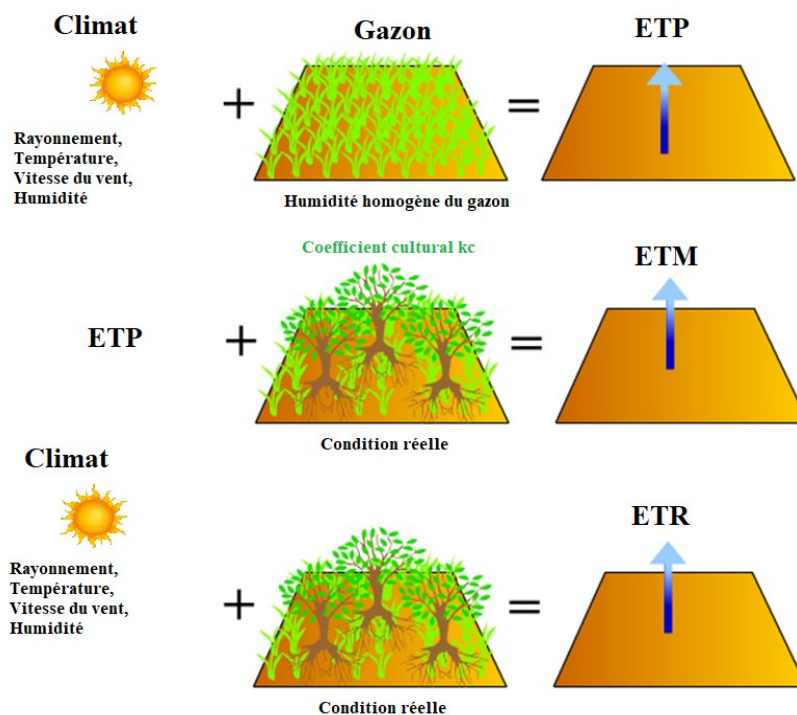


Figure II.10. Schéma explicatif des trois formes d'évapotranspiration (ET).

B. Facteurs d'influence de l'évapotranspiration

Plusieurs facteurs interviennent dans les processus de l'évapotranspiration, on distingue :

- Les conditions climatiques : à l'exemple de la quantité de chaleur disponible, la température de l'air, l'humidité de l'air, la pression atmosphérique, les vents.
- Les conditions physiques : comme l'évaporation au niveau des surfaces libres ; l'évaporation des surfaces dépourvues de végétation, l'évaporation des surfaces enneigées.

IV. HUMIDITE DU SOL ET INFILTRATION

A. Définitions

Par définition **l'humidité du sol**, c'est la quantité d'eau qu'il contient. Elle est dépendante de la qualité du sol (structure et texture) et de sa capacité à retenir l'eau.

Alors que **l'infiltration** qualifie le déplacement vertical de l'eau dans les formations superficielles du sol, sous l'action de la gravité et de force de succion. Elle s'estime par :

- *Le régime d'infiltration (Taux d'infiltration $i(t)$)* : C'est la vitesse d'écoulement d'eau à travers le sol (mm/h), dépendante du régime d'alimentation (irrigation, pluie, ...), de l'état d'humidité et des propriétés du sol.
- *L'infiltration cumulative $I(t)$* : C'est la quantité totale d'eau infiltrée durant une période donnée, exprimée par :

$$I(t) = \int_{t=t_0}^t i(t). dt$$

$I(t)$: Infiltration cumulative au temps t (mm).

$i(t)$: Régime ou taux d'infiltration au temps t (mm/h).

B. Facteurs d'influence d'infiltration

Les principaux facteurs influençant le processus d'infiltration sont :

- *Type de sol* : Définie par sa structure, sa texture et sa porosité.
- *L'occupation du sol*.
- *La topographie* : Géomorphométrie du bassin (La pente et l'orientation du relief agissent sur l'infiltration, exemple : de la forte pente résulte une faible infiltration).
- *L'alimentation en eau* : soit par intensité de précipitations, soit par débit d'irrigation.
- *L'état du sol* : Compaction du sol ou son humidité.

V. LES DEBITS DES ECOULEMENTS DE SURFACE

A. Notions fondamentales

En hydrologie, l'écoulement appelé aussi Ruissellement est le mouvement des eaux à la surface de la terre. Il est favorisé par l'intensité des précipitations. On y distingue deux types de ruissellement :

- L'écoulement de surface
- Et l'écoulement hypodermique (Sub-surface) : Ecoulement effectué en sub-surface du sol (Premiers centimètres) du sol partiellement ou totalement saturés.

Il existe deux modes principaux d'écoulement de surface qui peuvent s'associer :

1^{er} mode - **Ecoulement Hortonien (Par dépassement de la capacité d'infiltration)** : Il se produit lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité maximale du sol à absorber l'eau.

2^{ème} mode - **l'écoulement sur surfaces saturées**: Il se produit par dépassement soit de la capacité du sol à stocker l'eau ou dépassement de la capacité de transmission latéralement du flux d'eau.

B. Les débits d'écoulement

Est un volume d'eau passant à travers un endroit donné du cours d'eau dans un intervalle de temps spécifique.

En plus des précipitations, le débit dépend de la géo-morphométrie de son cours d'eau (Sa pente, sa largeur, sa profondeur, etc.), et de la forme de son bassin versant.

