

UAMO/BOUIRA

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE AKLI MOHAND OULHADJ DE BOUIRA



Faculté des Sciences et des Sciences Appliquées
Département Génie civil

Mémoire de fin d'études

Présenté par :

TANI Asmaa

BEN AMMAR Naima

En vue de l'obtention du diplôme de **Master** en :

Filière : HYDRAULIQUE

Spécialité : Ressources Hydrauliques

Thème :

**Modélisation de la relation pluie-débit par les réseaux neurones
artificiels**

Cas d'affluent du bassin versant de Oued Sybousse Guelma

Devant le jury composé de :

ABED Mourad	Grade MAA	UAMOB	Président
KHALDI Ramzi	Grade MAA	UAMOB	Encadreur
MERIDJA Madani	Grade MCB	UAMOB	Examineur

Année Universitaire 2019/2020

Remerciements

À mon Dieu le clément et miséricordieux

Je remercie avant tout mon dieu c'est grâce à lui seul que j'ai pu achever ce modeste travail.

Mes premiers remerciements iront à Monsieur KHALDI.R qui a encadré ce travail notamment pour la confiance et l'indépendance qu'il m'a accordée mais également pour ses conseils avisés et l'orientation qu'il a su donner au mémoire dans les moments critiques, sans oublier ses qualités humaines formidables, son soutien permanent et son expérience dont j'aie l'honneur de profiter à de nombreuses reprises.

Nos vifs remerciements vont également aux membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont porté notre recherche en acceptant d'examiner notre travail Et de l'enrichir par leurs propositions.

Nous tenons à exprimer nos sincères remerciements à tous les professeurs qui nous ont enseigné et qui par leurs compétences nous ont soutenu dans la poursuite de nos études.

Merci

Dédicace

Je dédie ce travail

Avant tout à mes chers parents, pour leur soutien immense qu'ils n'ont cessé de m'apporter ainsi que les conseils qu'ils m'ont prodigué sans lesquels j'avoue je ne serai pas ce que je suis aujourd'hui.

À mes sœurs :Hadjer, Meriem, khaoula, Chaima.

À mes frères : Abdelrrahmane, Abdelbaki.

À mes chers : Tasnim et Ranim.

À Mon promoteur Mr KHALDI Ramzi.

Particulièrement à l'adorable amie : Rayan .

À toute la famille TANI.

À tous ceux que j'aime, j'apprécie et je respecte.

T. Asmaa

Dédicace

Au nom de Dieu clément et miséricordieux.

Je dédie ce travail à: mon père, à ma chère mère à sa patience

À tout la famille et ses membres

À mes frère Mustapha et Smail, Messaoud, Mokhtar, Moussa .

Ainsi que mes amies et mes collègues.

Et bien sûr mon professeur monsieur KHALDI.R

À toutes les personnes que j'aime ce travail est le vôtre.

B. Naima

Table des matières

Remerciement

Dédicace

Table de matières

Liste de figures

Liste des tableaux

Liste des graphes

Introduction générale..... 2

Chapitre I

I.1.Cycle hydrologique 2

I.1.1. Le cycle hydrologique de l'eau : 2

I.1.2.Composition du cycle de l'eau..... 4

I.2.Le bassin versant..... 4

I.2.1. Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant : 5

I.2.2.Bilan hydrologique 5

I.3.Débit : 5

I.3.1.Débit solide: 5

I.4.La modélisation pluie-débit en hydrologie : 6

I.4.1. Définition d'un modèle 7

I.4.2. Propriétés requises des modèles..... 7

I.4.3. Objectifs de la modélisation pluie-débit 8

I.4.Typologie des modèles 8

I.4.1. Les modèles empiriques et/ou boîte noire 9

I.4.2.classification des modèles : 12

I.4.3.Critères d'appréciation des modèles 14

Conclusion..... 14

Chapitre II

II.1 Présentation de la zone d'étude 15

II.1.1. Situation Géographique : 15

II.2. Etude géologique et Lithologie..... 15

II.2.1.Cadre géologique : 16

II.2.2.Cadre géologique de la moyenne Seybouse. 16

Liste des tableaux	
II.2.3. Les nappes	17
II.2.4. Le Quaternaire.	18
II.2.5. Les alluvions actuelles (récentes)	19
II.3.1. Caractéristiques géométriques du bassin versant	20
II.3.1.1. la superficie et le périmètre	20
II.3.1.2. Longueur du thalweg principal	20
II.3.1.3. Altitude du bassin versant	20
II.3.1.3.1. Les altitudes maximales et minimales.	20
II.3.1.3.2. Pente moyenne de l'Oued	21
II.4. Caractéristiques morphologiques du bassin versant	22
II.4.1. Indice de compacité	24
II.4.2. Hypsométrie du bassin versant	25
II.4.2.1. Relief	25
II.4.2.2. Indices:	27
II.5.1. Caractéristiques hydrographiques du bassin versant	29
II.5.1.1 Réseau hydrographique	29
II.5.2. Caractéristiques hydro climatiques	33
II. Conclusion :	37

Chapitre III

III.1. Introduction	38
III.2. Données et méthodes	39
III.2.1. Données disponibles	39
III.3. Traitement des données pluviométrique et hydrométrique	39
III.4. Homogénéisation	40
III.4.1. Présentation de KHRONOSTAT	40
III.4.2. Méthodes statistiques utilisées	40
III.4.2.1 Test de corrélation sur le rang [Lubes-Niel et al. 1998]	40
III.4.2.2. Statistique U de Buishand [Buishand, 1982 ; Buishand, 1984]	40
III.4.2.3. Ellipse de Bois (Bois, 1972)	41
III.4.2.4. Test de Pettitt (Pettitt, 1979)	41
III.4.2.6. Procédure de segmentation de Hubert [Hubert, 1993 ; Hubert and Carbonnel, 1993]	42
III.4.3. Résultats	43
III.4.3.1 Résultats de tests statistiques	43
III.4.3.2. Résultats d'ajustements	45

Liste des tableaux	
Conclusion.....	54

Chapitre IV

IV.1. Introduction.....	56
IV.2.Présentation des réseaux de neurones	57
IV.2.1.Définition	57
IV.2.2. Réseau des neurones artificiels	58
IV.2.2.1. Principe général.....	58
IV.2.2.2. Méthodologie	60
IV.2.3. le calage des RNA.....	61
IV.3. Mise en œuvre des modèles : le langage Matlab	62
IV.3.1. MATLAB.....	62
IV.3.2.Développement de réseaux de neurones peu profonds avec MATLAB.....	62
IV.3.3.Processus type de conception de réseaux de neurones	62
IV.3.4. méthodologie et données utilisé.....	62
IV.3.5. Normalisation des données journaliers (pluie ,Débit,ETP).....	62
IV.3.5.1. Calcul de l'Evapotranspiration.....	63
IV.3.5.2. Utilisation des données	63
IV.4. Fonction de performance	64
4.1 Critères de validation des modèles pluie-débit	64
4.1.2.1 Le critère de Nash	64
IV.5. Résultats et discussions :.....	67
IV.5. Conclusion	72
Conclusion Générale	72

Liste des figures

Figure I. 1 : Schématisation du cycle d'eau (Musy, 2005)	3
Figure I. 2: Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique. (Perrin et al. 2009).	6
Figure I. 3: Structures des réseaux de neurones de type perceptron multicouche.	10
Figure II. 1 : Bassin-versant de la SeybouSse (Algérie) (Khelifa et al., 2011).....	15
Figure II. 2: Bassin versant SeybouSse Guelma établi par le logiciel Global Mapper	22
Figure II. 3: Carte du réseau hydrographique de bassin versant d'oued SeybouSse Guelma ..	22
Figure II. 4: Hiérarchisation de réseau hydrographique dans le bassin versant de oued Sybouse Guelma	23
Figure II. 5: Hiérarchisation de réseau hydrographique dans le bassin versant de oued Sybouse Guelma	23
Figure II. 6 : Courbe hypsométrique	27
Figure II. 7 : Précipitation moyenne mensuelle en (mm) durant la période (1987-2017).....	34
Figure II. 8: Température mensuelle en (°C) durant la période (1987-2017)	35
Figure II. 9: Variation mensuelle de l'humidité relative durant la période (1987-2017).....	35
Figure II. 10: Variation mensuelle de vent durant la période (1987_2017).....	36
Figure IV. 1 : RNA avec une couche d'entrée,x couches cachées et une couche de sortie	59
Figure IV. 2 : Schéma de réseau de neurone (A une seul entrée)	67
Figure IV. 3 : Représentation des débits simulés (Output) en fonction de débit réels (Target) (apprentissage, validation, test et total)	68
Figure IV. 4 : Relation débits réels-débits simulés par le modèle globale	69
Figure IV. 5: la variation du débit réels et simulés.	69
Figure IV. 6: Schéma de réseau de Neurone (a plusieurs entrées).....	70
Figure IV. 7: Corrélacion des débits observés et ceux simulés.	70
Figure IV. 8 : corrélation débits réels-débits simulés par le modèle RNA obtenu.	71
Figure IV. 9: la variation du débit réel et simulés	72

Liste des tableaux

Tableau II. 1 : Coordonnées de la courbe hypsométrique.....	26
Tableau II. 2 : Tableau récapitulatif des résultats précédents	27
Tableau II. 3 : Tableau récapitulatif des résultats précédents	28
Tableau II. 4 : Classification O.R.S.T.O.M (type de relief).....	29
Tableau II. 5 : Nombre de thaweg.....	29
Tableau II. 6: Tableau récapitulatif des résultats du temps de concentration	33
Tableau II. 7 : Caractéristique physiographique au niveau du bassin versant	36
Tableau III. 1 : Caractéristiques des stations pluviométriques et hydrométriques	39
Tableau III. 2 : Principaux résultats	43
Tableau III. 3 : Résultats du test de Khi2.	48
Tableau III. 4 : Comparaison de l'adéquation des différentes lois.	48
Tableau III. 5: Caractéristiques de la série pluviométrique.....	50
Tableau III. 6: Les pluies annuelles pour différentes fréquences.	50
Tableau III. 7: Résultats du test de Khi2.	52
Tableau III. 8: Comparaison de l'adéquation des différentes lois.....	53
Tableau III. 9: Caractéristiques de la série hydrométrique.....	53
Tableau III. 10 : Les intensités maximales des différentes fréquences.	54
Tableau IV. 1 : Qualité des modèles en fonction des valeurs des différents critère.	65
Tableau IV. 2: Paramètres du modèles RNA utilisés.	66
Tableau IV. 3 : Tableau récapitulatif des Résultats (Nash ,RSR ,PBIAIS)	68
Tableau IV. 4 : Tableau récapitulatif des Résultats (Nash ,RSR ,PBIAIS)	70

Liste des abréviations

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydraulique.

ONM : Office National de la Météorologie.

GEV : Loi des extrêmes généralisés.

RNA : Réseau des neurones artificiels.

ETP : L' évapotranspiration.

FR : Fonctions Radiales.

PMC : Les Perceptrons Multicouche.

BV : Bassin Versant.

PE : Evapotranspiration potentielle.

PBIAIS : Percent Bias.

Introduction générale

Introduction générale

Les bassins versants sont des systèmes complexes, à cause des processus qui se déroulent au sein de ces derniers. La simulation des débits à l'exutoire d'un bassin versant est nécessaire pour de nombreuses applications d'ingénierie et de gestion de la ressource en eau, telles que le dimensionnement et la gestion d'ouvrages, la prévision des crues ou des étiages, la détection d'impact, etc. donc il est nécessaire de comprendre, par une approche dynamique, le fonctionnement du bassin, la nature et le rôle des processus mis en jeu. Un moyen pour arriver à comprendre la génération des débits et pour établir des simulations est de remonter jusqu'à leur cause première, les pluies, pour permettre ainsi, de construire des modèles permettant d'obtenir une représentation simplifiée et facilement utilisable de ce lien entre pluie et débit.

Cependant, comme d'autres disciplines s'attachant à comprendre et représenter des Systèmes naturels, la modélisation pluie-débit et plus généralement l'hydrologie continentale sont confrontées à la difficulté d'appréhension des systèmes étudiés du fait de leur complexité intrinsèque. L'apparition et l'essor des modèles pluie-débit ont commencé dans les années soixante. Dans notre étude il est question d'appliquer un modèle conceptuel (Modèle Réseau des neurones artificiels **RNA**) sur le bassin versant de l'oued Sybousse situé au le nord-est de Algérie.

L'objectif est de trouver les paramètres optimaux du modèle qui permet une meilleure simulation afin d'apprécier les débits simulés pour la prévision et/ou la prédétermination.

Cette recherche est structurée en quatre chapitres :

Dans le premier chapitre, nous présentons une bibliographie sur les processus de génération des écoulements à l'exutoire d'un bassin versant et une recherche bibliographique sur les modèles en hydrologie .

Dans le second chapitre, on donne une présentation du site d'étude, et un aperçu géologique et hydrologique sur le bassin versant et ses caractéristiques morphométriques. Dans le troisième chapitre, Nous avons abordé l'analyse fréquentielle des données hydrologiques qu'elles soient pluviométriques ou hydrométriques.

Dans le quatrième chapitre, nous avons appliqué du modèle RNA dans la relation pluie-débit sur les données relatives au bassin versant de l'oued Sybousse.

On termine ce travail par une conclusion générale.

Chapitre I :

Synthèse bibliographique

I. Introduction

Malgré l'évolution des techniques de mesures (télédétection, méthodes géophysiques,...) notre connaissance du système bassin versant reste limitée. Le comportement hydrologique d'un hydro système donné est éminemment complexe (Musy et Higy, 2004).

Cette complexité résulte d'abord de la complexité et de l'hétérogénéité du milieu proprement dit (géomorphologie du bassin versant, occupation des sols, sols et géologie, réseau hydrographique).

Tous les modèles hydrologiques sont de ce fait une représentation extrêmement simplifiée de l'hydro système et de son fonctionnement. Pour des raisons de commodité, ces modèles sont en particulier construits en se concentrant sur les processus ainsi que sur les échelles spatiales et temporelles déterminants pour les phénomènes hydrologiques visés.

Généralité :

L'hydrologie est l'étude de la distribution et de la circulation de l'eau dans la nature. Cette discipline intègre pour partie ou en totalité un certain nombre d'autres disciplines des sciences de la terre et de la vie consacrées à la science de l'eau; sciences dont les approches sont à la fois physiques, chimiques et biologiques. Dans les faits, l'hydrologie s'intéresse plutôt à la partie continentale du cycle de l'eau et aux flux d'eau. (Musy, 2005).

Elle étudie le cycle hydrologique sur la Terre et les eaux des continents ; les eaux superficielles et souterraines, les neiges et les glaces, de même que les processus physiques, chimiques et biologiques les concernant, leurs rapports avec le climat et avec d'autres facteurs physiques et géographiques de même que les interrelations existant entre elles ; l'érosion et la sédimentation et leurs relations avec le cycle de l'eau.

L'hydrologie est cependant bien plus qu'une discipline de recherche scientifique .Elle vise aussi à fournir des méthodes et outils indispensables à la résolution de problèmes concrets liés à l'estimation de le ressource en eau et à l'estimation des risques associés, (Benoit Hingray et al, 2009).

I.1.Cycle hydrologique

I.1.1. Le cycle hydrologique de l'eau :

Le cycle de l'eau, appelé aussi cycle hydrologique, est l'ensemble des cheminements que peut suivre une particule d'eau. Ces mouvements, accompagnés de changements d'état, peuvent s'effectuer dans l'atmosphère, à la surface du sol et dans le sous-sol. Chaque particule n'effectue qu'une partie de ce cycle et avec des durées très variables : une goutte de pluie peut retourner à l'océan en quelques jours alors que sous forme de neige, en montagne, elle pourra mettre des dizaines d'années. (Laborde, 2009). Sous l'effet du rayonnement solaire, l'eau

éaporée à partir du sol, des océans et des autres surfaces d'eau, entre dans l'atmosphère. L'élévation d'une masse d'air humide permet le refroidissement général nécessaire pour l'amener à saturation et provoquer la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes constituant les nuages, en présence de noyaux de condensation. Puis la vapeur d'eau, transportée et temporairement emmagasinée dans les nuages, est restituée par le biais des précipitations aux océans et aux continents.

Une partie de la pluie qui tombe peut être interceptée par les végétaux puis être partiellement restituée sous forme de vapeur à l'atmosphère. La pluie non interceptée atteint le sol.

Suivant les conditions données, elle peut alors s'évaporer directement du sol, s'écouler en surface jusqu'aux cours d'eau (ruissellement de surface) ou encore s'infiltrer dans le sol. Il peut aussi y avoir emmagasinement temporaire de l'eau infiltrée sous forme d'humidité dans le sol, que peuvent utiliser les plantes. Il peut y avoir percolation vers les zones plus profondes pour contribuer au renouvellement des réserves de la nappe souterraine. Un écoulement à partir de cette dernière peut rejoindre la surface au niveau des sources ou des cours d'eau. L'évaporation à partir du sol, des cours d'eau, et la transpiration des plantes complètent ainsi le cycle (Musy, 2005).

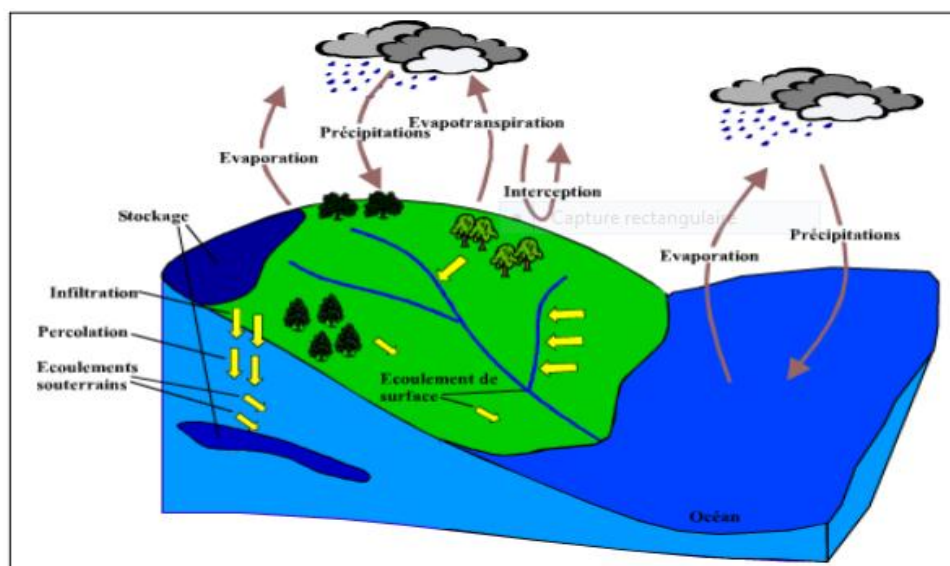


Figure I. 1 : Schématisation du cycle d'eau (Musy, 2005)

I.1.2.Composition du cycle de l'eau

Le cycle de l'eau est composé de plusieurs phases:

- **l'évaporation Chauffé par le soleil:**

l'eau des océans, des mers, des rivières et des lacs va s'évaporer et monter dans l'atmosphère. Les végétaux et les êtres vivants transpirent et rejettent eux aussi de la vapeur.

- **la condensation :**

Au contact des couches d'air froid de l'atmosphère, la vapeur d'eau se condense en minuscules gouttelettes, qui poussées par le vent se rassemblent et forment des nuages.

- **la précipitation :**

Le premier facteur intervenant dans les débits, durant une averse le volume et la forme de l'hydrogramme des crues, dépendent à la fois de l'apport total des précipitations, mais aussi de son intensité et de sa durée (Papy et Douyer, 1991).

- **le ruissellement :**

Ces pluies et neiges s'écoulent vers les plaines pour alimenter les nappes souterraines.

- **L'évapotranspiration:**

Est un phénomène extrêmement complexe, faisant intervenir des paramètres aérodynamiques, énergétiques et biologiques.

Ainsi, parmi les termes du cycle de l'eau, c'est sans doute le plus difficile à quantifier. A l'échelle qui nous intéresse, celle du bassin versant, ce phénomène n'est pas directement mesurable et il est donc souvent représenté de manière simplifiée dans les modèles hydrologiques, notamment dans les modèles pluie-débit. Une variable intermédiaire y est utilisée, l'évapotranspiration potentielle .

I.2.Le bassin versant

Un **bassin versant** est une portion de territoire qui recueille toutes les précipitations et les entraîne vers un même endroit.

Les hydrologistes, afin de faciliter la gestion et la conservation des ressources hydrologiques, ont divisé le territoire en plusieurs sections: les bassins versants. Il s'agit d'un territoire géographique qui regroupe tous les cours d'eau qui s'écoulent vers un même endroit.

La limite d'un bassin versant est définie par des frontières naturelles. L'eau, sous l'action de la gravité, s'y écoule du point le plus haut vers le point le plus bas (de l'amont vers l'aval). On situe donc la frontière entre deux bassins versants sur une ligne de crête qui suit la crête des montagnes et des collines environnantes. Ces frontières sont nommées ligne de partage des eaux. Selon que les précipitations tombent d'un côté ou de l'autre de cette ligne de partage des eaux, elles s'écouleront dans des bassins versants différents. HADJOUT.,1998.

1.2.1. Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant :

Le fonctionnement de tout bassin versant suit quelques grands principes physiques, dont la prise en compte explicite permet de faciliter grandement son analyse et sa compréhension comme pour tout système, ce fonctionnement se manifeste par l'évolution au cours du temps et dans l'espace de certaines grandeurs décrivant les propriétés du milieu.

1.2.2. Bilan hydrologique

Dans tous les cas c'est l'aspect comptable du terme bilan qui prévaut en hydrologie, que ce soit au niveau des bilans hydriques ou hydrologiques. Trop souvent confondus, le bilan hydrologique se situe à l'échelle du bassin versant et concerne une démarche hydrologique, le bilan hydrique se situe à l'échelle de la plante et participe d'une démarche agronomique. Le bilan hydrique et le bilan hydrologique visent tous les deux à établir le budget entre les entrées et les sorties en eau d'une unité hydrologique définie pendant une période de temps donné, (Ambroise, 1998).

Dans sa formulation la plus générale, il s'écrit:

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

P : précipitations (liquide et solide) [mm] ou [m³] ;

S : ressources disponibles à la fin de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm] ;

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm] ;

E : évaporation (y compris évapotranspiration) ;

S+-ΔS : ressources accumulées à la fin de la période étudiée [mm].

I.3. Débit :

Le débit est la quantité d'une grandeur qui traverse une surface donnée par unité de temps. Il permet de quantifier un déplacement de matière ou d'énergie.

Le terme débit est le plus souvent associé au débit volumique : il quantifie alors le volume qui traverse une surface, une section, par unité de temps. Le débit massique caractérise la masse qui traverse la surface par unité de temps. Il s'agit de notions centrales dans une situation d'écoulement de fluide

I.3.1. Débit solide:

Poids total des matériaux transportés par un cours d'eau, d'une manière ou d'une autre, passant à travers une section par unité de temps. Généralement exprimée en kg.s⁻¹ Dictionnaire de l'eau (AMBROISE B. 1998)

Masse des sédiments transportés par unité de temps à travers la section transversale d'un cours d'eau.

Glossaire International d'Hydrologie (1992) " Débit de matériaux transportés à travers une section donnée d'un cours d'eau ".

I.4.La modélisation pluie-débit en hydrologie :

Un modèle est une représentation simplifiée, du cycle hydrologique par un ensemble de concepts hydrologiques, exprimés en langage mathématiques et reliés entre eux dans des séquences temporelles et spatiales.

En hydrologie, un modèle pluie-débit est une représentation mathématique simplifiée du Cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant. Dont le Fonctionnement suivant :

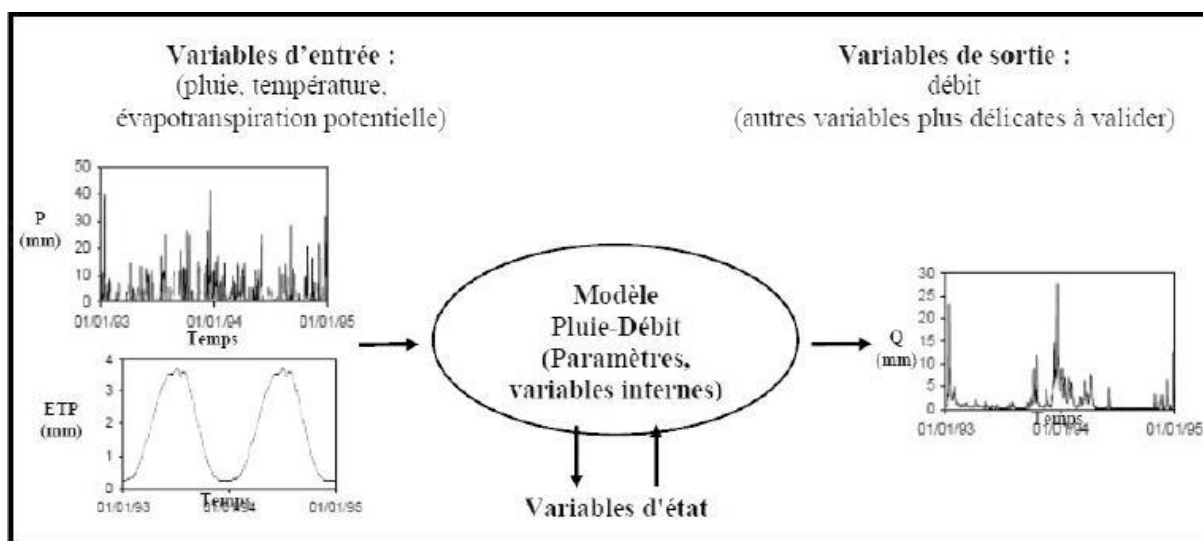


Figure I. 2: Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique. (Perrin et al. 2009).

Les variables d'entrée : appelées aussi forçages : Il s'agit des chroniques de pluie et d'évapotranspiration ou de température.

Les variables de sortie: il s'agit des sorties du modèle, qui sont les débits simulés à l'exutoire du bassin versant, mais qui peuvent parfois être aussi des niveaux piézométriques, ou d'une autre variable intéressant le modélisateur.

Les variables d'état : qui correspondent aux variables internes du système et qui rendent compte de son état.

Les paramètres : qui interviennent dans les équations du modèle, et qui représentent la Part non explicitée du fonctionnement du bassin dans ces équations. Ils peuvent avoir une signification physique ou non. Ils servent à adapter les relations régissant le modèle au fonctionnement réellement observe. (Perrin et al. 2009).

I.4.1. Définition d'un modèle

Un modèle est une représentation simplifiée, relativement abstraite, d'un processus, d'un système, en vue de le décrire, de l'expliquer ou de la prévoir (selon le Glossaire International d'Hydrologie), ou bien c'est un Système physique, mathématique ou logique représentant les structures essentielles d'une réalité et capable à son niveau d'en expliquer ou d'en reproduire dynamiquement le fonctionnement (Musy et al, 1998).

En hydrologie :

Un modèle est un outil numérique de représentation de d'un processus hydrologique l'échelle d'un bassin versant. Il permet de transformer des séries temporelles décrivant le climat d'un bassin versant donné (séries de précipitations et de températures par exemple, séries qui sont les entrées du modèle hydrologique) en une série de débits (sortie du modèle hydrologique).

De nombreux modèles hydrologiques ont été développés depuis la fin des années 1960. Le choix du type de modèle à utiliser dépend généralement de l'objectif de modélisation ainsi que des données d'entrées disponibles.

I.4.2. Propriétés requises des modèles

Les modèles auxquels on s'intéresse dans ce mémoire font partie des modèles hydrologiques pluie-débit. Face à la diversité des bassins versants et des applications possibles des modèles hydrologiques, (Klemeš,1986) a défini les qualités attendues des modèles hydrologiques, qui sont principalement:

- Le modèle doit être basé sur des fondements scientifiques sains ;
- Les données nécessaires au bon fonctionnement du modèle doivent être en accord avec la disponibilité de celles-ci ;
- La complexité du modèle doit être aussi limitée que possible pour atteindre un objectif de performance donné ;
- Le modèle doit être correctement validé, général, transposable et robuste ;
- Le modèle doit être compréhensible par les utilisateurs.

L'évaluation de ces qualités peut se faire, soit de manière qualitative (appréciation), soit de manière quantitative et objective (critères numériques). Ainsi, un des moyens d'évaluer la capacité d'un modèle à produire de bonnes simulations, est de conduire une étude comparative des performances de différentes structures de modèles, sur un certain nombre de bassins versants (Perrin, 2000).

I.4.3. Objectifs de la modélisation pluie-débit

Au cours de ces dernières années, les efforts de la recherche pour la compréhension du cycle de l'eau dans les milieux naturels (bassins versants, rivières, nappes,...) associés au développement de l'informatique, se sont concrétisés par l'apparition d'une multitude de modèles mathématiques. On peut distinguer trois types d'utilisation des modèles mathématiques en hydrologie (Gaume, 2002).

***La modélisation comme un outil de recherche :**

La modélisation peut être utilisée pour interpréter des données mesurées à différents scénarios de fonctionnement hydrologique des bassins versants peuvent être confrontés aux mesures.

***La modélisation comme un outil de prévision :**

Elle nous donne une anticipation des évolutions futures du débit d'un cours d'eau. Il s'agit de l'utilisation opérationnelle la plus courante des modèles hydrologiques. Dans la plupart des cas cependant, les modèles développés sont basés sur des régressions linéaires entre les variables indépendantes (pluie, débits amont) et les variables dépendantes (débits aval), et font peu appel aux connaissances sur les processus hydrologiques.

***La modélisation comme outil d'extrapolation :**

Dans certains cas comme la délimitation de zones inondables dans le cadre d'un plan de prévision des risques, il est nécessaire de proposer des scénarios de crues, ou éventuellement d'étiage, de période de retour nettement supérieure à la durée d'observation des débits sur le site étudié.

I.4. Typologie des modèles

Il existe de très nombreux modèles hydrologiques, qui varient en nature et en complexité. L'établissement d'une typologie est difficile et ambiguë du fait de la variété des critères de classification possibles. Diverses classifications ont été proposées dans la littérature (Singh, 1995 ; ASCE, 1996 ; Resgaard, 1997 ; Ambroise, 1998). Elles varient selon le point de vue adopté :

- Suivant la nature des relations utilisées pour la représentation des processus, les modèles sont empiriques, conceptuels ou à bases physiques.
- Suivant leur manière de représenter le milieu, et en particulier suivant la nature de l'unité spatiale à laquelle est attachée la résolution des équations utilisées pour décrire les processus, les modèles sont globaux, distribués, spatialisés ou semi-spatialisés.
- Suivant leur manière de considérer les variables hydrologiques et les relations entre ces variables, les modèles sont déterministes ou stochastiques.

- Selon la nature des périodes de temps considérées pour la simulation, les modèles sont dits < évènementiels > ou < de simulation continue >.

I.4.1. Les modèles empiriques et/ou boîte noire

Un modèle empirique est construit autour de relations mathématiques directes établies entre les entrées et les sorties observées sur le bassin versant considéré. Ce type de modèle ne cherche pas à décrire les processus impliqués dans la relation pluie-débit et est donc souvent caractérisé comme des modèles "boîtes noires".

Les modèles empiriques reposent sur les relations observées entre les entrées et des sorties de l'hydrosystème considéré. Ils expriment la relation entre variables d'entrée et de sortie du système à l'aide d'un ensemble d'équations développées et ajustées sur la base des données obtenues sur le système. Un modèle empirique ne cherche pas à décrire les causes du phénomène hydrologique considéré ni à expliquer le fonctionnement de l'hydrosystème.

L'hydrosystème est vu comme une boîte noire. (Hingray et al, 2009)

- **Les modèles régressifs et autorégressifs de type ARMA**

Ces modèles s'appuient sur la théorie des modèles linéaires (modèles de régression et de corrélation). La forme générale du modèle est donnée par l'équation (Salas, 1993):

$$y_t = \mu + \sum_{j=1}^p \phi_j (y_{t-j} - \mu) + \sum_{j=1}^r \psi_j z_{t-j} + \varepsilon_t - \sum_{j=1}^q \theta_j \varepsilon_{t-j}$$

Où : $-\mu$ et ψ_1, \dots, ψ_r sont des paramètres du modèle, y_t et z_t respectivement la sortie (débit) et l'entrée exogène (pluie) à l'instant t , ϕ_1, \dots, ϕ_p

- p sont des p paramètres autorégressifs, $\theta_1, \dots, \theta_q$

- q , sont q paramètres de moyenne mobile et le bruit ε

- t est un processus normal non autocorrélé, de moyenne nulle et non corrélé à y_{t-1}, \dots, y_{t-p} .

- **Les modèles basés sur l'intelligence artificielle**

(Cas Les réseaux de neurones artificiels (RNA)) :

Les réseaux de neurones artificiels (RNA) peuvent être définis comme un modèle de raisonnement basé sur le cerveau humain. Ils font partie de la catégorie des modèles « boîtes noires ». Mc Culloch et Pitts (1943) sont les premiers à montrer que des réseaux de neurones formels simples peuvent réaliser des fonctions logiques, arithmétiques et symboliques complexes.

Il existe de nombreux types réseau de neurones, caractérisés par leur fonction d'activation et la façon dont l'interconnexion se fait entre les neurones. Parmi ces types les Perceptrons Multicouches (PMC) sont utilisés en modélisation pluie-debit (Shamseldin et al., 1996).

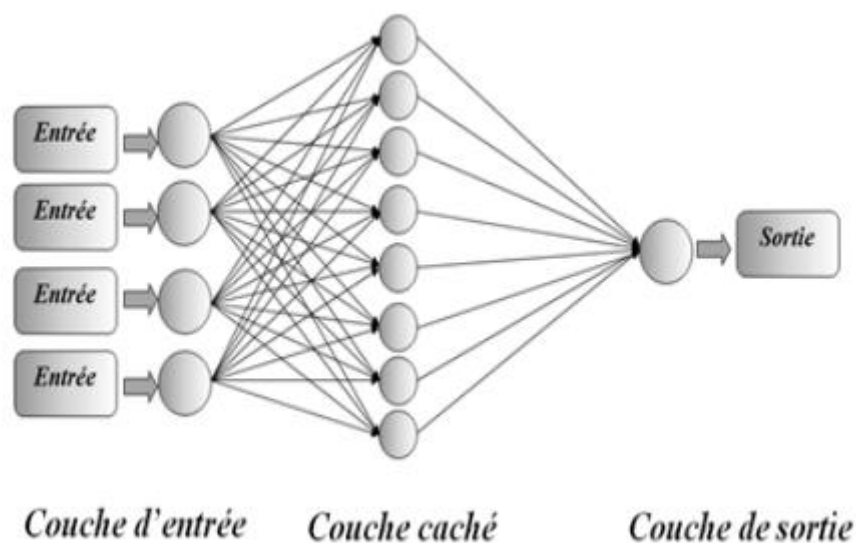


Figure I. 3: Structures des réseaux de neurones de type perceptron multicouche.

- **Les modèles conceptuels**

Un modèle conceptuel cherche à représenter les principaux processus de la relation pluie-débit sans utiliser les lois physiques régissant les processus concernés. La représentation est conceptuelle dans le sens où elle se base sur la perception que l'hydrologue a le comportement hydrologique du bassin. Cette perception dérive de son expertise hydrologique et de sa connaissance théorique empirique et /ou intuitive du fonctionnement de l'hydro système étudié.

Pour les écoulements de surface par exemple ;un concept de modélisation assimile le bassin versant à un plan rectangulaire incliné de pente constante ,configuration pour laquelle il est possible de dériver simplement les équations d'écoulement.

Ce type de modèle est généralement constitué de réservoirs connectés entre eux, dont les niveaux augmentent et diminuent au cours du temps et qui sont censés représenter les différents compartiments hydrologiques des bassins versants. L'utilisation de différents réservoirs permet une première séparation des composantes de la relation pluie-débit.

- **Les modèles déterministes et/ou physiquement fondés**

Un modèle à base physique représente les processus de la relation pluie-débit en utilisant les lois physiques régissant ces processus. Les modèles de surface continentale sont également des modèles à base physique qui représentent la relation pluie-débit. Ce type de modèle permet, de plus, de calculer les différents termes du bilan d'eau du bassin versant étudié.

Les modèles à bases physiques représentent le fonctionnement hydrologique de l'hydro-système par un couplage de sous-modèles, dédiés chacun à des processus hydrologiques distincts.

Ils se basent en principe sur une discrétisation spatiale fine du milieu. Quelles que soient la nature et la résolution spatiale de cette discrétisation, il est important de noter que la variabilité spatiale du milieu et des processus ne peut être décrite explicitement que pour les échelles d'espace plus grandes que celles de la discrétisation. Pour les échelles inférieures, elle devrait être décrite de façon conceptuelle, ce qui n'est pas fréquemment le cas.

Le développement des modèles à base physiques à l'échelle du bassin versant date des années 1980. Le modèle à base physiques le plus célèbre et le plus documenté à ce jour est le système Hydrologique Européen connu sous l'acronyme SHE (Abbott et al, 1986a).

- **Modèles en fonction de la Représentation de l'espace**

Le choix de la résolution spatiale d'un modèle détermine quelle part de la variabilité spatiale peut être représentée de façon explicite et quelle part doit l'être de façon implicite. En pratique, il existe trois principales approches pour prendre en compte la variabilité interne aux éléments de discrétisation d'un modèle donné. Le premier consiste à utiliser des paramètres dits effectifs dans les équations physiques décrivant les processus. Ces paramètres sont censés permettre de simuler le comportement global de l'élément de discrétisation considéré. Une conductivité « effective » est par exemple souvent utilisée pour décrire les écoulements saturés en milieu poreux hétérogène. La difficulté de cette approche consiste à estimer les valeurs de ces paramètres effectifs. (Hingray et al, 2009).

- **Modèle global :**

Dans un modèle global, le bassin versant est représenté comme une seule entité spatiale homogène. La variabilité spatiale des processus étudiés n'est donc pas explicitement prise en compte avec ce type de modèle.

- **Modèle semi-distribué :**

Dans un modèle semi-distribué, certains processus sont modélisés en divisant le bassin versant en plusieurs entités spatiales. Ce découpage de l'espace peut être réalisé grâce à des critères hydrologiques (découpage en sous bassin versant), ou des critères topographiques (découpage par bandes d'altitude). Ce modèle permet de prendre en compte la variabilité spatiale des processus étudiés.