VI. TRAITEMENT DES DONNEES

Les données des différents paramètres du cycle hydrologique déterminées soit par des méthodes directes ou indirectes au niveau des stations météorologiques ou hydrométriques implantées dans divers emplacement dans les bassins versants, sont archivées sous forme de données journalières, mensuelles et annuelles dans des annuaires ou numérisées dans des fichiers tabulaires .

Ces données subissent divers traitements, à l'exemple :

A. Traitements statistiques descriptifs

Il s'agit de calculer des nombre statistiques

- Valeurs centrales : Moyenne, mode, médiane
- Valeurs extrêmes : Minimale, Maximale
- Valeurs de dispersion : Variance, écart-type.

Mais aussi l'utilisation des représentations graphiques : Courbes, Histogramme, ...etc.

B. Traitements statistiques corrélatoires

L'utilisation des traitements statistiques corrélatoires par analyses de régressions et corrélations ont un grand intérêt en hydrologie quantitatif pour étudier les relations entre les variables hydrologiques, climatologiques, géomorphologiques, ... etc.

Leurs usages ont pour intérêt :

1. Extension ou le comblement dans le temps de séries d'observation hydrologiques.
2. Prévisions de données hydrologiques (Période d'étiage, crues ...) relatives aux conditions météorologiques observées.
3. Extension géographique des données hydrologiques pour des bassins non observés par utilisation des données et caractéristiques hydrologiques des bassins avoisinants.

Chapitre III : Analyse Hydrologique

I. MESURES DES PRECIPITATIONS

Les mesures des précipitations se font dans une station météorologique appelée aussi station pluviométrique. La quantité d'eau précipitée est mesurée pour un intervalle de temps fixe (exemple : Prise de mesure chaque 4h00).

Elles s'expriment en lame d'eau précipitée par unité de surface horizontale (exemple 25mm) ou par intensité qui est pour cette même lame d'eau précipitée par unité de temps (mm/h).

A. Appareillages de mesure

Il existe plusieurs appareillages et instruments de mesure des précipitations dénommés 'pluviomètres'

On peut citer :

- *Pluviomètre anciens (Non enregistreur)*

Les anciens pluviomètres étaient construits, soit en bac pluviométrique de forme rectangulaire ou circulaire de hauteur et de surface considérées, pour recueillir de précipitation ; soit d'un seau gradué et calibré pour le recueil des eaux précipitées.

- *Pluviomètre récents (automatique ou enregistreur)*

Les pluviomètres actuels enregistrent automatiquement la lame d'eau précipitée grâce aux augets à basculement.

Un pluviographe est un instrument qui comporte un dispositif d'enregistrement (Tambour à papier gradué près de l'appareil) de l'évolution de la quantité d'eau de pluie sans interruption dans le temps.

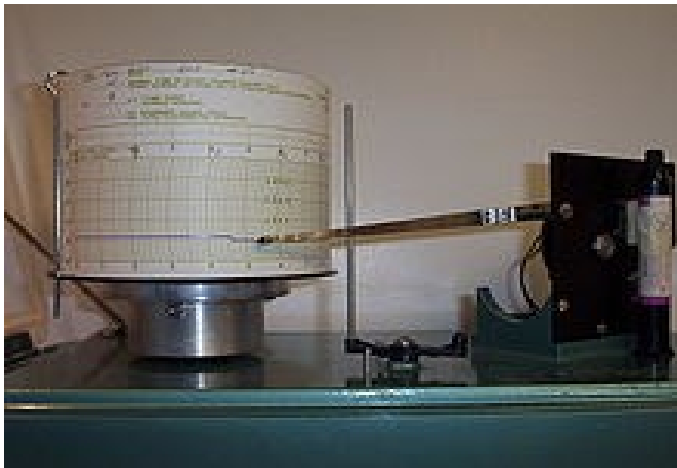
Il permet de déterminer l'intensité des épisodes pluvieux et la gestion des crues (Figure III.1).



Pluviomètre non enregistreurs



Bac pluviométrique



Pluviographe



Pluviomètre à auget basculeurs

Figure III.1. Appareillage de mesure de précipitation (mm).

B. Méthode d'évaluation spatiale des précipitations

1. Méthode de la moyenne arithmétique

La hauteur des précipitations moyennes régionales est la moyenne arithmétique des valeurs enregistrées dans plusieurs stations du bassin durant une même période, son équation est la suivante :

$$P = N^{-1} \sum_0^n P_i$$

N: nombre de stations;

P_i: précipitations enregistrées dans la station i;

2. Méthode des polygones de Thiessen

Consiste à décomposer la surface totale du bassin versant en polygones entourant les différentes stations de mesures de précipitations, de façon à attribuer à chacune des surfaces polygones. La valeur de lame d'eau précipitée enregistrée sur la station est considérée comme répartie sur toute la surface du polygone (*Application- Séance TD*).

L'estimation de la hauteur moyenne des précipitations sur l'aire globale du « B.V » est calculée par l'équation :

$$P = \frac{\sum S_i h_i}{A}$$

S_i : Superficie comprise du polygone de la station i ;

h_i : Hauteur des précipitations enregistrée sur cette station.

3. Méthode des isohyètes (Isovaleurs)

Les isohyètes sont des courbes isovaleurs de même pluviosité (Pluies annuelles, mensuelles, journalières, etc.) tracées grâce aux valeurs pluviométriques acquises aux stations du bassin et aux autres stations avoisinantes (*Application- Séance TD*).