➤ **Modèle distribué :**

Dans un modèle distribué, le bassin versant est divisé en plusieurs entités spatiales. Ce découpage de l'espace peut être sous la forme d'un maillage régulier, ou par sous bassins-versants. Ce modèle permet de prendre en compte la variabilité spatiale des processus étudiés.

I.4.2.classification des modèles :

Les modèles diffèrent suivant la nature du modèle mathématique sous-jacent, le degré d'abstraction du modèle, la nature des unités élémentaires ou encore la nature du processus représenté.

- La nature du modèle mathématique sous-jacent. Il peut être déterministe si la relation qui lie les variables d'entrée du modèle aux variables de sortie est phénoménologique ou probabiliste (stochastique). Les modèles statistiques ont un intérêt limité pour la simulation des crues, puisqu'ils ne renseignent pas sur la dynamique de la crue en cours.

- Le degré d'abstraction du modèle : On parle de modèles à base physique lorsque les phénomènes sont décrits à l'aide des lois de la mécanique des fluides ou de la physique des écoulements d'eau dans les sols : loi de Richards pour le transfert en milieu non saturé, loi de Darcy pour le transfert en milieu saturé, loi de Barré-SaintVenant pour le ruissellement de surface. Ces modèles ne nécessitent pas a priori de phase de calage de leurs paramètres puisqu'ils utilisent des paramètres mesurables sur le terrain. Leur application en hydrologie opérationnelle sur des bassins versants d'une certaine taille est limitée par la méconnaissance de la variabilité spatiale des descripteurs du milieu qui interviennent dans leurs équations.

C'est pourquoi une étape de calage de leurs paramètres s'avère souvent nécessaire. Parmi les plus utilisés, on trouve SHE (Abott et al., 1986) ou encore TOPKAPI (Liu et Todini, 2004).

Les modèles à base physique procèdent souvent d'une approche ascendante : on part des équations valables à l'échelle du volume élémentaire (équations issues de la mécanique des milieux continus le plus souvent) et on intègre ces équations à l'échelle du versant ou à l'échelle du bassin versant. On parle de modèles empiriques lorsqu'on cherche à reproduire le comportement global du bassin à partir d'une étude systémique de la relation pluie/débit à l'échelle du bassin, sans faire d'hypothèse a priori sur les processus qui rentrent en jeu. Dans cette catégorie, on peut ranger les modèles GR (Edijanto et Michel, 1989 ; Makhlof, 1994 ou Loumagne, 1988), le modèle SCS, ou encore tous les modèles régressifs. L'utilisation de ces modèles empiriques nécessite une phase de calage des paramètres, puisque ceux-ci ont une signification qui n'est pas reliée a priori à des grandeurs mesurables du bassin versant.

L'avantage de ces modèles réside dans la simplicité de leur structure et au rôle souvent bien identifié de leurs paramètres. Des relations empiriques peuvent ainsi souvent être établies entre les valeurs calées des paramètres et un descripteur du bassin versant. Entre les modèles empiriques et les modèles à base physique, on trouve les modèles conceptuels qui s'étudient comme les modèles empiriques (approche systémique) mais dont l'approche est à base physique.

Une bonne illustration de cette catégorie de modèles est le modèle TOPMODEL, qui s'appuie sur un fonctionnement du bassin basé sur la réaction de nappes préexistantes qui réagiront plus ou moins suivant leur position sur le bassin, l'état initial du bassin et les caractéristiques locales de pente et de perméabilité.

- la nature des unités élémentaires de représentation du bassin versant. Les modèles spatialisés travaillent à partir d'une unité élémentaire discrétisée qui permet de tirer partie de la variabilité spatiale des facteurs géographiques et météorologiques qui conditionnent la réponse des bassins versants. Cette unité élémentaire peut être une maille carrée régulière, irrégulière (Lippmann, R.P., 1987), des triangles irréguliers, des tubes de courant,...L'avantage des modèles spatialisés est de pouvoir simuler l'évolution des variables internes du modèle en tout point du bassin versant.

Le développement, la validation et l'utilisation des modèles spatialisés a été freiné par la limitation des capacités informatiques.

Elle est aujourd'hui en plein développement, encouragée par l'acquisition de données spatialisées issues de l'imagerie radar ou satellitale et l'augmentation des performances des processeurs informatiques.

- Le processus représenté : En hydrologie de surface, on distingue deux grandes approches : les modèles de type nappes contributives (TOPMODEL ou TOPKAPI) et les modèles hortonien (loi de Horton, loi de Green-Ampt, loi de Smith-Parlange,...). Ces deux approches diffèrent sur la manière dont est généré le ruissellement de surface. De multiples modèles pluie-débit existent, pour simuler les crues.

Pour les applications qui nous intéressent, prédétermination ou prévision des crues rares, les modèles à base physique semblent préférables, pour mieux contrôler l'extrapolation vers les extrêmes et pour transposer à des bassins non jaugés.

Il est cependant reconnu que tous les modèles sont affectés de biais divers, qui ont pour principales conséquences d'altérer la signification physique du modèle et des paramètres qui lui sont associés. Dans ces conditions, le calage du modèle à partir d'observations est

pratiquement toujours indispensable, sans pour autant garantir la qualité du modèle en extrapolation ou en transposition.

I.4.3. Critères d'appréciation des modèles

La calibration d'un modèle hydrologique nécessite de définir un ou plusieurs critères de performance. Les critères possibles sont multiples. Peuvent être aussi utilisés pour l'étape d'évaluation du modèle.

La performance d'un modèle peut être évaluée qualitativement en comparant visuellement, sur la base d'une même représentation graphique, les valeurs observées et les simulées d'une variable donnée. Plusieurs types de représentations graphiques peuvent être considérés. Il peut s'agir, par exemple de :

- L'évolution temporelle, à différents pas de temps et sur une fenêtre temporelle donnée, de la variable d'intérêt.
- La structure spatiale, à un instant donné, de la variable d'intérêt si le modèle est spatialisé, semi-spatialisé et si les observations correspondantes sont disponibles.
- La distribution statistique de la variable d'intérêt (distribution statistique des débits journaliers, des débits maximum de crue au pas de temps horaire).

En contrepartie des critères numériques ont été développées pour mieux juger les performances des modèles pluie-débit.

Conclusion

A partir de ce chapitre on a pu démontrer qu'un bassin versant apparaît comme un système complexe, et que les processus hydrologiques interviennent à différentes échelles de temps et d'espace (ces derniers nous ont donné l'occasion de détailler les divers phénomènes intervenants dans de la génération des débits), où l'eau circule à des vitesses et suivant des cheminements très variables selon les endroits et les moments.

L'élaboration de modèles de simulation des débits pour la prévision, la gestion et la simulation est devenu une obligation, vu la difficulté de l'expérimentation et la nécessité d'une gestion plus rationnelle des ressources en eau.

Chapitre II :

Présentation de la

zone d'étude

II.1 Présentation de la zone d'étude

II.1.1. Situation Géographique :

L'Oued Seybousse draine l'un des principaux bassins versants de l'Algérie. Ce bassin situé au Nord-Est de l'Algérie couvre une superficie totale d'environ 6471km². C'est le bassin le plus vaste, après celui de la Medjerda, de la partie orientale de l'Afrique du Nord et il est subdivisé en six sous-bassins principaux (FigureII-1).

L'Oued Seybousse prend naissance de la commune de Medjez Amar, wilaya de Guelma (36°26.587''N, 007°18.740''E) à l'est de la ville de Guelma et coule sur 134.74 km avant de se déverser dans la mer Méditerranée, près de la commune de Sidi Salem, wilaya d'Annaba (36°51.689''N, 007°46.066''E). Il traverse trois wilayas (Guelma, El-Tarf et Annaba) et reçoit en continue les rejets et les eaux usées des communes et de agglomérations du bassin versant et qui sont au nombre de 68 communes, soit 1.300.000 habitants (Reggam et al., 2015).

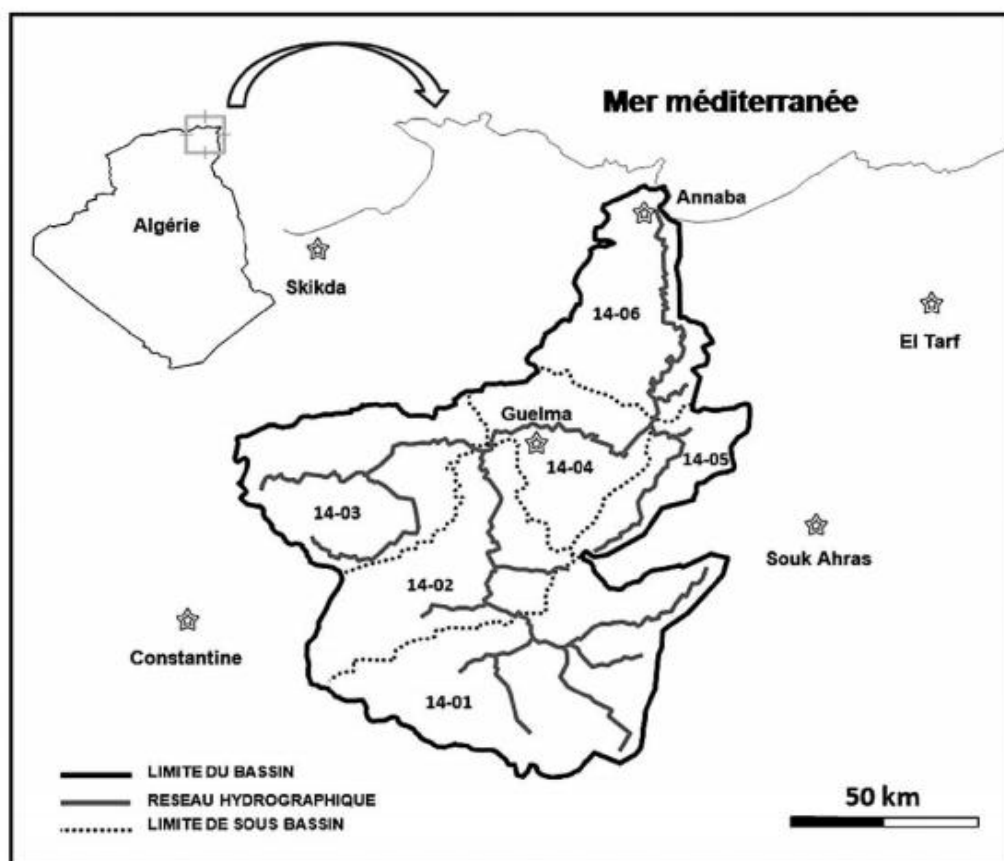


Figure II. 1 : Bassin-versant de la Seybousse (Algérie) (Khelifa et al., 2011)

II.2. Etude géologique et Lithologie

Les conditions climatiques (précipitations, température, évapotranspiration) plus d'autres facteurs (lithologie, morphologie, couvert végétal.....etc.) jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau. Mais, contrairement aux paramètres proprement

physiques permettent une interprétation seulement qualitative du comportement hydrologique des bassins, les précipitations et les facteurs climatiques dans leur ensemble, variables aléatoires dans le temps et l'espace, permettent d'expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique dans sa conception la plus large.

II.2.1. Cadre géologique :

Le cadre géologique d'un bassin versant conditionne les écoulements des eaux de surface souterraine. La zone d'étude fait partie de l'ensemble géologique du Tell d'Algérie. Cet ensemble s'étend de la région de Constantine à la frontière Algéro-Tunisienne. Sa structure est très complexe et essentiellement due à des mouvements Tertiaire, surtout Miocène. La zone d'étude est constituée de deux sous bassins qui sont, la moyenne Seybouse,

II.2.2. Cadre géologique de la moyenne Seybouse.

● Stratigraphie.

On rencontre des terrains allant du Primaire jusqu'au Quaternaire.

● Trias.

C'est la formation géologique la plus ancienne datée dans la région. Elle affleure uniquement à l'extrémité sous trois faciès :

- Trias inférieur: constitué d'argile d'aspect schisteux affleurant au Nord du massif de Nador.
- Trias moyen: formé de calcaires lités à cassures, contenant quelques bancs de calcaires vermiculés (calcaires à fucoïdes).
- Trias supérieur: se rencontre à l'Est de Dj. Debagh, caractérisé par des alternances de marne et de schiste de faibles épaisseurs.

● Néritique.

Il est caractérisé par un faciès Jurassique-Créacé plus au moins karstifié. Il apparaît aussi sous forme de fenêtre au Djebel Mahouna, Djebel Debagh, Nador et plus à l'Ouest au Djebel Taya.

● Jurassique.

Les terrains du Jurassique sont représentés par des dolomies noires avec des schistes calcaireux de faibles épaisseurs dans la région de Djebel Debagh.

● Créacé.

- Le Créacé inférieur est représenté par des calcaires massifs ou lissés et de dolomie à Algues d'âge Aptien. On le rencontre à Hammam Bredâa et Djebel Debagh.
- Le Créacé moyen est représenté par des calcaires massifs ou lithiques et calcaranites.

- Le Crétacé Supérieur est caractérisé par des niveaux calcaireux dolomitiques riches en Orbitolines et des débris à Rudiste datant du Cénomaniens-Vraconien et d'épaisseur limitée.

II.2.3. Les nappes

•La nappe Numidienne.

Elle forme les hauteurs des reliefs gréseux de part et d'autre de la Seybouse, on la retrouve :

- Au Nord-Est et au Sud-Est (Djebel Bezioun),
- Au centre et à l'Est (les massifs boisés de Houara et Beni Mezline). Généralement, la nappe numidienne est marquée par la présence de deux faciès essentiels : les grès et les argiles.

•.Domaine des flyschs.

Ce sont des dépôts de Mer profonde d'âge allant du Crétacé inférieur jusqu'à l'Oligocène. On distingue :

•Les flyschs de Penthièvre.

Ils sont formés au Sud-Est de Djebel Debagh par une série sensiblement continue depuis le Cénomaniens jusqu'à l'Oligocène, on y rencontre :

- Flysch grésomiacacé à patine jaunâtre d'âge Oligocène.
- Flysch à micro brèches rousses formés par des argiles à micro brèches assez fine du Priabonien à l'Oligocène.
- Flysch conglomératique à Nummulites d'âge Lutétien.

•Les flyschs de Guerouche.

Ce flysch affleure au Sud de la pointe orientale de Djebel Debagh et à l'Ouest de la forêt de Beni Mezzeline. On distingue :

- Le grès du Crétacé inférieur : C'est une série essentiellement gréseuse à mince intercalation argilo-schisteuses grises ou brunâtres.
- Le complexe de base à calcaires fins : C'est une série argilo-gréseuse avec de nombreuses intercalations de biomicrites claires, elle affleure au Sud de la pointe orientale de Djebel Debagh.

•Nappe ultra tellienne

Représentée par un faciès dominant de marne et de marno-calcaires avec des barres de micrites à macrofaune, on distingue:

- Sénonien: représenté par une alternance de marnes claires beiges et marno-calcaires en petits bancs riches en rosalines.

- Cénomaniens: formé à la base par des marno-calcaires beiges, et des niveaux de schistes pélitiques gris au sommet.
- Turonien: est formé par des petits niveaux marneux ou marno-calcaires riches en rosalines.
- Albo-Cénomaniens: représenté par des calcaires à grandes dalles de micrites à radiolaires.
- Barrémo-Aptien: caractérisé par des marnes claires à altération grise ou bleue avec des petites intercalations de marnes noires.

●Nappe Tellienne

Cette unité correspond au domaine tellien externe, constitué par des nappes allochtones de matériels épais et profond d'âge Crétacé – Paléogène, ces unités chevauchent l'autochtone et apparaissent en fenêtres. On distingue de haut en bas :

●.Unité tellienne à nummulites

On distingue:

- Paléogène à marnes noires;
- Eocène à calcaires massifs à Nummulites;
- Lutétien inférieur à marnes à débris d'huîtres.

●Unité tellienne à globigérines. On distingue:

- Paléogène formé de marne.
- Eocène à calcaire en banc à Lumachelles.
- Lutétien inférieur à marnes noires à débris d'huîtres.

●Le Mio-Pliocène

Les argiles à gypse grise probablement d'âge Massylien renfermant des intercalations marno-calcaires et de gypse en couches minces ou en masses litées. Les argiles rouges à conglomérats roulés rouges également témoignent de l'activité d'une phase d'érosion intense en milieu rubéfiant. La mollasse de Guelma bien développée au Sud est une épaisse série de grès jaunâtre friable rarement grossier avec des intercalations d'argiles marneuses grises ou jaune parfois gypseuses.

II.2.4. Le Quaternaire.

Il occupe le centre du sous bassin, il est représenté par :

• **Le Quaternaire ancien.**

Il s'agit de tufs et calcaire lacustre, le calcaire tuffacé de couleur grise ou blanc-rosée cet ensemble affleure au Sud de Guelma aux environs de Ben Djarrah et aux alentours du village d'Héliopolis.

• **Le Quaternaire actuel.**

Il est représenté par les alluvions du lit de l'Oued Seybouse:

• Les alluvions anciennes.

La Seybouse a déposé des quantités énormes de matériaux détritiques formant le remplissage du bassin d'effondrement et possédant une grande importance du point de vue hydrogéologique. Il existe trois terrasses principales :

- La basse terrasse. Ces alluvions dominent le lit actuel de la Seybouse environ 15 m, il s'agit de sable, limons et cailloux roulés bruns claires ou grisâtres formant des terres facilement cultivables destinées aux cultures maraîchères et aux agrumes.

- La moyenne terrasse. De 3 à 50 m d'altitude, caractérisé par des sables, limons, galets et des blocs roulés dans une patine à couleur ocre avec un agencement. Elle est représentée surtout dans la partie sud de la vallée.

- La haute terrasse. D'environ 100 m d'altitude relative. C'est une formation d'âge Saletien présentant un énorme épandage en pente douce vers le Sud. Lithologiquement, elle est constituée par des gros galets de Numidien de type Râna et conglomérats. Le Djebel Zemzomma présente un exemple typique, il atteint 100 m d'épaisseur.

II.2.5. Les alluvions actuelles (récentes)

Elles forment la majeure partie de la vallée principale actuelle de l'Oued Seybouse. Ce sont des cailloutis, galets, graviers et calcaires parfois à ciment marneux.

La géologie de la région est caractérisée par des formations allant du Trias jusqu'au Quaternaire, présentant ainsi une lithologie très variée qui comprend essentiellement : les alluvions (sable, gravier, cailloutis,...), les grès, les marnes, les argiles, les flyschs et les calcaires.

Le couplage des caractéristiques géologiques et hydrogéologiques des formations des plaines de Guelma, nous a permis de distinguer les réservoirs d'eau suivants : - le réservoir de la nappe superficielle (plaine de Guelma), présenté par les alluvions, constituées essentiellement par des sables, cailloutis, galets, limons et conglomérats. - le réservoir de la nappe des hautes terrasses (plaine de Guelma), représenté par des galets.

II.3.1. Caractéristiques géométriques du bassin versant

Les paramètres morphologiques jouent un rôle prépondérant dans la répartition des eaux à l'échelle d'un bassin versant.

II.3.1.1. la superficie et le périmètre

La superficie d'un bassin versant ainsi que son périmètre jouent un rôle primordial dans les études des bassins versants car elle représente l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau. De ce fait, leurs influences se manifestent dans la nature de la relation entre le débit et le temps, La surface et le périmètre du bassin versant sont mesurés par l'utilisation de techniques de digitalisation qui ont été réalisés par le logiciel **Global Mapper**.

A- La surface du bassin versant

la superficie du BV est de l'ordre de **S = 624 Km²**

B- Périmètre du bassin versant

Le périmètre du bassin versant représente la longueur de la ligne de partage des eaux délimitant le bassin. **P = 186.69 Km**

II.3.1.2. Longueur du thalweg principal

La longueur du cours d'eau principal est la distance curviligne depuis l'exutoire jusqu'à la ligne de partage des eaux, en suivant toujours le segment d'ordre le plus élevé lorsqu'il y a un embranchement et par extension du dernier jusqu'à la limite topographique du bassin versant.

Si les deux segments d'embranchement sont de même ordre, on suit celui qui draine la plus grande surface. La longueur du thalweg principal du bassin versant est mesurée en utilisant le logiciel **Arc GIS**. La longueur du thalweg principal a pour valeur

L = 41.4 km.

II.3.1.3. Altitudes du bassin versant.

II.3.1.3.1. Les altitudes maximales et minimales.

Elles sont obtenues directement à partir du logiciel **global mapper**. 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, les précipitations et le couvert neigeux.

L'altitude maximale = 1389.8 m

L'altitude minimale = 133 m

A-L' altitude moyenne

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture une carte topographique.

On peut la définir comme suit :

$$H_{\text{moy}} = \sum \left(\frac{S_i \times H_i}{S} \right) \dots \dots \dots (\text{II-1})$$

Avec :

S_i : Surface partielle entre deux courbes de niveau (Km^2);

H_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau consécutives **n-1** et **n** en (m);

S : Superficie du bassin versant (Km^2).

Dans ce cas, on opte pour une altitude moyenne :

$$H_{\text{moy}} = 292168,516 / 624$$

$$\mathbf{H_{\text{moy}} = 468.34 \text{ m}}$$

B-L' altitude médiane

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

L'altitude médiane dans le bassin est égale à 510 m.

II.3.1.3.2 .Pente moyenne de l'Oued

La pente moyenne de l'Oued est calculée sur la base de la relation suivante :

$$I_0 = \frac{H_{\text{max}} - H_{\text{min}}}{L} \quad (\text{II-2})$$

On aura donc : $I_0 = 3.035 \%$.

II.4. Caractéristiques morphologiques du bassin versant

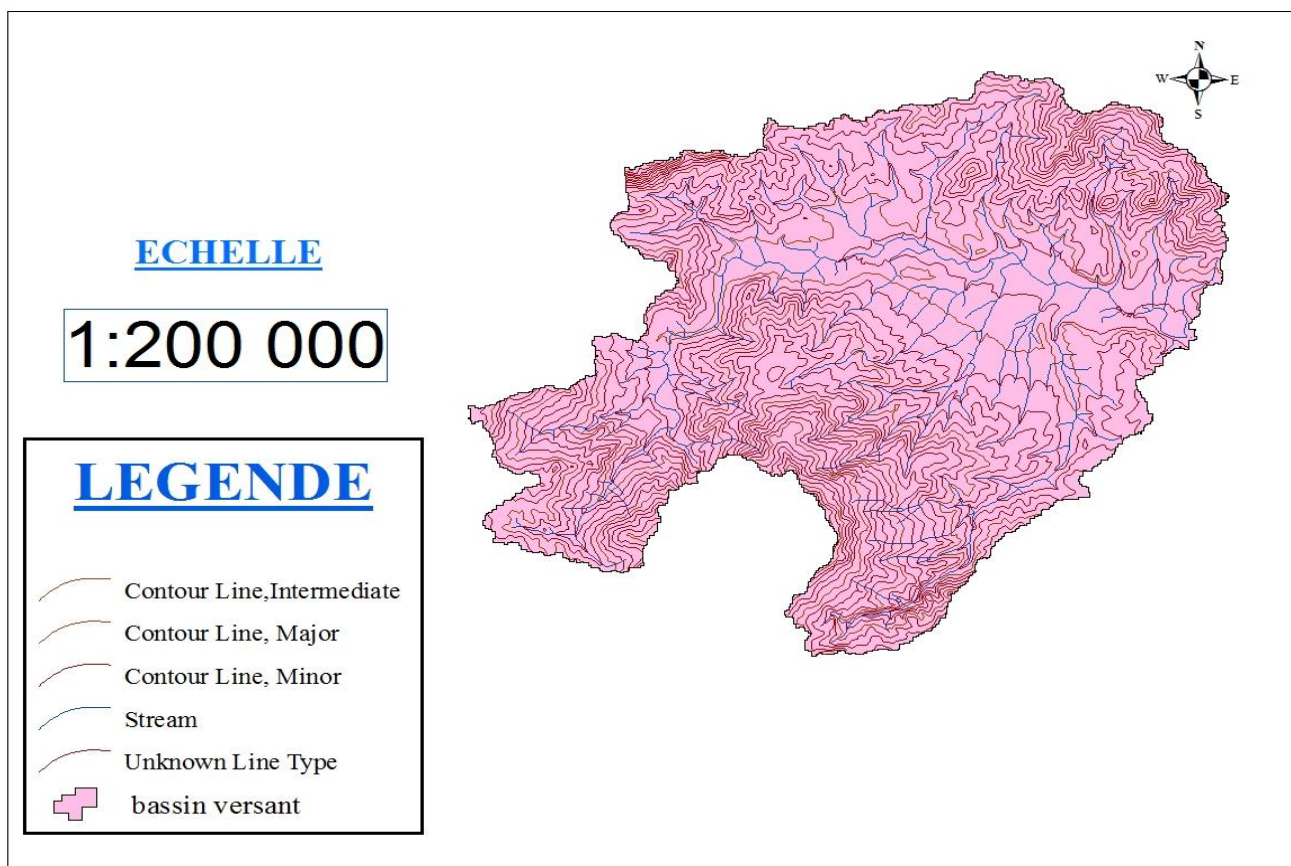


Figure II. 2: Bassin versant Seybousse Guelma établi par le logiciel Global Mapper

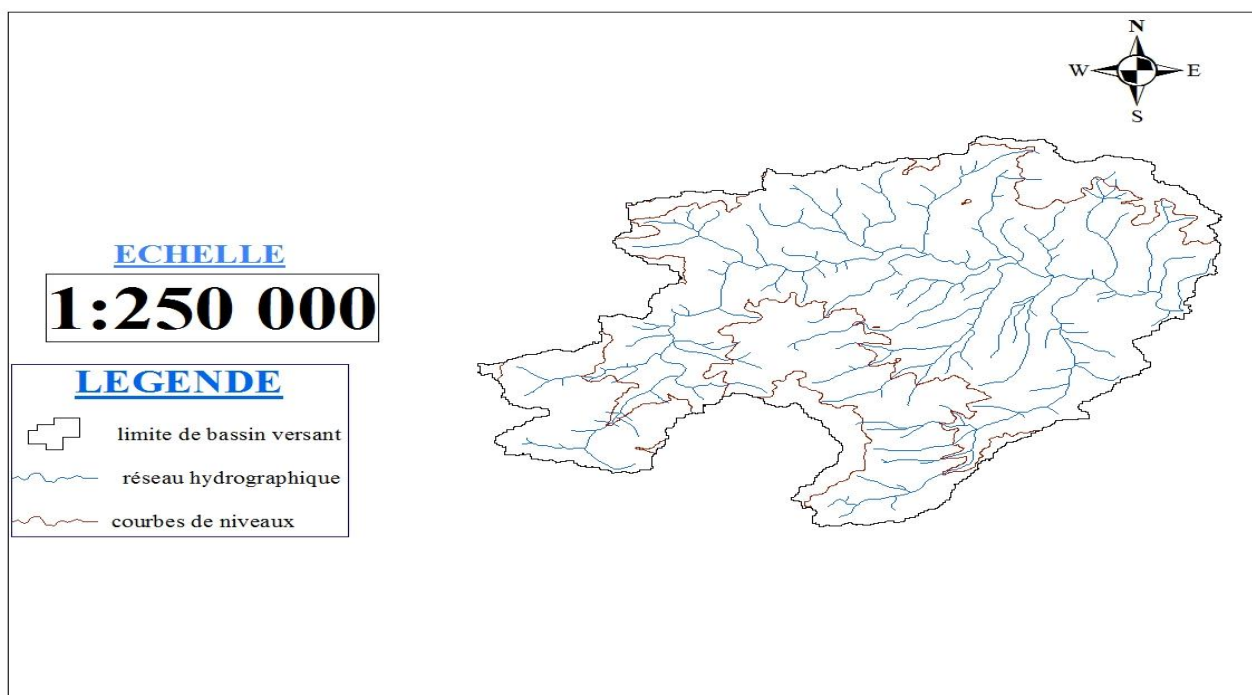


Figure II. 3: Carte du réseau hydrographique de bassin versant d'oued Seybousse Guelma

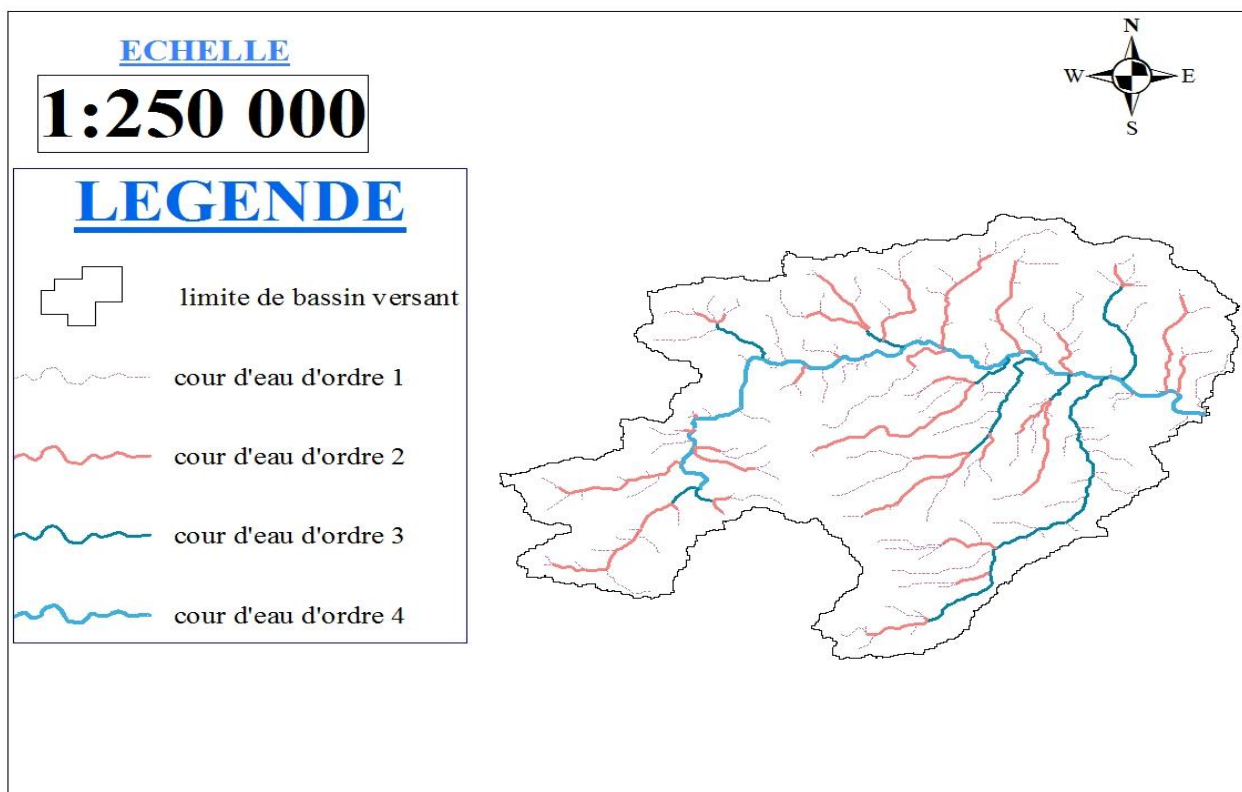


Figure II. 4: Hiérarchisation de réseau hydrographique dans le bassin versant d'oued Sybousse Guelma

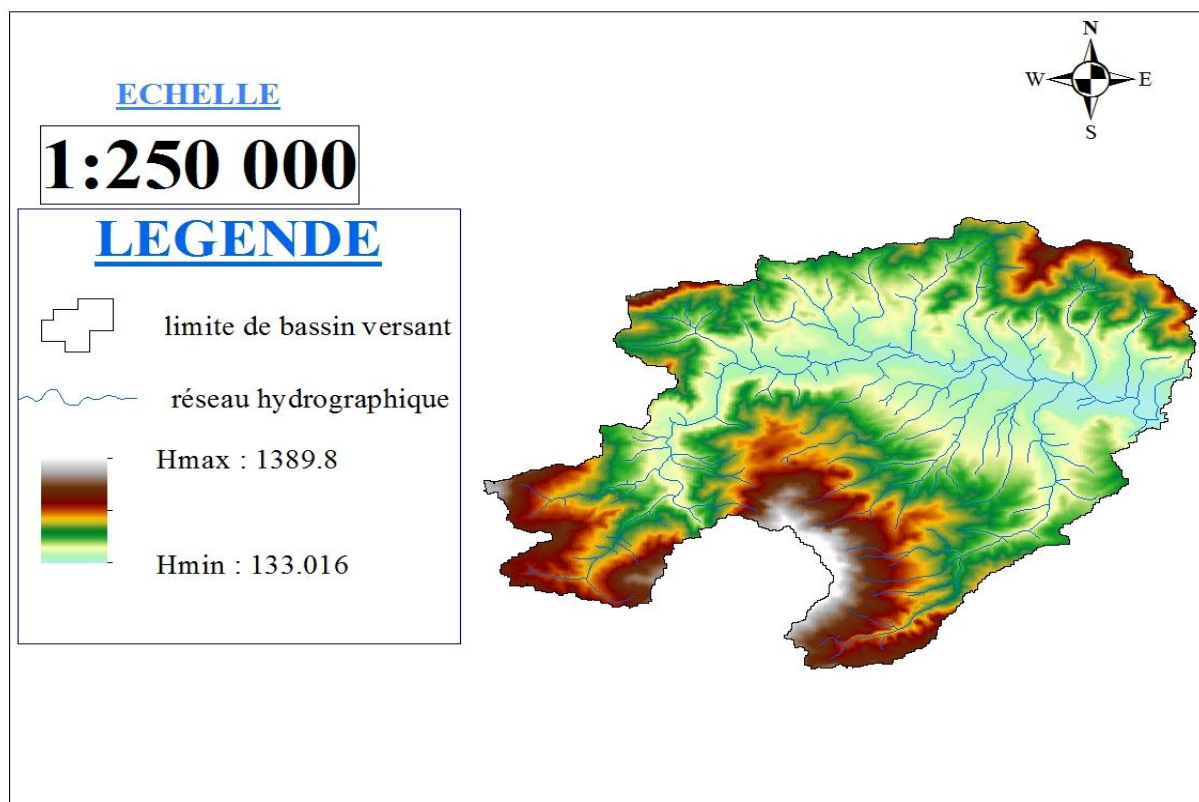


Figure II. 5: Hiérarchisation de réseau hydrographique dans le bassin versant de oued Sybousse Guelma

II.4.1. Indice de compacité

L'indice de compacité K_c d'un bassin versant est défini comme étant le rapport entre le périmètre du bassin et la circonférence du cercle ayant la même superficie que celle du bassin versant et qui sert à déterminer la forme du bassin versant. Il dépend de la surface du bassin et de son périmètre. Nous avons

$$K_c = \frac{P}{P_c} \dots\dots\dots (II-3)$$

D'où: $P_c = 2 \pi R_c$; $S = \pi R_c^2$.

$$R_c = \sqrt{\frac{S}{\pi}} \text{ Donc : } K_c = \frac{P}{2\pi\sqrt{\frac{S}{\pi}}} = \frac{0,28.p}{\sqrt{S}} = \mathbf{2.1}$$

Avec :

K_c : Indice de compacité (sans dimension);

S : Surface du bassin versant [Km^2];

P : Périmètre du bassin versant [Km];

P_c : Périmètre du cercle [Km].

D'après la formule de K_c on distingue trois cas :

$K_c = 1$: Lorsque le bassin est parfaitement circulaire;

$K_c = 1,12$ Lorsque le bassin est carrée;

$K_c > 1,12$ Lorsque le bassin est relativement allongé.

Dans notre cas nous avons : Comme : **$K_c = 2.1$** .

Nous pouvons conclure que la forme de notre bassin est relativement allongée. cette forme induit de crue ETALLONNEE .

•Coefficient d'allongement

Est obtenu par la formule suivante :

$$K_p = \frac{P^2}{S} \dots\dots\dots (II-4)$$

Avec :

P :La longueur du talweg principal;

S :La superficie du bassin versant.

Nous aurons, donc : **$K_p = 55.85$**

Plus K_p est grand, plus le bassin versant est allongé, plus le temps de concentration (le temps que met une goutte d'eau tombée sur le point le plus loin en amont du bassin versant pour arriver à l'exutoire) est grand et plus la crue est moins violente

● **rectangle équivalent**

Le rectangle équivalent est une transformation purement géométrique par laquelle on assimile un bassin versant à un rectangle ayant le même périmètre et la même superficie.

Ce paramètre permet de comparer les bassins, entre eux, du point de vue de l'influence de la forme sur l'écoulement. Les courbes de niveau sont des droites parallèles aux petits cotés du rectangle et l'exutoire est l'un de ces petits cotés.

Le périmètre et la surface du rectangle sont respectivement :

$$P=2(L+l) \text{ et } S=L \cdot l \dots\dots\dots (II-5)$$

La longueur L et la largeur l en Km sont données par la résolution de P et S :

$$Kc=0,28 \frac{p}{\sqrt{s}} \dots\dots\dots (II-6).$$

De (II-5) et (II-6) les grandeurs Lr et lr sont données par les formules suivantes :

$$L = \frac{Kc\sqrt{S}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kc} \right)^2} \right] \dots\dots\dots (II-7)$$

$$l = \frac{S}{L} \dots\dots\dots (II-8)$$

Avec :

Lr : Longueur du rectangle équivalent [Km];

lr : Largeur du rectangle équivalent [Km].

Donc :

Lr = 86.458 Km

lr = 7.217 Km

Les dimensions du rectangle équivalent traduisent que la longueur est grande 12fois que la largeur.

Conclusion : D'après l'indice de compacité et le dimensionnement du rectangle équivalent, nous pouvons conclure que notre bassin est relativement allongé.

II.4.2..Hypsométrie du bassin versant

II.4.2.1.Relief

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement.

●**Courbe hypsométrique :**

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée.