Une fois les courbes isohyètes tracées, la hauteur moyenne des précipitations est calculée par l'expression :

$$P_{moy} = \frac{\sum S_i P_i}{A} \text{ avec, } P_i = \frac{(h_i + h_{i-1})}{2}$$

P_{moy} : Précipitation moyenne sur le bassin,

A : Surface totale du bassin,

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

Et

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

S_i : Superficie comprise entre les isohyètes i et $i-1$

h_i : Hauteur des précipitations de l'isohyète i .

Cette méthode peut être appliquée soit manuellement par méthodes triangulaires, soit automatiquement sous logiciel de cartographie (*Application- Séance TD*).

Remarque : Cette méthode tient compte de la distribution géographique des station.

II. CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION

L'évapotranspiration est estimée selon par l'appréciation de l'évapotranspiration potentielles (ETP) et réelle (ETR). Ces dernières sont calculées par des équations empiriques et par bilan hydrique, on cite :

A. Evapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle est calculée sur la base d'utilisation du paramètre thermique mensuel (Thornthwaite 1948), l'équation est :

$$ETP = 16 \left(\frac{T \times 10}{I} \right)^\alpha$$

$$I = \sum i$$

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514} \quad \text{et} \quad \alpha = 0.016I + 0.5$$

Avec :

ETP: Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm);
T: Température moyenne mensuelle (°C);
i: Indice thermique mensuel;
I: Somme des indices mensuels de l'année;
 α : Indice liée à la température.

ETP corrigée est déduite de la formule:

$$ETP_{\text{Corrigée}} = ETP \times F$$

F: facteur correctif fonction du mois (m) et de la latitude.

B. Evapotranspiration réelle

Plusieurs méthodes sont abordées :

1. Bilan hydrique (Thornthwaite 1948)

Les valeurs d'ETR mensuelle et annuelle sont déduites à partir une comparaison des valeurs de l'évapotranspiration mensuelle (ETP) et des hauteurs des précipitations mensuelles (P).

Plusieurs cas peuvent se présenter:

- **ETP < P** → ETR = ETP

- **ETP = P** → ETR = P

- **ETP > P** → ETR = P + tout ou partie de la réserve en eau du sol jusqu'à épuisement de celle-ci.

- Lorsque les réserves en eau du sol sont épuisées et que **ETP > ETR**, ETP – ETR = Déficit

(Application- Séance TD)

2. Formule de Turc

Son expression est :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Avec,

ETR: Evapotranspiration dans des conditions réelles;

P: Hauteur des précipitations annuelles (mm);

L = 300+25T+0.05T³ et **T**: Température moyenne annuelle (°C).

3. Formule de Coutagne

Elle est calculée par :

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

$$\lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14 T}$$

D: Déficit d'écoulement (ETR) en m;

P: Précipitations moyenne annuelles en (m)

T: Température moyenne annuelles en (°C).

L'application de cette formule est conditionnée par :

$$\frac{1}{8\lambda} < P < \frac{1}{2\lambda}$$

4. Méthode de Wundt

C'est le report direct des températures moyennes annuelles et les précipitations annuelles enregistrées dans une même unité météorologique sur l'abaque de Wundt (1937) modifié par Coutagne (1954) (Figure III.2).