Tableau II. 1 : Coordonnées de la courbe hypsométrique

Elévation	Elévation moyenne	Surface entre courbe		Surface cumulées		Hi . Si
		Si(Km ²)	Si(%)	Si(Km ²)	Si(%)	
0 -133	66,50	0,0084	0,00135	0,00841	0,001348	0,559
133 -200	166,50	36,4051	5,83570	36,41352	5,837047	6061,450
200- 300	250,00	131,7922	21,12615	168,20572	26,963196	32948,052
300- 400	350,00	134,0156	21,48256	302,22134	48,445754	46905,465
400-500	450,00	97,9124	15,69525	400,13375	64,141007	44060,584
500-600	550,00	64,6722	10,36689	464,80599	74,507898	35569,735
600-700	650,00	53,5495	8,58393	518,35549	83,091825	34807,176
700-800	750,00	43,2493	6,93282	561,60484	90,024649	32437,012
800-900	850,00	28,4524	4,56090	590,05729	94,585546	24184,580
900-1000	950,00	15,5286	2,48921	605,58584	97,074756	14752,124
1000-1100	1050,00	9,9871	1,60092	615,57293	98,675676	10486,444
1100-1200	1150,00	4,6144	0,73969	620,18737	99,415365	5306,604
1200-1300	1250,00	2,6952	0,43203	622,88253	99,847396	3368,949
1300- 1389,800	1344,90	0,9520	0,15260	623,83453	100,000000	1280,340
		$\Sigma =$ 623,8345	$\Sigma =$ 100,00			$\Sigma =$ 292168,516

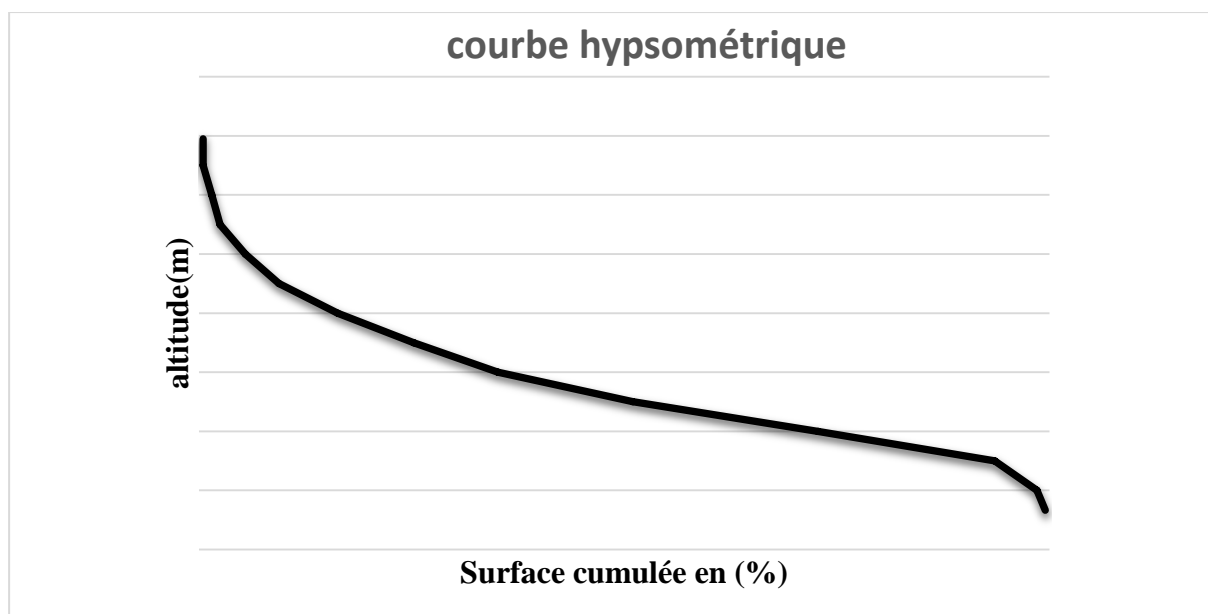


Figure II. 6 : Courbe hypsométrique

D'après le graphe, nous pouvons tirer H5% et H95%

H5% = 1020 m

H95% = 290 m

H50% = 510 m.

Hmoy=468.34m.

Le tableau suivant récapitule les altitudes déterminées.

Tableau II. 2 : Tableau récapitulatif des résultats précédents

Altitudes	Valeur (m)
Hmoyenne	468.34
Hmédiane	510
H95%	290
H5%	1020
Hmax	1389.8
Hmin	133

II.4.2.2. Indices:

Le but de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin versant et de permettre, ainsi des comparaisons et des classifications. Les indices de pente se déterminent à partir de la connaissance de la répartition hypsométrique sur le bassin.

- **Indice de la pente globale :**

Il est défini comme étant le rapport entre l'altitude comprise entre 5% et 95% de la surface du bassin et la longueur du rectangle équivalent. Il est donné par la formule :

$$I_p = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L_r} \dots\dots\dots (II-9)$$

Donc, nous aurons : **Ig=8.44m/Km =0.844 %.**

●Indice de pente moyenne Im :

L'indice de pente moyenne est le rapport entre la dénivelée et la longueur de rectangle équivalent.

$$I_m = \frac{\Delta H}{\Delta L} \dots\dots\dots (II-10)$$

Avec : $\Delta H = H_{\max} - H_{\min} = 1389.8 - 133 = 1256.8\text{m}$

Donc : **Im=14.54 m/Km =1,45%**

●pente moyenne du bassin versant Im :

Il est obtenu par la formule suivante :

$$I_m = \frac{\Delta H(0,5l_1 + l_2 + \dots\dots\dots + 0,5l_n)}{S} \dots\dots\dots (II-11)$$

Avec :

ΔH : Dénivelée (300m);

l_i : Longueur de la courbe de niveau d'ordre 1, 2,3....n;

S : Surface du bassin versant (Km^2).

Tableau II. 3 : Tableau récapitulatif des résultats précédents

Courbes de niveaux	Longueurs (m)
1200	10253,97
900	43118,82
600	107996,93
300	154660,72

D'après le tableau ci-dessus, nous avons : **Im =32,11m/km → Im =3,21 %.**

●Densité spécifique :

Elle sert à comparer les indices de pentes du bassin de superficie différentes. D'après la deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M, appliquée à tous les bassins versant de déférentes surfaces. Elle est calculée à partir de la formule suivante :

$$D_s = I_g \sqrt{S} \dots\dots\dots (II-12)$$

Avec :

I_g : Pente globale [m / Km];

S : Surface totale du bassin versant [Km²].

AN :

$$D_s = 0.844 * \sqrt{624} = 21,080m$$

Ds=21m

Tableau II. 4 : Classification O.R.S.T.O.M (type de relief)

Relief		Ds(m)
1	Très faible	<10
2	Faible	25
3	Assez faible	50
4	Modéré	100
5	Assez modéré	250
6	Fort	500
7	Très fort	>500

II.5.1. Caractéristiques hydrographiques du bassin versant

II.1.5.1 Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Le réseau hydrographique peut prendre une multitude de formes. La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux qui sont :

A-Densité de drainage :

La densité de drainage est définie pour un bassin versant donné de superficie S , comme la longueur totale des cours d'eau de tous les ordres sur la surface drainée.

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n l_i}{S} \dots\dots\dots (II-13)$$

Avec :

L_i : Longueur totale des cours d'eau d'ordre i [Km].

n : L'ordre le plus élevé dans la classification. $n=4$.

Tableau II. 5 : Nombre de thalweg

Ordre	Longueurs (Km)	Nombre de thalweg
-------	----------------	-------------------

1	223,920	153
2	118,699	73
3	53,815	34
4	41,399	42
Σ	437,834	302

AN:

$$D_d = \frac{437.834}{624} = 0,7 \text{ Km/Km}^2. \quad \mathbf{D_d=0,7 \text{ Km/Km}^2}$$

La densité de drainage dépend de la géologie (structure et lithologie) des caractéristiques topographiques du bassin versant et, dans une certaine mesure, des conditions climatologiques et anthropiques. En pratique, les valeurs de la densité de drainage varient de 3 à 4 pour des régions où l'écoulement n'a atteint qu'un développement très limité et se trouve centralisé ; elles dépassent 1000 pour certaines zones où l'écoulement est très ramifié avec peu d'infiltration. Selon Schumm, la valeur inverse de la densité de drainage, $C=1/D_d$, s'appelle « constante de stabilité du cours d'eau ». Physiquement, elle représente la surface du bassin nécessaire pour maintenir des conditions hydrologiques stables dans un vecteur hydrographique unitaire (section du réseau).

La densité de drainage est égale à **0.7 km/km²**, ceci traduit que le bassin présente dans son ensemble une formation géologique perméable, dont l'écoulement est plutôt limité et centralisé ainsi que l'infiltration est augmentée.

B- Densité du thalweg élémentaire

$$F_1 = \frac{N_1}{S} \dots\dots\dots \text{(II-14)}$$

Avec :

N_1 : Nombre de thalwegs d'ordre 1, $N_1=153$;

S : Superficie du bassin versant.

AN :

$F_1=0.245 \text{ thalweg/Km}^2$

Une faible densité de drainage et hydrographique, donc le bassin d'étude présente une région à substratum perméable, à couvert végétal important et à relief peu accidenté.

Coefficient de torrentialité:

C'est le rapport entre la fréquence des cours d'eau d'ordre 1 avec la densité de drainage.

$$C_t = D_d \cdot F_1 \dots\dots\dots (II-15)$$

AN: $C_t = 0,172 \text{ Km}^{-3}$

Le temps de concentration est le temps qui sépare la fin de la pluie efficace de la fin du ruissellement direct. C'est le temps que met une goutte d'eau tombée sur le point le plus éloigné en amont du bassin versant pour arriver à l'exutoire. C'est une caractéristique importante de tout bassin versant.

● **Calcul du temps de concentration :**

L'estimation du temps de concentration est obtenue grâce à des formules empiriques, et par l'étude des données de pluie - débit concomitantes lorsqu'elles sont disponibles.

● **Formule de TURRAZA**

$$T_c = 0,108 * \frac{\sqrt[3]{S \times L}}{\sqrt{I}} \dots\dots\dots (II-16)$$

Avec :

Tc : Temps de concentration en (h).

S : Surface du bassin versant en (Km²).

L : Longueur du thalweg principal en (Km).

Im : Pente moyenne du cours d'eau en (%).

D'où : $T_c = 1,83\text{h}$.

● **Formule de SCS : (Soil Conservation Service, USA)**

$$T_c = \left(0,87 \times \frac{L^3}{H} \right)^{0,387} \dots\dots\dots (II-17)$$

Avec :

L : Longueur du thalweg principal (Km);

H : Différence entre altitude max. et altitude min.

$$H = 1389,8 - 133 = 1256,8 \text{ m.}$$

AN:

$$TC = \left(0,78 * \frac{41,4^3}{1256,8} \right)^{0,387} = 4,51\text{h}$$

D'où: $T_c = 4,51\text{h}$

● **Formule de GIANDOTTI**

$$T_c = \frac{4 \cdot \sqrt{S} + 1,5 \cdot L}{0,8 \sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \dots\dots\dots (II-18)$$

Avec :

S : Surface du bassin versant en (Km²);

L : Longueur du thalweg principal (Km).

H_{moy}- H_{min} =468,34-133 =335,34m.

AN :

$$T_c = \frac{4\sqrt{624}+1,5 \cdot 41,4}{0,8 \sqrt{335,34}}=11,06 \text{ h}$$

D'où : T_c = 11,06h.

● **Formule de VENTURA**

$$T_c=0,1272 \cdot \frac{\sqrt[3]{S}}{\sqrt{I_m}} \dots\dots\dots (II-19)$$

Avec :

I_m : Pente moyenne du cours d'eau;

S : Surface du bassin versant.

D'où : T_c = 1.89 h

● **Formule de SOLOVSKY**

Il est obtenu grâce à la formule suivante :

$$T_c = \frac{L}{3,6 \cdot V_r} \dots\dots\dots (II-20)$$

L : Longueur du thalweg principal (Km);

V_r : Vitesse de ruissellement en m/s.

Pour les petits cours d'eau, la vitesse du ruissellement selon l'auteur est de 1, 5m/s.

D'où : T_c = 7,67 h

Voici un tableau qui récapitule toute les valeurs obtenues :

Tableau II. 6: Tableau récapitulatif des résultats du temps de concentration

Formule utilisée	Tc : temps de concentration trouvé (heurs)
Formule de TURRAZA	1,83
Formule de SCS	4 ,51
Formule de GIANDOTTI	11,06
Formule de VENTURA	1 ,89
Formule de SOLOVSKY	7,67

Compte tenu de la forme allongée du bassin. Sachant que cette forme nous renseigne du temps que met une goutte d'eau tombée sur le point le plus éloigné en amont du bassin versant pour arriver à l'exutoire est grand.

Donc, on prend **Tc=11,06h.**

E) Vitesse de ruissellement :

On entend par ruissellement, l'écoulement par gravité à la surface du sol, suivant la pente du terrain et dans le micro-réseau hydrographique, des eaux météorologiques qui ont échappé à l'infiltration, à l'évaporation et au stockage superficiel. C'est, tout simplement, le rapport entre la longueur parcourue par le temps de concentration.

$$Vr = \frac{L}{Tc} \dots\dots\dots (21-II)$$

Avec :

L : Longueur du thalweg principal en (Km).

Tc : Temps de concentration en (h).

AN:

Vr=41.4/11.06 =3,743 Km/h

II.5.2. Caractéristiques hydro climatiques

Le climat est un facteur important dans l'étude de la typologie et le fonctionnement d'un milieu naturel. Il nous permet de déterminer les composants et les caractéristiques de ce dernier. L'étude des données climatologiques est une opération indispensable dans toute étude hydrogéologique, car elle facilite la compréhension des mécanismes d'alimentation et de circulation des eaux naturelles (in Sayad,2015).

●Les précipitations

Constituant un facteur essentiel qui caractérise le climat d'une région, les précipitations jouent un rôle prépondérant dans le comportement hydraulique des cours d'eau et dans l'alimentation éventuelle des nappes souterraines.

La zone d'étude fait partie des régions les plus tempérées et les plus arrosées de l'Algérie, elle est soumise à un climat méditerranéen caractérisé par un hiver doux et humide et un été chaud et sec, dont le régime dépend principalement de la précipitation et de la température (**Figure II-7:**) (in Sayad, 2015).

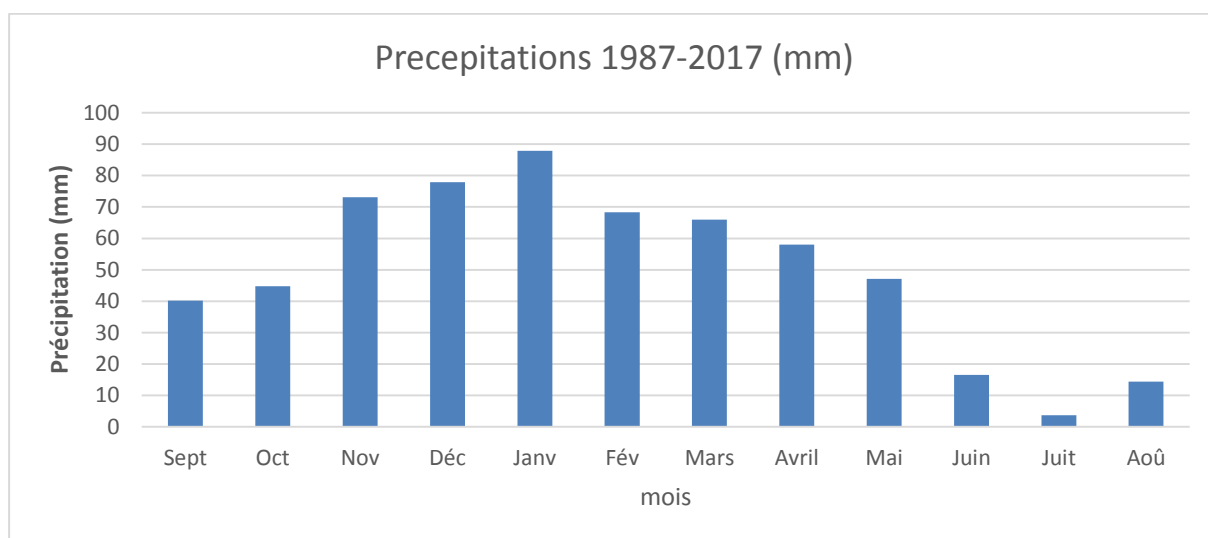


Figure II. 7 : Précipitation moyenne mensuelle en (mm) durant la période (1987-2017).

●La température

La température est le deuxième facteur important dans l'étude climatique car agisse directement sur le phénomène d'évapotranspiration et donc le déficit d'écoulement annuel et saisonnier.

Les moyennes mensuelles les plus élevées sont observées pendant la période d'été entre juin et octobre. Par contre les températures les plus basses sont observées pendant la période hivernale entre décembre et mars (**FigureII-8:**). Le suivi de l'évolution de la température nous donne une courbe en cloche ou les maximums sont observés en été et les minimums en hiver (in Mahdjoub, 2017).

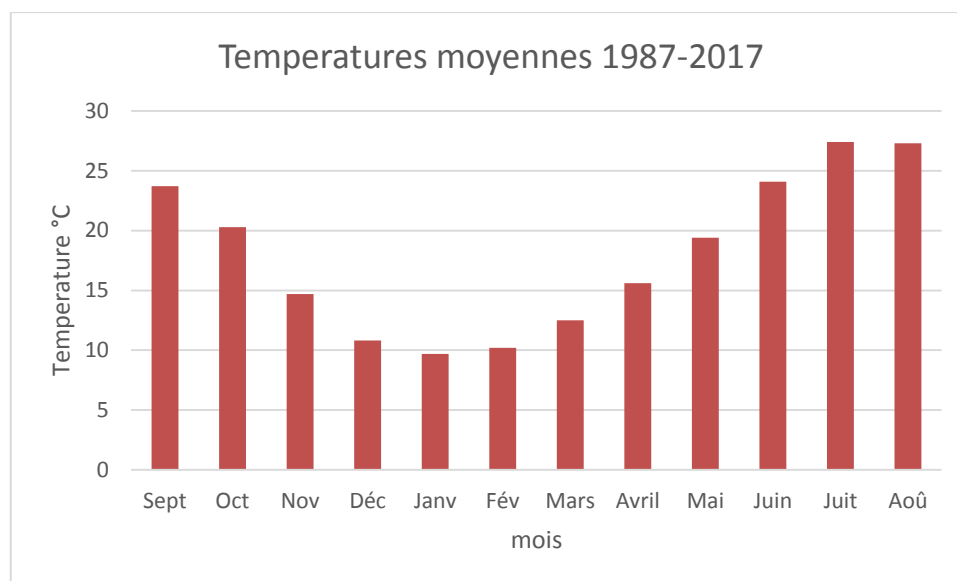


Figure II. 8: Température mensuelle en (°C) durant la période (1987-2017)

•L' humidité

L'humidité de l'air est son contenu en vapeur d'eau. Elle s'exprime par l'humidité relative, qui est la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère exprimé en pourcentage par rapport à l'humidité saturante (100%) pour la température considérée (Brun et Mary, 2003).

Les moyennes mensuelles de l'humidité relative varient de 76.54 % en hiver (au mois de janvier) à 56,12 % en été (au mois de juillet) (**FigureII-9**).