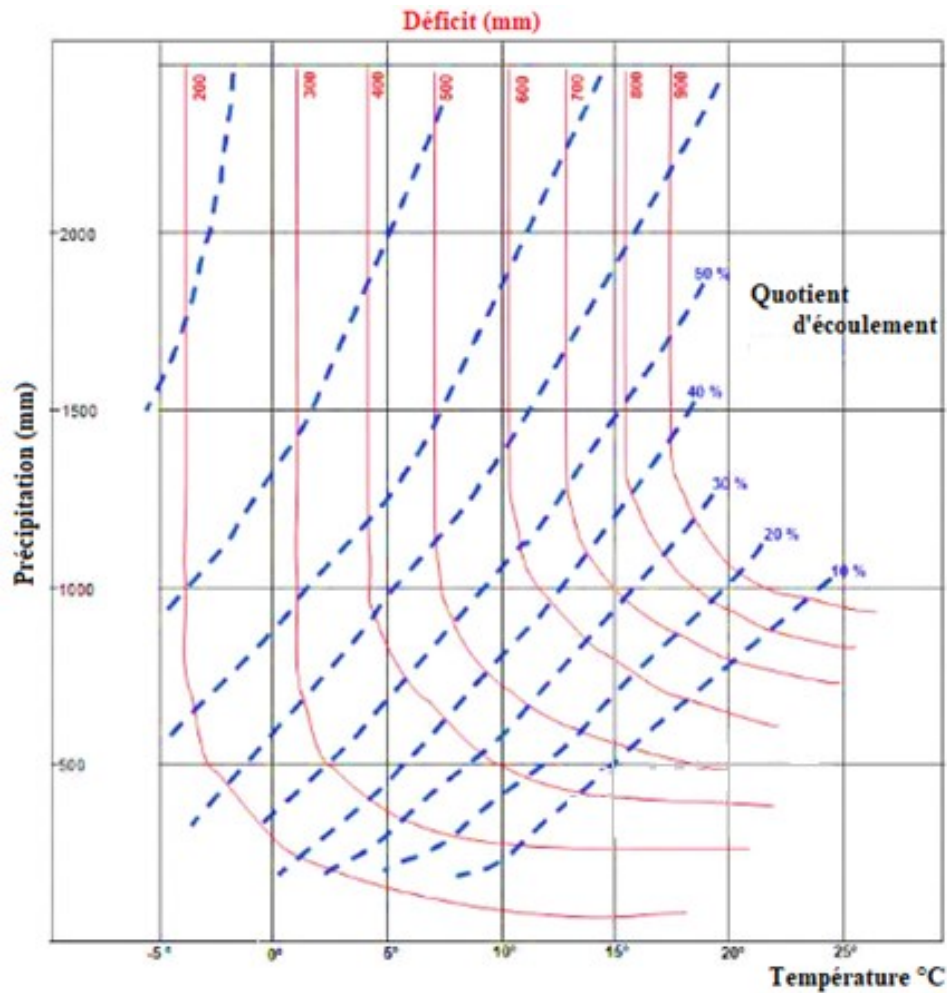


Figure III.2. Abaque de Wundt modifié par Coutagne (1954).

C. Paramètres déduits

Plusieurs paramètres sont déduits après calcul des valeurs d'ETP et ETR, il s'agit de :

1. Eau ruisselée

Lame d'eau ruisselée moyenne annuelle, en zone aride, est calculé en utilisant de la formule (Tixeront-Berkaloff :

$$R = \frac{P^3}{3 \times ETP^2}$$

Avec,

R : Ruissellement moyen annuel (mm);

P: Précipitations annuelles (mm)

ETP: Evapotranspirations potentielles annuelles (mm).

2. Eau infiltrée

L'infiltration est déduite de l'expression du bilan hydrique, elle devient :

$$I = P - ETR - R$$

III. ANALYSE DES DEBITS

Pour la compréhension des réactions hydrologiques des bassins versants à des sollicitations pluviométriques, plusieurs méthodes hydrométriques sont appliquées pour mesurer les différents paramètres caractérisant les écoulements dans les cours d'eau. Il s'agit de :

A. La limnimétrie

C'est la technique de mesure de la côte de la surface d'eau libre (H), qui s'exprime en mètre (m).

Cette méthode consiste à placer un dispositif formé d'une échelle graduée appelée Echelle limnimétrique, fixée sur un support au bord du cours d'eau. La lecture de la variation de la hauteur d'eau dans le temps se fait directement sur l'instrument fixé.

Le limnimètre peut être verticale ou inclinée ([Figure III.3](#)).



Echelle limnimétrique vertical

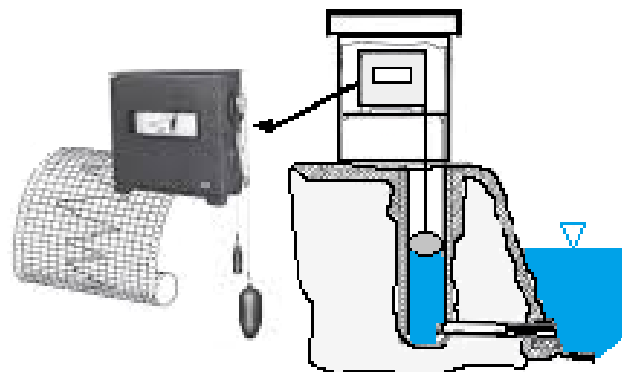


Echelle limnimétrique inclinée



Figure III.3. Echelle limnimétrique

Le limnigraphe est un appareil enregistrement automatique des niveaux d'eau d'un cours d'eau en fonction du temps. Il existe plusieurs types de limnigraphe à l'exemple du limnigraphe à flotteur, limnigraphe à pression, limnigraphe électronique...(Figure III.4) :



Limnigraphe à flotteur



Limnigraphe à radar



Limnigraphe à pression

Figure III. 4. Limnigraphe

Le report des valeurs des hauteurs d'eau (m) dans une section d'un cours d'eau en fonction du temps (h) constitue une courbe $H = f(t)$ dénommée limnigramme (Figure III.5).

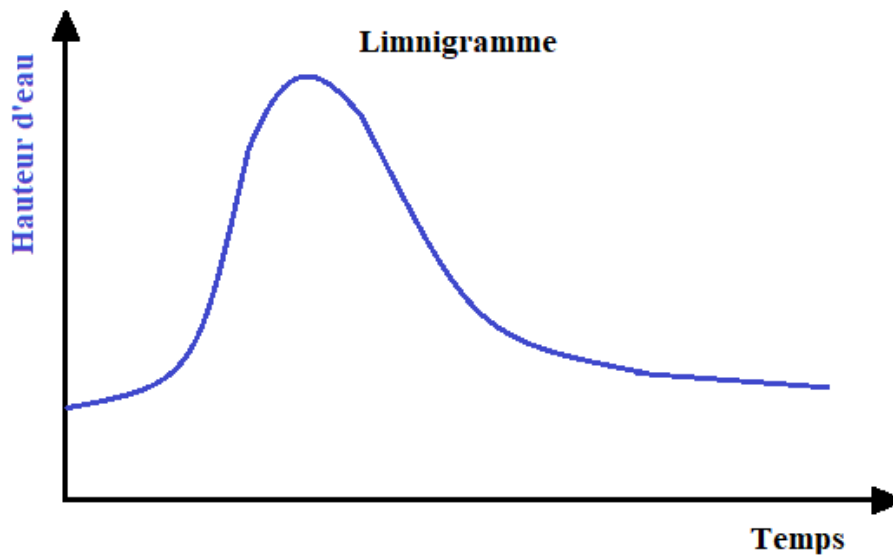


Figure III.5. Limnigramme.

B. La débitmétrie

Technique de mesure des débits du cours d'eau (Q). Un débit est le volume total d'eau traversant une section droite d'un cours d'eau pendant une période temporelle considérée. Il s'exprime en m³/s ou l/s.

Il existe plusieurs catégories de mesure de débit :

1. Jaugeage capacitif (dite méthode volumétrique)

La détermination du débit se fait directement par chronométrage du temps de remplissage d'eau dans un récipient (seau) d'une contenance donnée (exemple : Seau de 5L).

Cette méthode est idéale pour des débits faibles (Figure III.6).

Le débit est égale alors à :

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

Avec

Q : débit d'eau en l/s ou m³/l.

V : Volume d'eau (L ou m³).

t : temps (s).

2. La méthode d'injection de produits chimiques (Essai de traçage)

Cette méthode consiste à injecter une solution chimique dans un point fixe ou dans une section en amont d'un cours d'eau et de suivre l'évolution de sa concentration en fonction du temps dans un point ou une section en aval. Cette méthode est appelée aussi "Essai de traçage".

3. Les méthodes hydrauliques

Comprend la conception et la construction des déversoirs et des canaux calibrés pour l'obtention des valeurs des débits d'eau par l'utilisation des formules qui obéissent aux lois d'hydraulique.

4. Exploration du champ des vitesses

S'effectue par une prise de mesure des vitesses de l'écoulement sur plusieurs niveaux d'une section transversale d'un cours d'eau, en suivant une trajectoire verticale (de surface vers le fond) et une horizontale (Traversée entre les deux rives gauche et droite). Ces mesures de vitesses sont réalisées par un matériel adéquat (moulinet, saumon, ...etc).

- Principe de la méthode

Pour une section transversale de surface S (m²), le débit d'écoulement de l'eau est défini à partir de la vitesse moyenne V (m/s) à cette même section par la formule globale :

$$Q (m^3/s) = V (m/s) \cdot S (m^2)$$

Le jaugeage se fait à l'aide du moulinet hydrométrique qui permet de mesurer la vitesse ponctuelle de l'écoulement. Le nombre de mesures sur la verticale dépend de la profondeur du lit par rapport à la surface de l'eau (Figure III.7).

Le calcul du débit moyen de l'écoulement sur la totalité de la section S est égal au double intégral des vitesses v_i définies en chaque point de la section de profondeur p_i (oscillant pour chaque verticale de 0 à la profondeur maximale P) et d'abscisse x_i (variant pour chaque verticale de 0 à la longueur L) (Application- Séance TD).

L'expression est :

$$Q = \int_s \int v . dS = \int_0^y \int_0^x v_i . dp . dx$$



Jaugeage capacitif



Méthode hydraulique



Méthode physico-chimique



Exploration de champ de vitesse

Figure III.6. Méthodes de mesure des débits

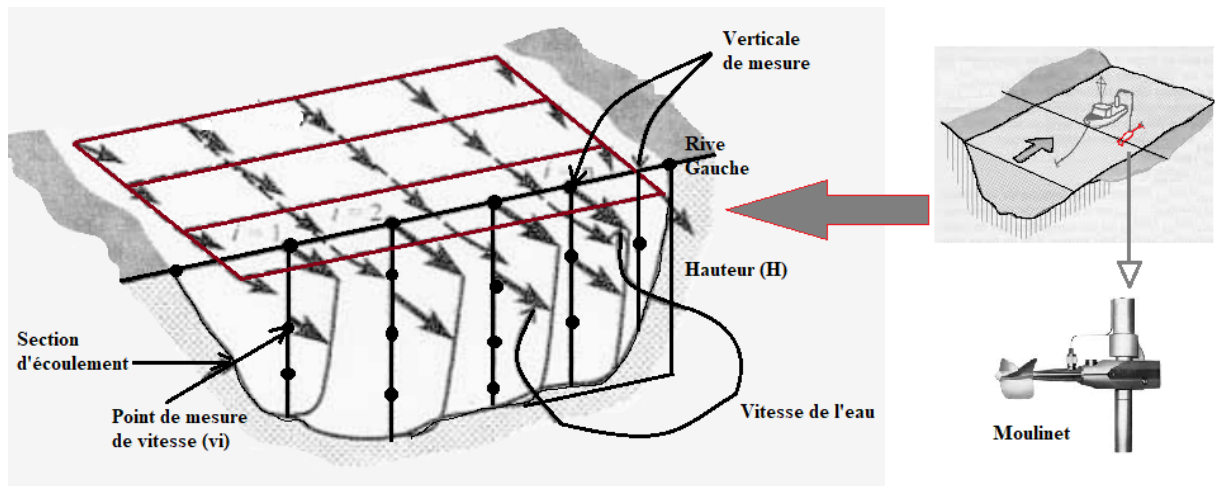


Figure III.7. Mesure du champ de vitesse à travers une section transversale.