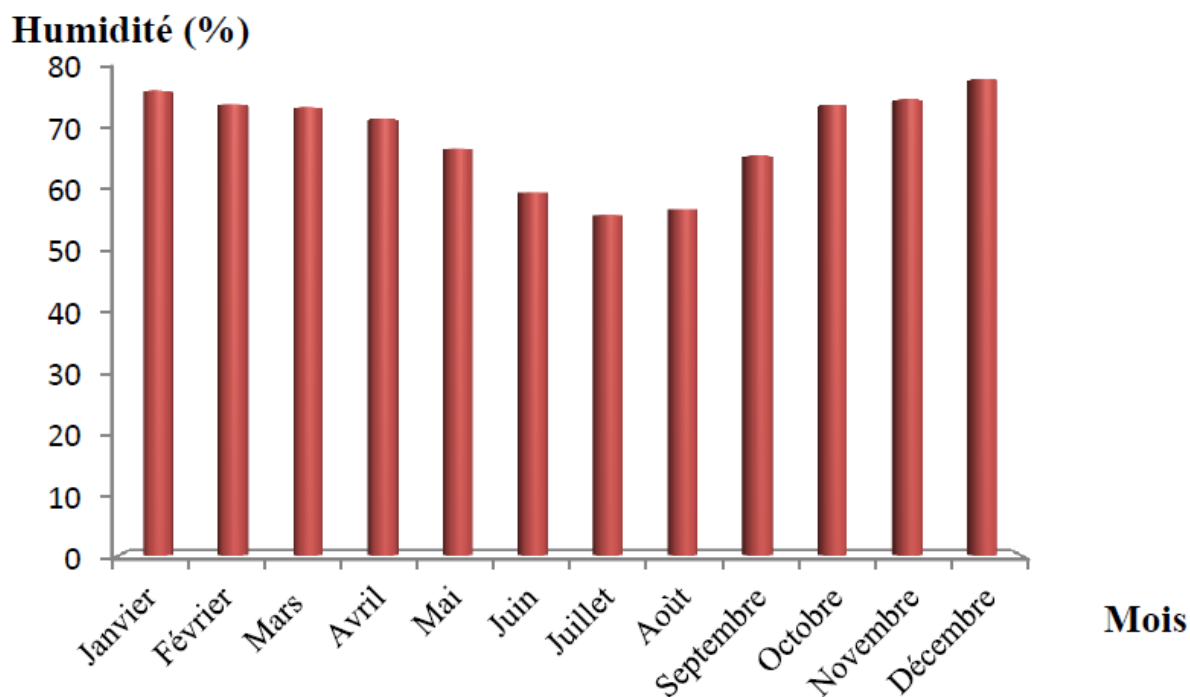


Figure II. 9: Variation mensuelle de l'humidité relative durant la période (1987-2017)

●Le vent

Les vents ont un effet important sur les phénomènes d'évaporation de précipitation et à un degré moindre sur les températures (in Attoui, 2014). La région d'étude est prédominée par des vents avec vitesse moyenne de l'ordre de 1,7 m/s (**FigureII-10**).

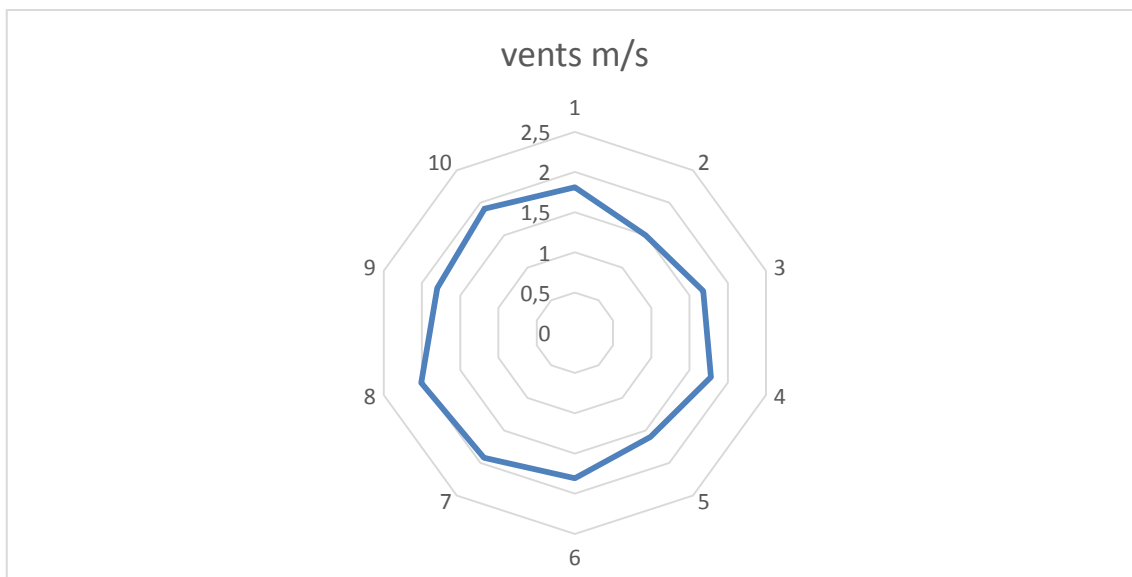


Figure II. 10: Variation mensuelle de vent durant la période (1987_2017)

Les différentes caractéristiques physiographiques du bassin versant dans l'Oued Seybouse sont résumé dans le tableau ci-dessous.

Tableau II. 7 : Caractéristique physiographique au niveau du bassin versant

Désignation	Symbole	Unités	Valeur	
Superficie	S	km ²	624	
Périmètre	P	Km	186.69	
Longueur du thalweg principal	L	Km	41 .4	
Indice de compacité	KC	/	2.1	
Coefficient d'allongement	KP	/	55.85	
Rectangle Equivalent	Longueur	Lr	Km	86.46
	Largeur	Ir	Km	7.22
Altitudes	Maximale	H max	M	1389.8

	Moyenne	H moy	M	468.34
	Médiane	H med	M	510
	Minimale	H min	M	133
Indice de pente globale		Ig	m/Km	8.44
Indice de pente moyenne		Im	m/Km	14.54
DENSITE SPECIFIQUE		Ds	M	21
Densité de drainage		Dd	Km/Km ²	0.7
Coefficient de torrentialité		Ct	Km ⁻³	0, 172
Temps de concentration		Tc	H	11.06
Vitesse de ruissellement		Vr	Km/h	3.74

II. Conclusion :

Dans ce chapitre nous avons présenté les différents caractéristiques Géographique topographique hydrographie pour bassin de Gualma .ces caractéristiques sont très importantes pour l'étude de la pluviométrie et l'écoulement dans le sous bassin étudiés.

D'après l'étude des différent paramètres de BV de Gualma on remarque que le temps de concentration et assez important au raison des relief qui caractérise le bassin et la valeur de coefficient de torrentialité.

Chapitre III :
Analyse statistique et
hydrologique

III.1. Introduction

L'objectif de notre recherche est l'étude de la modélisation pluie-débit, aux pas de temps .

Il s'agit donc d'étudier le fonctionnement d'un bassin versant.

Pour cela, il est nécessaire de disposer d'un échantillon de données hydrométéorologiques à savoir les pluies et les débits de la station à modéliser. Dans le cadre de cette étude, la première tâche est d'acquérir des séries de données, pour mieux représenter les différents processus hydrologiques intervenants dans la modélisation pluie-débit.

La difficulté réside dans le fait que ces données doivent non seulement être fiables, mais qu'elles doivent coïncider avec la même période d'observation. Pour notre part, nous sommes aperçus que deux stations pluviométriques comportent des lacunes et parfois sont relativement très courtes et donc inutilisables. Ce problème est amplifié pour les données hydrométriques, vu que généralement, la densité des stations hydrométriques est lâche, et les données hydrométriques sont parfois entachées d'erreurs, impossibles à corriger, sans avoir recours aux mesures limnométriques.

Notre travail de modélisation, est confronté au souci d'obtenir de l'information, et donc tributaire de la disponibilité d'un ensemble de données nécessaire à notre recherche. Les données pluviométriques et hydrométriques disponibles ont été recueillies au niveau de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH).

Le bassin versant de de l'oued Seybouse Guelma objet de cette étude, présente toutes les caractéristiques naturelles favorables.

Dans le cadre d'une étude sur la variabilité climatique pour l'analyse de séries hydrométéorologiques. pour le Développement a mis à jour, un outil informatique qui consiste principalement à séparer et analyser séparément chacune des composantes constitutives de la série (autocorrélation, test de rupture, segmentation). Cet outil est le logiciel Khronostats, Et par la suite l'ajustement est effectué par le logiciel Hyfran-Plus, qui permet d'ajuster un nombre important de distributions statistiques.

III.2. Données et méthodes

III.2.1. Données disponibles

Les données proviennent de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (A.N.R.H) de Guelma.

Elles sont de qualité et de durée variables. Cela a nécessité un choix des stations basé sur trois critères :

- La taille de l'échantillon ;
- Leur position géographique par rapport au bassin ;
- La qualité des données (faiblesse des lacunes dans les séries observées).

Nous avons utilisé un certain nombre de tests statistiques sur deux station ;

pluviométrique et l'autre hydrométriques possédants des séries de mesures pour une période allant de 1975 à 1989.

Tableau III. 1 : Caractéristiques des stations pluviométriques et hydrométriques

Stations	Codes	Altitudes (m)	X (Km)	Y (Km)	Périodes de fonctionnement
KSAR SBAH(stations pluviométriques)	140104	206	878.96	370.3	1975-2002
MOULIM RECHFORTOued :Cherf (station hydrométrique)	140202	195	875.3	374.6	1966-1989

III.3. Traitement des données pluviométrique et hydrométrique

Les chroniques de précipitations ont été recueillies d'ANRH au pas de temps mensuel. Elles ont ensuite été traitées compte tenu du fait que certaines comportaient des lacunes elles ont été supprimées de la série. Dans le deux stations (pluviométrique /hydrométrique) nous avons choisi la période la plus longue sans lacunes

Précipitations 1975-2002

Hydrométrie 1966-1989

III.4. Homogénéisation

III.4.1. Présentation de KHRONOSTAT

Le KHRONOSTAT est un logiciel de l'analyse statistique de séries chronologiques conçu par une équipe de recherche de l'IRD, dans le cadre d'une étude sur la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest et Centrale. Cet objectif peut être atteint en considérant une seule série de données. Ces méthodes statistiques concernent l'exploitation d'une série de données et une seule. Telles analyses sont qualifiées de ponctuelles ou par site. Le KHRONOSTAT permet d'effectuer deux types de tests :

- Les premiers tests sont relatifs à la vérification de caractère aléatoire de séries chronologiques de données météorologiques ; ce qui traduit une tendance à la persistance.
- Les seconds tests concernent la détection d'un point de rupture dans l'hypothèse où la série est déclarée non aléatoire.

III.4.2. Méthodes statistiques utilisées

III.4.2.1 Test de corrélation sur le rang [Lubes-Niel et al. 1998]

Le test de corrélation sur le rang est utilisé pour tester l'indépendance des éléments successifs et consécutifs d'une série.

Ce test est fondé sur le calcul du nombre P de paires (X_i, X_j) , pour lequel $X_i > X_j$ ($j > i, i = 1, N-1$).

Sous l'hypothèse nulle (H_0) de stationnarité de la série, la variable τ est définie par :

$$\tau = \frac{4P}{N(N-1)} - 1 \quad (\text{III.1})$$

Elle suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance égale à :

$$\delta_{\tau}^2 = \frac{2(N+5)}{9N(N-1)} \quad (\text{III.2})$$

Il en résulte que si l'hypothèse nulle H_0 est vraie, la variable $U = \tau / \sigma_{\tau}$ est une variable normale réduite. Pour un risque α de première espèce donné, la région d'acceptation de l'hypothèse nulle est comprise entre $U_{1-\alpha/2}^* \sigma_{\tau}$ et $U_{1-\alpha/2}^* \sigma_{\tau}$.

III.4.2.2. Statistique U de Buishand [Buishand, 1982 ; Buishand, 1984]

La statistique U de Buishand est de nature bayésienne et fait référence au modèle simple. En supposant une distribution a priori uniforme pour la position du point de rupture m, on définit la statistique U par :

$$U = [N(N+1)]^{-1} \cdot \sum_{k=1}^{N-1} \left(\frac{S_k^*}{Dx} \right)^2 \quad (\text{III.3})$$

Elle s'avère performante pour tout changement de moyenne survenant au milieu de la série cependant le test de Buishand est un test paramétrique faisant l'hypothèse d'une distribution normale des variables de la série. Le logiciel **Khronostats** nous permet de vérifier la normalité de la série étudiée et dans le cas où celle-ci serait refusait la série est alors modifiée (Racine Carrée, Logarithme, Box et Cox) pour que les données changées suivent une distribution normale.

III.4.2.3. Ellipse de Bois (Bois, 1972)

P. Bois a préconisé une méthode fondée sur le cumul des résidus. Elle permet de déterminer un seuil à partir duquel la cassure est significative. La difficulté revient à rechercher une courbe de contrôle telle que tout dépassement conduit à repousser l'hypothèse d'homogénéité de la série avec un seuil de confiance Choisi. P Bois a montré que la courbe de contrôle a une forme ellipsoïdale (ellipse).

Cette méthode permet de dilater les différences, ce qui amplifie largement la clarté du graphique spécialement dans le cas où les écarts types sont faibles.

La région de confiance est définie par :

$$\pm \frac{U(1 - \frac{\alpha}{2}) \cdot \sqrt{K(N-K)}}{\sqrt{(N-1)}} \cdot D_x \quad (\text{III.4})$$

III.4.2.4. Test de Pettitt (Pettitt, 1979)

L'approche de Pettitt est non-paramétrique et dérive du test de Mann-Whitney. L'absence de rupture dans la série (x_i) de taille N constitue l'hypothèse nulle.

La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant t compris entre 1 et N, les séries chronologiques (x_i) $i = 1$ à t et t + 1 à N appartiennent à la même population. La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$ définie par :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad (\text{III.5})$$

Où

$$D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j) \text{ avec } \text{sgn}(x) = 1 \text{ si } x > 0; 0 \text{ si } x = 0 \text{ et } -1 \text{ si } x < 0 \quad (\text{III-6})$$

Si l'hypothèse nulle est rejetée, une estimation de la date de rupture est donnée par l'instant t définissant le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$.

À partir de la théorie des rangs, Pettitt montre que si k désigne la valeur de K_N prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement par :

$$\text{Prob}(K_N > K \approx 2 \exp(-\frac{6K^2}{N^3+N^2})) \quad (\text{III.7})$$

Pour un risque α de première espèce donné, si la probabilité de dépassement estimée est inférieure à α , l'hypothèse nulle est rejetée. La série comporte alors une rupture localisée au moment t où est observé K_N .

La procédure de segmentation de séries chronologiques et hydrométéorologiques a été présentée par Hubert en 1989. Le principe de cette procédure est de diviser la série en m segments ($m > 1$) de telle manière que la moyenne calculée soit significativement différente de la moyenne du segment voisin.

Soit une série chronologique X_i , $i = 1, N$. Toute série X_i pour $i = i_1, i_2$ telle que $i_1 \geq 1, i_2 \leq N$ et $i_1 < i_2$ constitue un segment de la série initiale. Toute partition de la série initiale en m segments constitue une segmentation d'ordre m de cette série.

Soit une segmentation d'ordre m particulière, on définit i_k avec $k = 1, \dots, m$ le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale du k_i ème segment avec par convention $i_0 = 0$, et $N_k = i_k - i_{k-1}$ la longueur

$$\bar{x}_k = \frac{1}{N_k} \left(\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i_k} X_i \right) \quad (\text{III-8})$$

III.4.2.6. Procédure de segmentation de Hubert [Hubert, 1993 ; Hubert and Carbonnel, 1993]

La procédure de segmentation de séries chronologiques et hydrométéorologiques a été présentée par Hubert en 1989. Le principe de cette procédure est de diviser la série en m segments ($m > 1$) de telle manière que la moyenne calculée soit significativement différente de la moyenne du segment voisin.

Soit une série chronologique X_i , $i = 1, N$. Toute série X_i pour $i = i_1, i_2$ telle que $i_1 \geq 1, i_2 \leq N$ et $i_1 < i_2$ constitue un segment de la série initiale. Toute partition de la série initiale en m segments constitue une segmentation d'ordre m de cette série.

Soit une segmentation d'ordre m particulière, on définit i_k avec $k = 1, \dots, m$ le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale du k_i ème segment avec par convention $i_0 = 0$, et $N_k = i_k - i_{k-1}$ la longueur

$$\bar{x}_k = \frac{1}{N_k} \left(\sum_{i=1+i_{k-1}}^{i=i_k} X_i \right) \tag{III.9}$$

$$\bar{X}_k = \frac{1}{N_k} \cdot \left(\sum_{i=1+i_{k-1}}^{i=i_k} X_i \right) \tag{III.10}$$

La segmentation retenue au terme de la mise en œuvre de la procédure doit être telle que pour un ordre m de segmentation donné, soit minimum. Cette condition est nécessaire mais pas suffisante pour déterminer la segmentation parfaite.

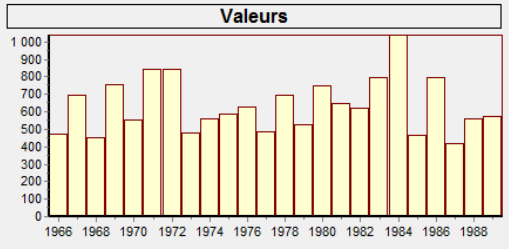
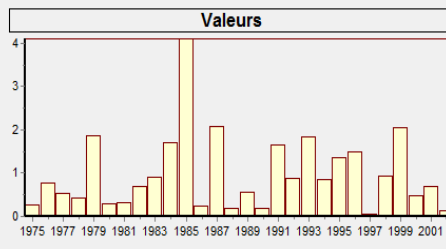
Aussi, cette contrainte est aisée (satisfaite) par application du test de scheffé qui repose sur le concept de contraste. Ce test peut être considéré comme un test de stationnarité où H_0 est l'hypothèse nulle.

III.4.3.Résultats

III.4.3.1 Résultats de tests statistiques

En plus des résultats statistiques des Khronostats, des graphiques de pluviométrie sur 23 ans et de l'hydrométrie sur 27 ans ont été produits. L'ensemble des graphiques sont réunis ci-dessous.

Tableau III. 2 : Principaux résultats

La station	KSAR SBAH	MOULIM RECHFORT
Tests	<p style="text-align: center;">Valeurs</p> 	<p style="text-align: center;">Valeurs</p> 
Test de normalité		

<p>Test de corrélation sur le rang</p>	<p>Hypothèse nulle (série chronologique aléatoire) acceptée au seuil de confiance de 99%</p> <p>Hypothèse nulle (série chronologique aléatoire) acceptée au seuil de confiance de 95%</p> <p>Hypothèse nulle (série chronologique aléatoire) acceptée au seuil de confiance de 90%</p> <p>Valeur de la variable de calcul : 0.4465</p>	<p>Hypothèse nulle (série chronologique aléatoire) acceptée au seuil de confiance de 99%</p> <p>Hypothèse nulle (série chronologique aléatoire) acceptée au seuil de confiance de 95%</p> <p>Hypothèse nulle (série chronologique aléatoire) acceptée au seuil de confiance de 90%.</p> <p>Valeur de la variable de calcul : 0.4742</p>
<p>Ellipse de Bois</p>	<div data-bbox="475 1025 981 1310" data-label="Figure"> </div> <p>L'hypothèse H_0 est acceptée aux seuils de confiance 90, 95 et 99%, l'hypothèse d'absence de Rupture est validée. Exemple de la série chronologique des précipitations annuelles de la station.</p>	

<p>Test de Pettitt</p>		
<p>Procédure de segmentation d'Hubert</p>	<p>Niveau de signification du test de Scheffé: 1%</p>	<p>Niveau de signification du test de Scheffé: 1%</p>

III.4.3.2.L'ajustements :

L'analyse fréquentielle vise à définir les régimes à travers certaines valeurs. Caractéristiques et représentatives, à savoir :

- Les valeurs centrales
- Les valeurs extrêmes ou quantiles

Les valeurs extrêmes représentent celles que peuvent prendre des grandeurs hydrologiques. Pour des périodes de retour données (pluie, débit maximum de crue...) (Bouaïchi I 2004).