Le report des débits par rapport au temps pour une section attribuée $Q=f(t)$ est appelée hydrogramme (Figure III.8).

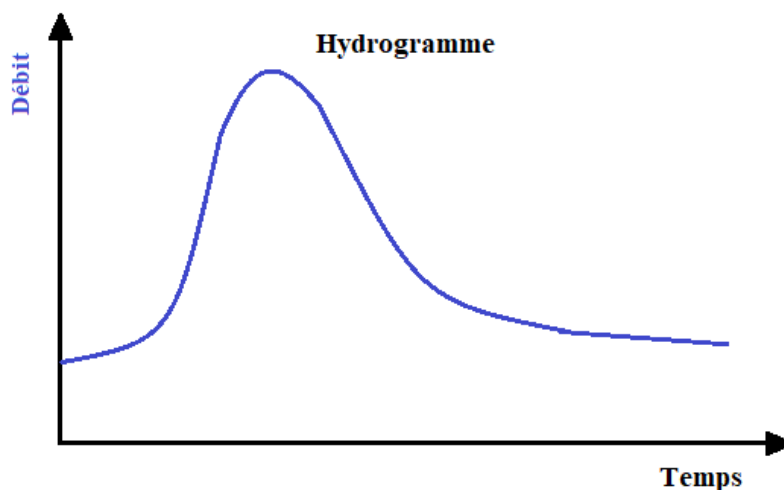


Figure III.8. Hydrogramme.

IV. RELATIONS PLUIE-DEBIT

A. Description

L'étude des liens entre les précipitations (p) et les écoulements (Q) résultant. Son objectif réside dans (Figure III.9) :

- La compréhension des mécanismes qui participent dans la formation des débits ;
- Le comblement des lacunes des mesures au niveau des stations de jaugeages et la reconstitution par extrapolation des anciennes mesures ;

- L'estimation des caractéristiques hydrologiques des bassins versants dépourvus de stations de jaugeages ;
- La prévention du comportement des bassins versants perturbés par les activités humaines ;
- La prédétermination des débits de fréquences exceptionnelles pour la prévention contre les catastrophes naturelles à l'exemple des inondations ;
- La prévention continue, en temps réel, des débits.

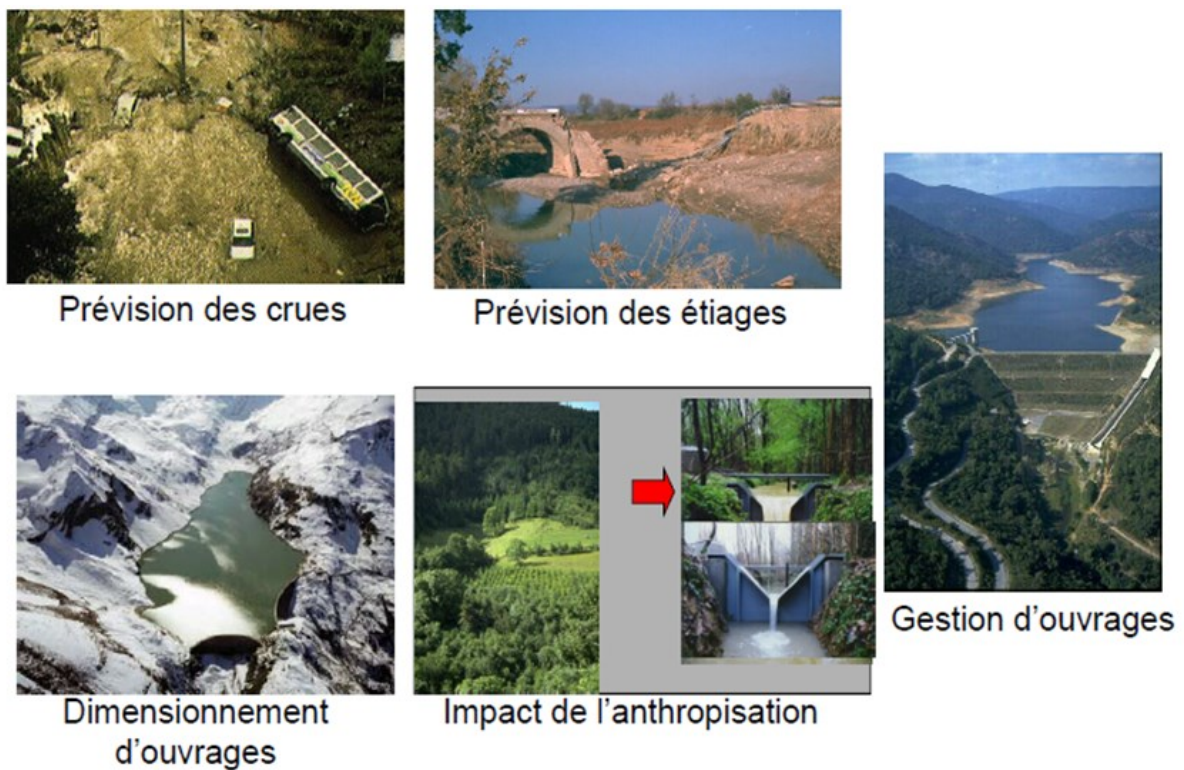


Figure III.9. Enjeu d'étude des relations pluie-débit

Les relations entre pluie-débits peuvent être assurées pour divers pas de temps.

Elles sont traitées par diverses formes, d'une simple la régression effectuée entre les lames d'eau écoulées et précipitées, jusqu'au modèles mathématiques les plus complexes.

B. Modèle hydrologie (Pluie –Débit)

Est une représentation simplifiée, partielle ou total de la relation pluie-Débit pour un bassin particulier. Grace à un ensemble d'équations mathématiques, il peut transformer des séries temporelles d'une unité géographique donnée (Bassin versant).

Exemple :

Transformation d'une série de précipitation (*Série d'entrée du modèle*) en une série de débits (*Sortie du modèle*), avec une introduction des facteurs supplémentaires pour minimiser les erreurs liée aux hypothèses simplificatrices de la modélisation (Figure III.10).

Il existe quatre (4) types de variables au modèle hydrologique :

- Variables d'entrées : Ensemble de variable introduit au modèle, dépendant du temps et/ou de l'espace (Pluie, ETP, Paramètres hydrodynamiques du milieu, ...etc.).
- Variables de sorties : Le modèle répond par un ensemble de variables (débits, flux, Concentration de contaminant, ...).
- Variables d'état : Caractérisent l'état du système modélisé et variable ou évolutive dans le temps.
- Paramètres de calage : Valeurs de d'autres variables déterminées par calage (Conductivité hydraulique à saturation, ...).

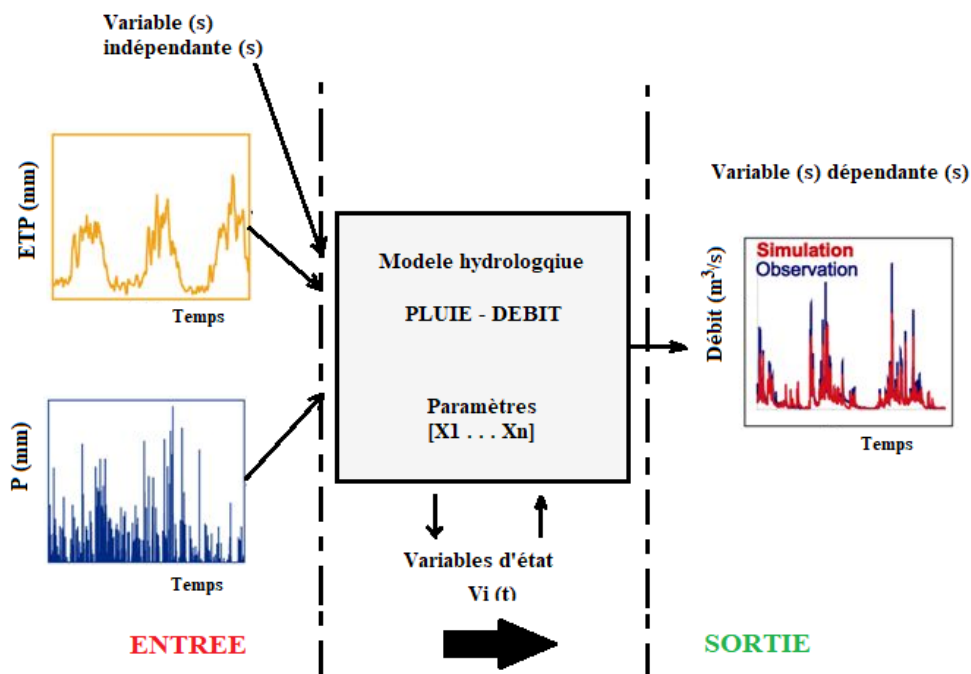


Figure III.10. Principe du Modèle hydrologique – Pluie –Débit.

1. Approches de développement du modèle pluie-débit

Différentes approches ont été créés pour la représentation de la relation pluie-débit, on y distingue :

1.1. Approches selon le degré d'abstraction

- Modèle empirique : basée sur l'utilisation des relations mathématiques directes établies en boîte noire du modèle (Entre entrée et sortie) ;
- Modèle conceptuel : La relation pluie-débit mais sans utilisation des lois physiques.

- Modèle à base physique : Relation pluie-débit par utilisation des lois physiques.

1.2. Approches selon la nature de variable

- Modèle déterministe : Même entrée produit toujours la même sortie.
- Modèle stochastique dit probabiliste : Autorise la génération aléatoire des données par des lois de distributions particulières.

1.3. Approches selon la répartition spatiale

- Modèle global : Une seule entité spatiale homogène (Approche par bilan). La variabilité spatiale des processus n'est pas prise en considération dans ce modèle.
- Modèles distribué et semi-distribué : la variabilité spatiale des processus et des variables d'entrée sont prisent en compte, soit dans leurs totalités on parlera alors de modèle distribué (spatialisé), ou partiellement, il s'agit alors du modèle semi-distribué (semi-spatialisé).

Références

American Society of Civil Engineers (Ed.) (1996). Hydrology handbook, 2nd ed. ed, ASCE manuals and reports on engineering practice. ASCE, New York, 325p.

Bonnet M., Delaroziere-Bouillin O., Jusserand Cl., Rou P. (1970) Calcul automatique des 'Bilan d'eau' mensuels et annuels par les méthodes de Thornthwaite et de Turc. *BRGM: 70 SGN 107 HYD*, 20 p.

Coutagne A. (1954) Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. *La Houille Blanche*, 40:3, pp.360-374.