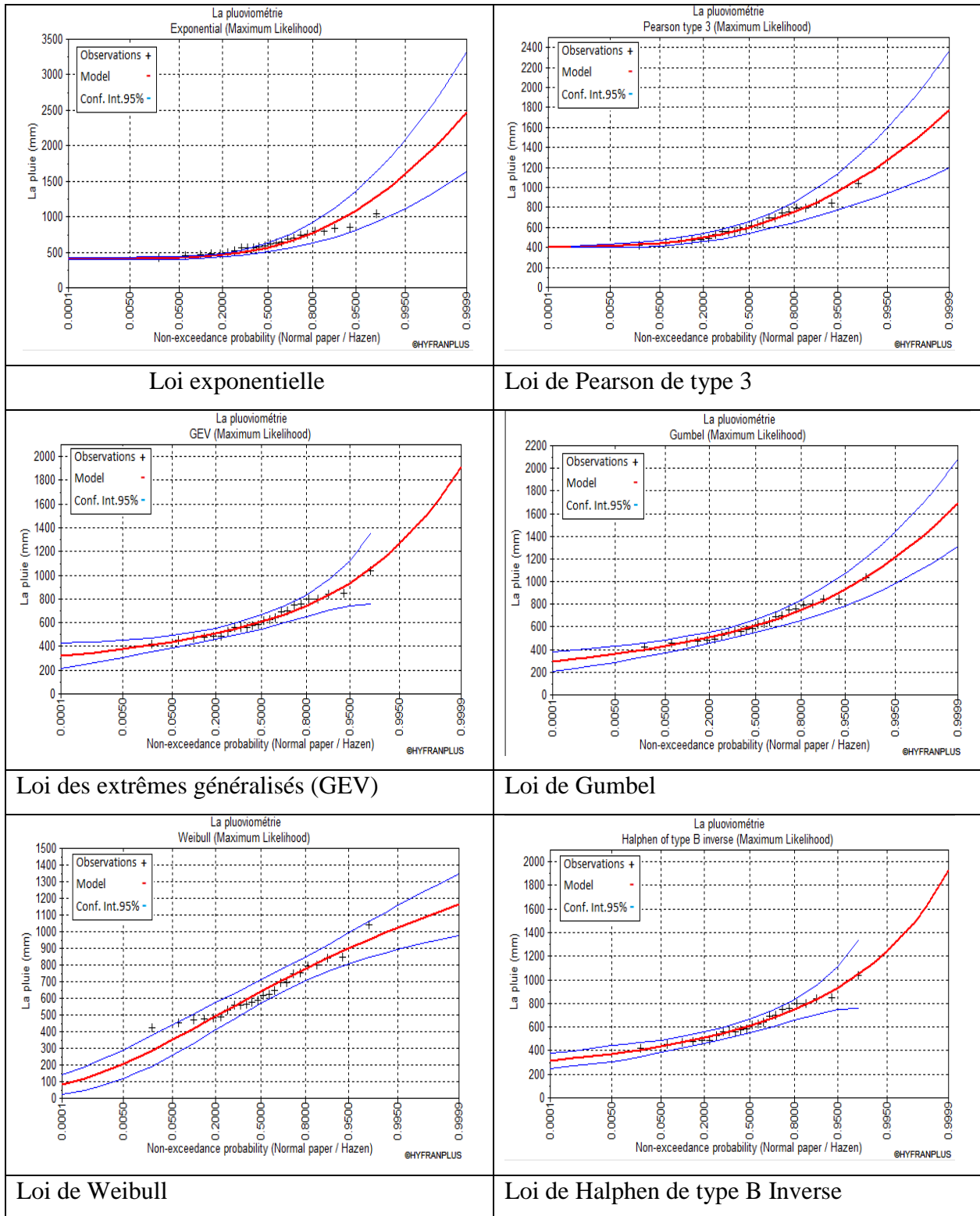
Dans cette partie de l'étude, consiste à faire l'ajustement pour les séries des intensités par des lois statistiques, afin de déterminer les valeurs extrêmes (les intensités moyennes maximales $i t, p\%$) pour les périodes de retour et son intervalle de confiance. L'étude statistique des échantillons avec éventuellement l'ajustement d'une loi de distribution qui permettant l'estimation de la fréquence d'apparition des observations, a été faite par le logiciel HYFRAN-PLUS.

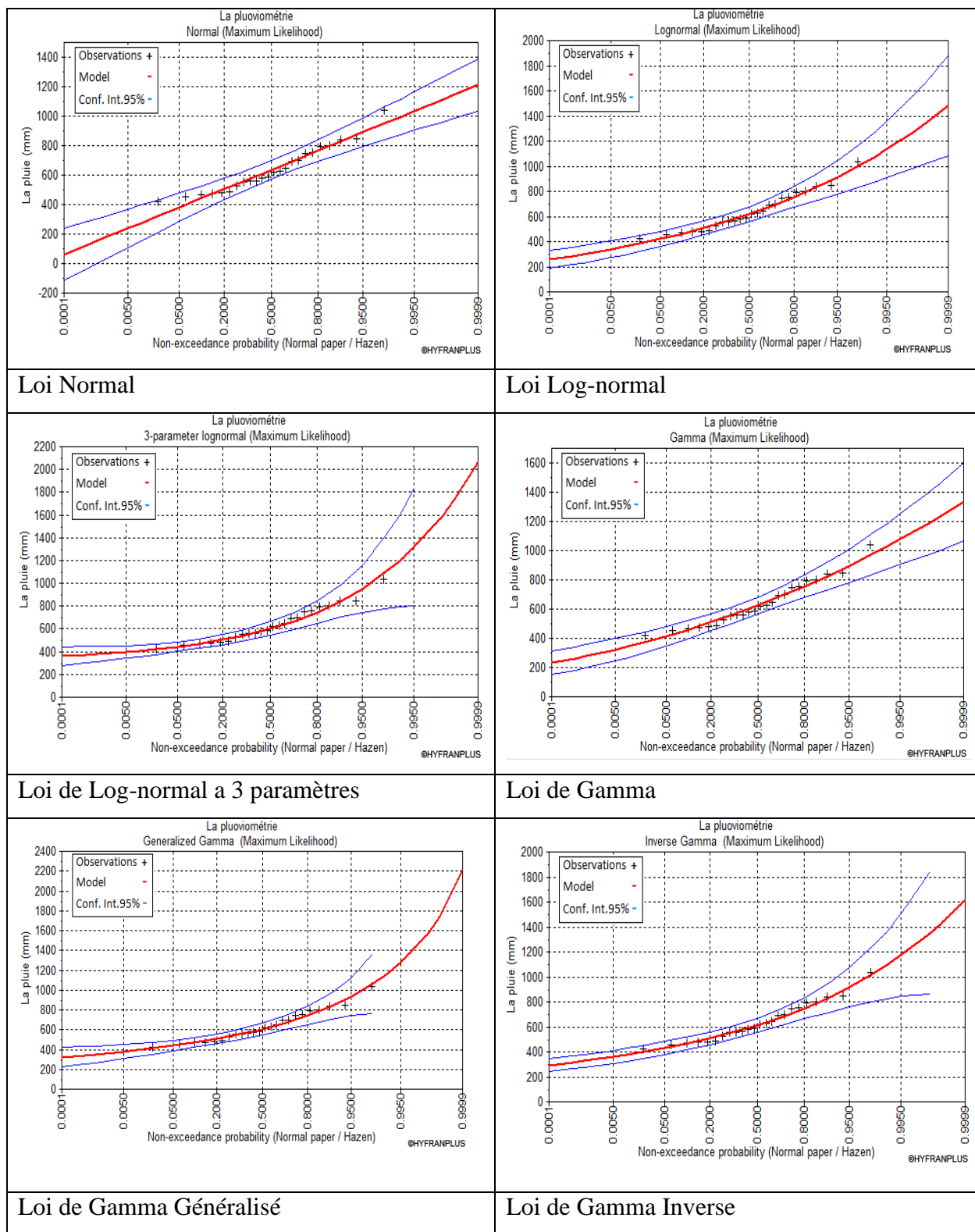
a) Résultats des ajustements pour la série pluviométrique

a1 . Résultats graphique

l'ajustement de la pluviométrie annuelles, pour différents lois de probabilité sont donnés par les graphique.

Chapitre III : Analyse statistique et hydrologique





Graphes III. 1 : Graphiques d’ajustement aux différentes lois de probabilité

a2 . Résultats du test d’adéquation

Le test d’adéquation d’ajustement de Khi 2 a été exécuté par HYFRANPLUS pour lois utilisées. Les résultats sont présentés dans le tableau III-3.

Tableau III. 3 : Résultats du test de Khi2.

Lois de probabilités	χ^2 calculé	P-VALUE	Décision
Gumbel	2.83	0.5861	Accepté
Gamma inverse	1.67	0.7968	Accepté
Log-normal	1.67	0.7968	Accepté
Gamma	1.67	0.968	Accepté
Pearson de type 3	2.25	0.5222	Accepté
Exponentielle	8.67	0.0700	Accepté
Gamma Généralisé	158.58	0.0000	Rejeté
GEV	2.83	0.4180	Accepté
Halphen de type B Inverse,	2.83	0.4180	Accepté
Normal	1.67	0.7968	Accepté
Weibull	5.17	0.2706	Accepté

a2 . Critère de décision de la loi la plus adéquate par méthode numérique

Le tableau III-4 montre les valeurs observées des critères. Ces critères permettent de comparer le degré d'ajustement. Les meilleurs ajustements correspondent aux plus faibles valeurs de ces statistiques, donc pour notre cas la loi Gumbel est la mieux adaptée pour l'estimation des intensités moyennes maximales.

Tableau III. 4 : Comparaison de l'adéquation des différentes lois.

Modèle	Nb.par	XT	P(Mi)	P(Mi x)	BIC	AIC
Gumbel	2	1069.213	8.33	14.72	312.485	310.128
Gamma inverse	2	1026.715	8.33	10.67	313.127	310.771
Log-normal	3	1177.600	8.33	8.72	313.531	309.997
Gamma	2	1444.217	8.33	6.36	314.162	311.806
Pearson de type 3	3	1201.620	8.33	5.25	314.547	311.013
Exponentielle	3	1169.459	8.33	4.10	315.039	311.505
Log-normal a 3 paramètres	3	1161.430	8.33	4.08	315.048	311.514

Chapitre III : Analyse statistique et hydrologique

Gamma Généralisé	3	1145.905	8.33	4.07	315.054	311.520
GEV	2	995.642	8.33	3.37	315.432	313.076
Halphen de type B Inverse,	2	991.201	8.33	1.50	317.047	314.691
Normal	2	1069.213	8.33	14.72	312.485	310.128
Weibull	2	1026.715	8.33	10.67	313.127	310.771

a3 . Résultats d'adéquation pour la loi de Gumbel

Les paramètres de la loi Gumbel sont représentés dans le tableau **III-5** :

- Nombre d'observations: $n = 24$.

- $q = F(X)$ (probabilité au non-dépassement) $T = 1 / (1-q)$ (période de retour).

Tableau III. 5: Caractéristiques de la série pluviométrique.

Paramètres	Caractéristiques de la série
Nombre d'observation(n)	24
Minimum	421
Maximum	1040
Moyenne	636
Ecart-type	155
Médiane	604
Coefficient de variation (C_V)	0.243
Coefficient d'asymétrie (C_S)	0.781
Coefficient d'aplatissement (C_K)	2.760

Le tableau III-6 ci-dessous récapitule les quantiles pour différentes périodes de retour de l'ajustement de la série à la loi Gumbel .

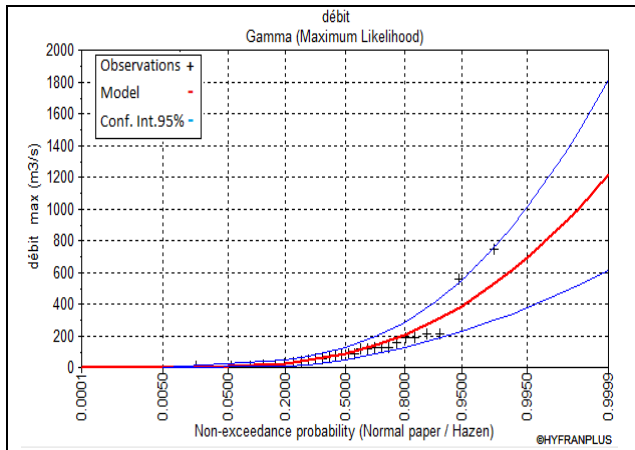
Tableau III. 6: Les pluies annuelles pour différentes fréquences.

T (ans)	Fréquence (q)	XT (mm)	Ecart-type	Intervalle de confiance a 95%
1000.0	0.9990	1410	149	1120 – 1700
200.0	0.9950	1210	117	983 – 1440
100.0	0.9900	1130	104	925 – 1330
50.0	0.9800	1040	90.0	866 – 1220
25.0	0.9600	956	76.4	806 – 1110
20.0	0.9500	928	72.1	787 – 1070
10.0	0.9000	840	58.7	725 – 955
5.0	0.8000	748	45.5	659– 837

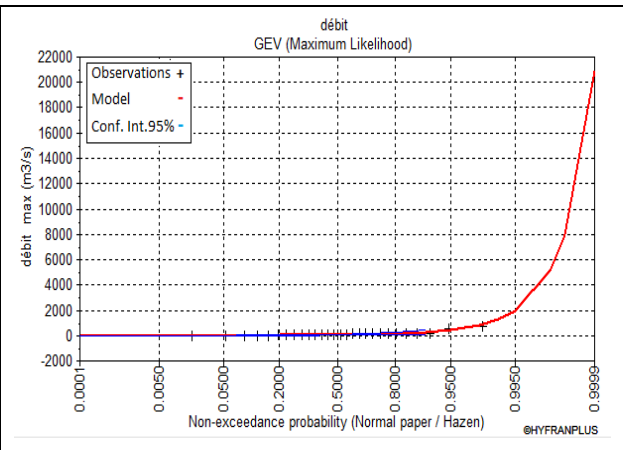
b) Résultats des ajustements pour la série hydrométrique**b1 . Résultats graphique**

L'ajustement de la série hydrométrique annuelles de série, pour différents lois de probabilité sont donnés par les graphiques.

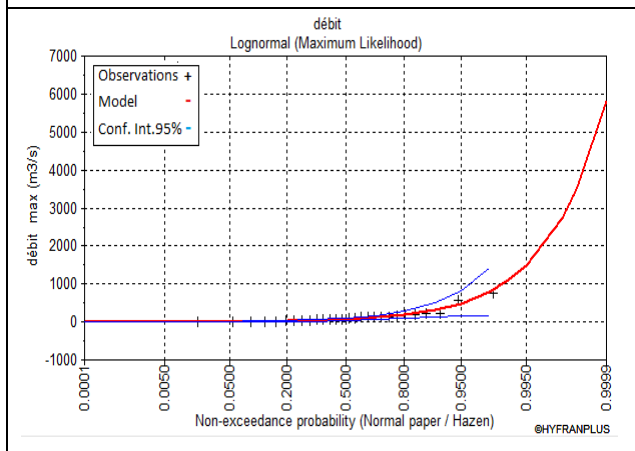
Chapitre III : Analyse statistique et hydrologique