De Martonne E. (1923) Aridité et indices d'aridité. *Comptes Rendus, Académie des Sciences*, 182(23), pp. 1935-1938.

Dubreuil P. (1966) Les caractéristiques physiques et morphologiques des bassins versants : leur détermination avec une précision acceptable. *Service d'Hydrologie, office de la recherche scientifique et technique Outre-mer*, France. 31 p.

Emberger L. (1971). *Travaux de Botanique et d'Ecologie*. Masson, Paris, 520 p.

Hocine F., Belhadj-aissa M., Haddoud F., Ouarzeddine M., belhadj-Aissa A. (2008) Simulation du comportement des écoulements d'eau en utilisant le réseau hydrologique d'un bassin versant : cas de l'oued Benimessous, Algérie. *Téledétection (8), Ed., Archives Contemporaines / Gordon and Breach Scientific Publishers*, 8 (3), pp. 179-191.

Howard A.D. (1967) Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, Tulsa, 51, pp. 2246-3428.

Musy A. (2005) Cours polycopié d'hydrologie générale, 2^{ème} année : Enseignement à distance, EPFL, Lausanne, Suisse. <https://echo2.epfl.ch/e-drologie>.

Perrin, C., Michel, C. and Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation, *Journal of Hydrology*, 279 : 275-289.

Rambourg D. (2020) Transposition de paramètres estimés par inversion d'un modèle hydrodynamique bidimensionnel à un modèle de transport de soluté tridimensionnel : méthodologie et application à un aquifère alluvial. Thèse doc. Université de Strasbourg, 189p.

Roche, P.A., Miquel, J., Gaume, É., Marsily, G. (2012) Hydrologie quantitative: processus, modèles et aide à la décision, Ingénierie et développement durable. Springer, Paris Berlin Heidelberg, 612p.

Rodier J. (1980) Relations pluie-débit. *La Houille Blanche* 66, 233-234. <https://doi.org/10.1051/lhb/1980019>.

Simon R. (1956) Étude de la propagation des ondes dans le modèle de Roche généralisé, *Annales d'Astrophysique*, Vol. 19, p.115.

Singh V.P. (1995) Accuracy of kinematic and diffusion wave approximations for space independent flows on infiltrating surfaces. *Hydrological Processes*, Vol. 9, pp. 1-18.

Strahler A. (1957) Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union*, 38, pp. 913-920.

Thornthwaite C.W. (1948) An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, 38, pp. 55-94.

Touchebeuf de Lussigny P. (1971) Régressions et corrélations multiples en hydrologie. *Cahiers ORSTOM.Série Hydrologie*, 8 (4), p. 33-62.

Sites webgraphiques

<https://www.larousse.fr>

<https://www.stgs.fr/cycle-eau/>

<https://www.gerbeaud.com/jardin/fiches/humidite-du-sol,2260.html>

<https://www.techno-science.net/glossaire-definition/Pluviometre.html>

Listes des tableaux et figures

LISTE DES TABLEAUX

	Page
<i>Chapitre I.</i>	
Tableau I-1 - Distribution des eaux à l'échelle du globe (Musy 2005).	6
Tableau I-2- Classification du climat (d'après De Martonne, 1923).	10

LISTE DES FIGURES

	Page
<i>Chapitre I.</i>	
Figure I-1. Diagramme de phase de l'eau (Musy, 2005)	1
Figure I-2. Stocks et flux globaux (Roche et al. 2012).	3
Figure I-3. Cycle de l'eau (https://www.stgs.fr/cycle-eau/)	5
Figure I-4. Délimitation d'un bassin versant.	6
Figure I-5. Climat dans le monde (https://www.larousse.fr).	9
Figure I-6. Diagramme de De Martonne.	12
Figure I-7. Diagramme d'Emberger (1971).	13
Figure I-8. Diagramme ombrothermique.	14
<i>Chapitre II.</i>	
Figure II-1. Bassin versant (Rambourg 2020, modifié).	15
Figure II-2. Schéma explicatif de la délimitation manuelle	16
Figure II.3. a. Schéma d'un maillage régulier d'un DEM ; b. MNT téléchargé sous SIG.	17
Figure II.4. Illustration d'extraction du réseau de drainage.	17
Figure II.5. Bassin versant hydrogéologique.	18
Figure II.6. Courbe hypsométrique.	21
Figure II.7. Classification descriptive: types modifiés de réseau hydrographique (Howard 1967).	23
Figure II.8. Profil en long d'un cours d'eau	23
Figure II.8. La classification des talwegs par Strahler (1957).	24
Figure II.9. A. diffluence ; B. Endoréisme.	27
Figure II.10. Schéma explicatif des trois formes d'évapotranspiration (ET)	30
<i>Chapitre III.</i>	
Figure III.1. Appareillage de mesure de précipitation (mm).	35
Figure III.2. Abaque de Wundt modifié par Coutagne (1954).	39
Figure III.3. Echelle limnimétrique	41
Figure III. 4. Limnigraphes	42
Figure III.5. Limnigramme	41
Figure III.6. Méthodes de mesure des débits	45
Figure III.7. Mesure du champ de vitesse à travers une section transversale	45
Figure III.8. Hydrogramme.	46
Figure III.9. Enjeu d'étude des relations pluie-débit.	47
Figure III.10. Principe du Modèle hydrologique – Pluie –Débit.	48