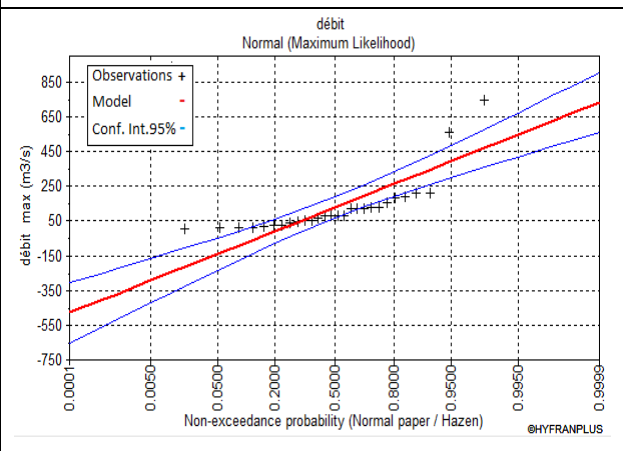
La loi de Gamma



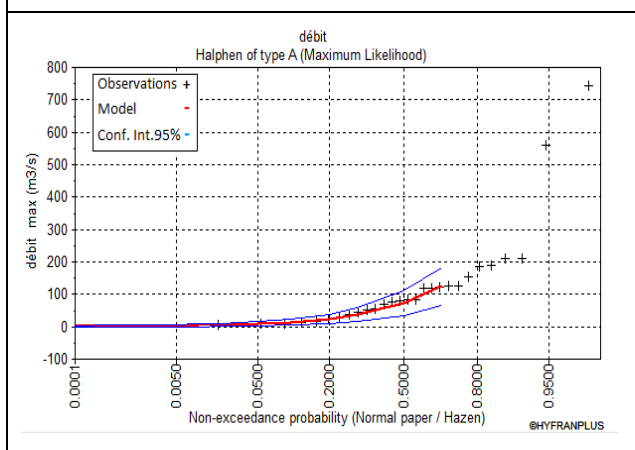
La loi de GEV



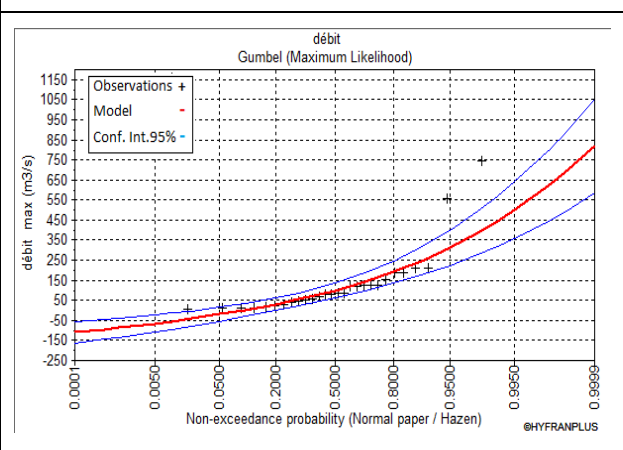
La loi Log Normal



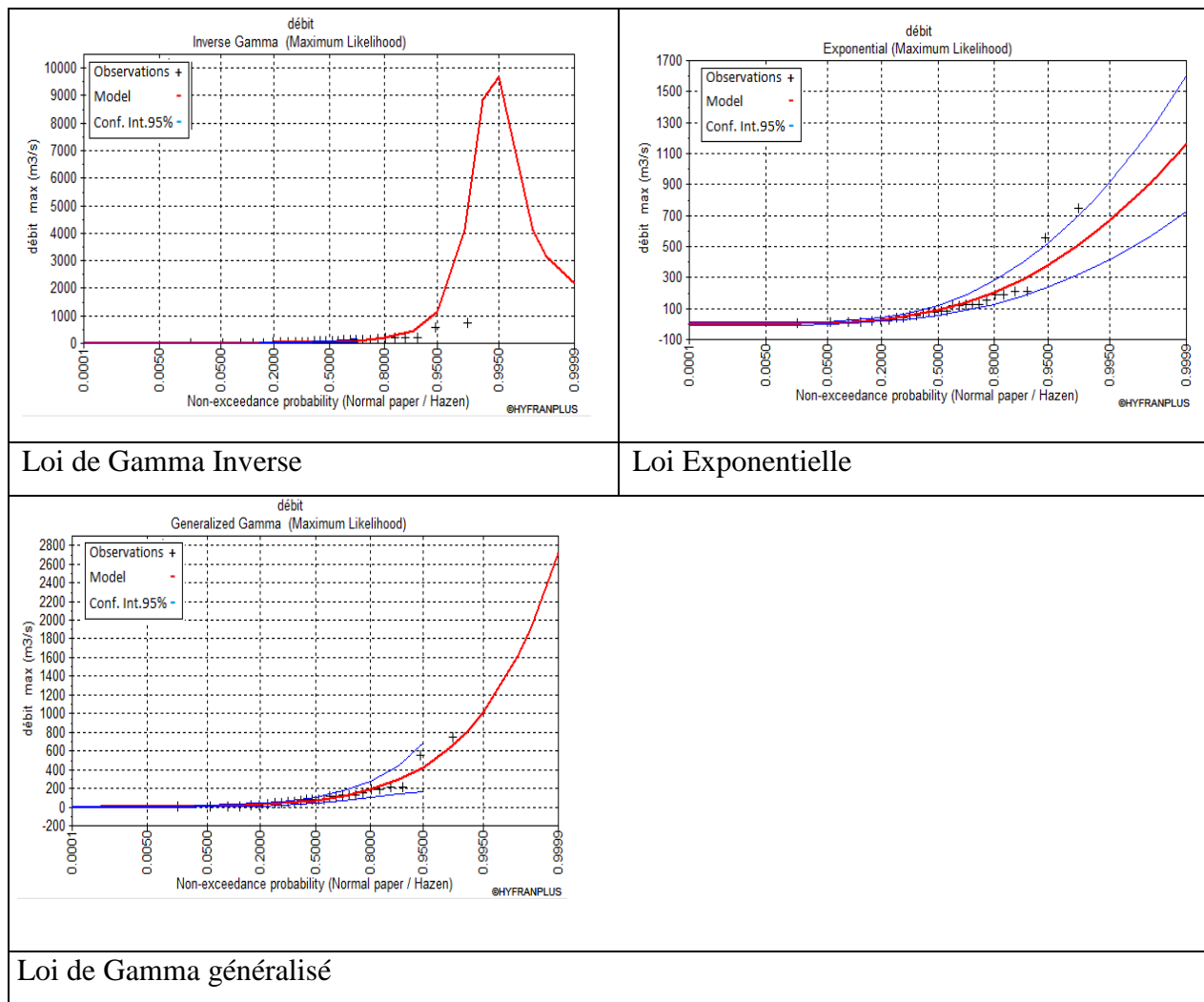
La loi Normal



La loi de Halphen de type A



Loi de Gumbel



Graphes III. 2 : Graphiques d’ajustement aux différentes lois de probabilité

b2 . Résultats du test d’adéquation

Le test d’adéquation d’ajustement de Khi 2 a été exécuté par HYFRANPLUS pour lois utilisées. Les résultats sont présentés dans le tableau III-7.

Tableau III. 7: Résultats du test de Khi2.

Lois de probabilités	χ^2 calculé	P-VALUE	Décision
Gumbel	8.50	0.0749	Accepté
Gamma inverse	9.50	0.0497	Rejeté
Log-normal	3.00	0.5578	Accepté
Gamma	2.50	0.6446	Accepté
Pearson de type 3	3.00	0.3916	Accepté
Exponentielle	2.50	0.644	Accepté

Gamma Généralisé	3/00	0.3916	Accepté
GEV	2.50	0.4753	Accepté
Halphen de type B Inverse,	3.00	0.3916	Accepté
Normal	18.50	0.0010	Rejeté
Weibull	3.00	0.5587	Accepté

b2 . critère de décision de la loi la plus adéquate par méthode numérique

Le tableau III-8.montre les valeurs observées des critères. Ces critères permettent de comparer le degré d’ajustement. pour notre cas la loi Log-Normal est la mieux adaptée pour l’estimation des intensités moyennes maximales.

Tableau III. 8: Comparaison de l’adéquation des différentes lois

Modèle	Nb.paramètre	XT	P(Mi)	P(Mi I x)	BIC	AIC
Log-Normal	2	1103.981	14.29	41.14	332.022	329.357
Exponentielle	2	581.289	14.29	19.63	333.502	330.837
Gamma	2	600.722	14.29	16.18	333.888	331.224
Halphen de type A	3		14.29	10.59	334.737	330.740
Gamma Généralisé	3	812.447	14.29	9.52	334.948	330.951
GEV	3	1302.047	14.29	2.93	337.309	333.312
Gumbel	2	443.153	14.29	0.02	347.048	344.384

b3 . Résultats d’adéquation pour la loi Log-Normal

Les paramètres de la loi Log-Normal sont représentés dans le tableau **III-9** :

- Nombre d'observations: n = 28

Tableau III. 9: Caractéristiques de la série hydrométrique.

Paramètres	Caractéristiques de la série
N	28
Minimum	5.48
Maximum	745
Moyenne	127
Ecart-type	163
Médiane	80.5
Coefficient de variation (C _v)	1.28

Chapitre III : Analyse statistique et hydrologique

Coefficient d'asymétrie (C_S)	2.82
Coefficient d'aplatissement (C_K)	9.25

Le tableau III_10 ci-dessous récapitule les quantiles pour différentes périodes de retour de l'ajustement de la série à la loi Log-Normal.

Tableau III. 10 : Les intensités maximales des différentes fréquences.

T (ans)	Fréquence (q)	XT (mm)	Ecart-type	Intervalle de confiance a 95%
1000.0	0.9990	2740	1510	
200.0	0.9950	1490	706	
100.0	0.9900	1100	485	
50.0	0.9800	798	321	169 – 1430
25.0	0.9600	556	200	163 – 948
20.0	0.9500	490	171	155 – 825
10.0	0.9000	318	97.4	127 – 509
5.0	0.8000	188	49.5	90.9 – 285

CONCLUSION

Dans ce chapitre nous avons pu vérifier l'homogénéité des différentes séries pluviométriques, et hydrométriques. On a trouvé que nos séries pluviométriques s'ajustent mieux à la loi Gumbel et la série hydrométrique s'ajustent mieux à la loi log normal.

Chapitre IV :

Application du modèle RNA
dans la relation pluie-débit

IV.1. Introduction

Les réseaux de neurones artificiels ont souvent fait l'objet de recherches dans de nombreuses disciplines scientifiques et sous de nombreux angles tels que la classification, la prédiction ou le contrôle. La relation de ruissellement des précipitations peut être considérée comme un problème d'extrapolation entre le système d'entrée variable (précipitations) et le système de sortie variable (débit). En ce sens, les réseaux de neurones ont été testés sous des modèles d'écoulement de pluie, au moyen d'une synthèse théorique

L'approche modèle utilisée est basée sur des réseaux de neurones artificiels, inspirés du cerveau humain, largement utilisés en hydrologie, et introduisant un nouveau concept de simulation basé sur l'apprentissage des données. Equipé d'algorithmes d'optimisation non linéaires, il tire parti d'une simulation simple et correcte de la relation de précipitation. Dans le pas de temps quotidien, son application est subtile en raison de la complexité de la relation d'écoulement de pluie dans cette plage.

IV.2.Présentation des réseaux de neurones

IV.2.1.Définition

Un réseau de neurones peut être considéré comme un modèle mathématique de traitement réparti, composé de plusieurs éléments de calcul non linéaire (neurones), opérant en parallèle et connectés entre eux par des poids. Chaque processeur élémentaire calcule une sortie unique sur la base des informations qu'il reçoit.

L'information dans le réseau se propage d'une couche à l'autre, on dit qu'ils sont de type « feed-forward ».

Nous distinguons trois types de couches :

- **Couche d'entrée** : les neurones de cette couche reçoivent les valeurs d'entrée du réseau et les transmettent aux neurones cachés. Chaque neurone reçoit une valeur, il ne fait pas donc de sommation.

- **Couches cachées** : chaque neurone de cette couche reçoit l'information de plusieurs couches précédentes, effectue la sommation pondérée par les poids, puis la transforme selon sa fonction d'activation qui est en général une fonction sigmoïde, c'est la plus adapté au modèle hydrologique. Par la suite, il envoie cette réponse aux neurones de la couche suivante ;

- **Couche de sortie** : elle joue le même rôle que les couches cachées, la seule différence entre ces deux types de couches est que la sortie des neurones de la couche de sortie n'est liée à aucun autre neurone.

IV.2.2. Réseau des neurones artificiels

IV.2.2.1. Principe général

La construction d'un RNA passe par la détermination de son architecture (nombre de couches et nombre de neurones artificiels dans chaque couche) et le choix des fonctions d'activation associées aux neurones. Le neurone est caractérisé par son état, ses connexions avec d'autres neurones et sa fonction d'activation. L'état de chaque neurone est lui-même influencé par les données injectées en entrée puis transmises dans tout le réseau de neurones, couche après couche, jusqu'à la couche de sortie (Thiria et al. 1997) à travers les interconnexions donnant ainsi au RNA son comportement global. La fonction d'activation (comme l'identité, la logistique sigmoïde, la tangente hyperbolique. . .) est une fonction mathématique qui s'applique sur les signaux entrants à tous les neurones artificiels.

Elle est définie par l'utilisateur et permet de paramétrer l'influence d'un neurone sur un autre dans le transfert d'information (Lallahem 2003). Le type de fonction d'activation peut influencer profondément la performance d'un réseau. Les RNA de type perceptron multicouche (PMC) ou à fonctions radiales (FR) sont les modèles les plus couramment utilisés pour simuler des relations non linéaires (Zaier et al. 2010).

En particulier, les PMC sont les plus utilisés et les plus sophistiqués (Lallahem 2003). L'étape d'« apprentissage » d'un RNA consiste à calculer et optimiser le poids informatif de la relation non linéaire entre entrée et sortie. Cette étape est itérative.

Elle est suivie par deux étapes de vérification 'test' et 'validation'. Comme dans toute démarche de modélisation, ces dernières étapes sont essentielles avant de passer à l'exploitation d'un RNA. Les perceptrons multicouches (PMC)

Il est un modèle puissant qui permet de calculer et d'établir la non-linéarité des relations entrée-sortie d'un système (Najjar et al. 1997). Les perceptrons multicouche (PMC) sont l'un des types de réseaux de neurones artificiels les plus appliqués dans le domaine de la prévision hydrologique.

Ils permettent une transformation des seuils d'activation en réponse de type non-linéaire (Lek et al. 1996) reflétant donc la complexité de la relation pluie-débit. Ces réseaux, avec un seul type de liaison « inter-couches », réduisent la propagation des erreurs entre les neurones ainsi que le temps de calcul. En effet, les PMC englobent successivement une couche d'entrée, une ou plusieurs couches cachées et une couche de sortie, ces couches sont interconnectées au travers des poids W_{ij} de leurs neurones (des éléments de calculs) (Fig. 1) (Najjar et Zhang 2000).

Chapitre IV : Application du modèle RNA dans la relation pluie-débit

Les neurones de la même couche ne sont pas connectés. Le nombre de couches et le nombre de neurones par couche déterminent l'architecture du RNA (Chokmani et al. 2008).

La première couche reçoit les variables d'entrées (X_i) à travers les neurones d'entrées i , les transforme avec la fonction d'activation f sur le neurone d'entrée et les envoie aux neurones j de la première couche cachée. Généralement, les fonctions d'activation des neurones d'entrées sont de type identique, c'est-à-dire que les signaux d'entrées restent inchangés.

La couche cachée se compose des neurones de traitement qui reçoivent les sommes pondérées S_j (1) issues de la couche d'entrée, puis effectuent leurs transformations (avec la fonction d'activation) et finalement les transfèrent à la couche suivante (cachée ou sortie selon l'architecture RNA déterminée) :

$$S_j = \sum_i^n X_i \times W_{ij} + W_{0j} \quad \text{IV-1}$$

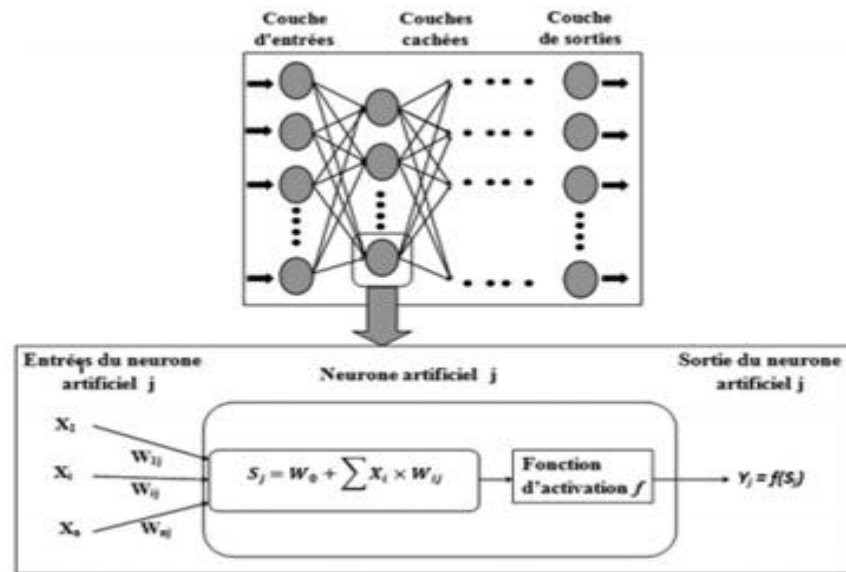


Figure IV. 1 : RNA avec une couche d'entrée, x couches cachées et une couche de sortie
 i ème neurone de la couche précédente;

W_{ij} est la valeur du poids entre le neurone i et le neurone j ;

et W_0 est le biais.

Les PMC fonctionnent le plus souvent avec une seule couche cachée qui offre déjà un degré de liberté suffisant et se rapproche d'une fonction de type non linéaire (Funahashi 1989)

Quel que soit le nombre de couches cachées dans un PMC, il existe un PMC avec une seule couche cachée qui produit les mêmes quantités d'erreurs. Par contre, un PMC avec une seule couche cachée présente moins de complexité que les autres types de PMC. Il présente moins

d'interconnexions possibles d'où une convergence plus rapide que celle produite par les PMC à plusieurs couches cachées. Donc, dans cette étude, nous nous limiterons à des PMC avec une seule couche cachée.

L'équation de production dans un PMC à trois couches (n neurones dans la couche d'entrée, m neurones dans la couche cachée et p neurones dans la couche de sortie) est la suivante :

$$Y_k = f_k \left(\sum_{j=1}^m W_{jk} \times f_j \left(\sum_{i=1}^n X_i \times W_{ij} \right) \right) + W_0 \quad \text{IV-2}$$

où Y_k est l'une des sorties du système;

f_k et f_j sont respectivement les fonctions d'activation du neurone k de la couche sortie et du neurone j de la couche cachée;

W_{jk} et W_{ij} sont respectivement le poids entre le j^{ème} neurone et le k^{ème} neurone de sortie et le poids entre le i^{ème} neurone et le j^{ème} neurone. La fonction d'activation est généralement la fonction logistique sigmoïde ou la fonction tangente hyperbolique (Chokmani et al. 2008).

La fonction logistique sigmoïde est la plus utilisée (Lallahem 2003) car il s'agit d'une fonction continue, non décroissante, différentiable et bornée qui peut introduire la non-linéarité hydrologique dans un modèle RNA. Sa présentation mathématique est la suivante:

$$f(S) = 1 / (1 + \exp(-S)) \quad \text{IV-3}$$

où S est la variable

IV.2.2.2. Méthodologie

La reconnaissance d'un système hydrologique dans un RNA se fait à travers la phase d'apprentissage.

Une phase itérative qui consiste à calculer et optimiser le poids informatif de la relation non linéaire pluie-débit. Sa fiabilité dépend de l'architecture du RNA (nombre de couches et nombre de neurones artificiels dans chaque couche) qui diffère d'un système à un autre. Dans ce travail, l'optimisation de la performance du modèle RNA passe par la sélection des variables d'entrée, la détermination de l'architecture du réseau adapté, l'optimisation de l'apprentissage du réseau et l'utilisation d'une méthodologie de validation fiable. Généralement, toutes les variables de système n'ont pas les mêmes apports informatifs. Il est alors intéressant de sélectionner un vecteur d'entrée convenable pour la modélisation par RNA (Bowden et al. 2005).

Afin de déterminer les variables les plus informatives par rapport aux débits futurs $Q(t + t_0)$, nous allons appliquer la corrélation-croisée. Subséquemment, nous utiliserons l'expérimentation numérique (essais-erreurs) en effectuant différentes combinaisons de

pluies-débits. Le but est de déterminer les variables d'entrées optimales du RNA afin d'estimer $Q(t)$ la première échéance de la prévision des crues. En effet, la sélection des variables informatives de $Q(t)$ permet de sélectionner les variables informatives de l'hydrologie future. Autrement dit, les variables explicatives du $Q(t)$ représentent les dernières variables du passé qui peuvent expliquer $Q(t + t_0)$. Cette expérimentation se base sur les équations suivantes :

$$Q(t)=f(P(t),\dots,P(t-n),Q(t) \dots Q(t-m)) \quad \text{IV-4}$$

IV.2.3 le calage des RNA

Généralement, il est gourmand en mémoire et exige un calcul massif. Néanmoins, il peut exiger un plus petit nombre d'itérations pour caler un RNA en réalisant un taux de convergence rapide. Le calage du modèle RNA passe par trois phases essentielles avant son exploitation: l'apprentissage, le test et la validation. L'apprentissage du RNA nécessite des données historiques afin de caler le modèle de prévision des crues.

Il calcule les poids des interconnexions neuronales des différentes couches pour l'identification du système. Cet apprentissage détermine la qualité du modèle de RNA non fini avec les valeurs injectées (des données historiques) dans la couche sortie et évalue la performance des poids déterminés en calculant l'erreur quadratique entre les sorties observées et estimées. L'erreur se propage en rétro-propagation afin d'ajuster les poids des interconnexions. Après chaque itération, le modèle non fini passe en phase de test avec une autre base de données différente de celle utilisée pour l'apprentissage.

La comparaison entre l'erreur du test et celle de l'apprentissage permet d'éviter le sur-apprentissage du RNA qui est, selon Lek et al. (1996), une modélisation des bruits. Si la différence entre les deux types d'erreur décroît alors nous avons une amélioration continue de la reconnaissance de l'hydro-système et l'apprentissage continue, sinon nous sommes dans le cas d'un début de mauvais dimensionnement de l'hydro-système, qui se traduit par un sur-apprentissage et donc les itérations s'arrêtent. Ces étapes se répètent pour chaque réseau de neurones artificiels jusqu'à avoir le meilleur critère de performance (erreur minimale), les itérations s'arrêtent et le modèle de RNA s'enregistre.

Finalement et après l'enregistrement du modèle le plus performant, nous passons à la phase de la validation (deuxième test) et de l'exploitation où nous appliquons le modèle sur une base de données différente de celles de l'apprentissage et du test.

IV.3. Mise en œuvre des modèles : le langage Matlab

IV.3.1. MATLAB

Est un langage de programmation. Il permet de réaliser des simulations numériques basées sur des algorithmes d'analyse numérique. Il peut donc être utilisé pour la résolution approchée d'équations différentielles, d'équations aux dérivées partielles ou de systèmes linéaires.

IV.3.2. Développement de réseaux de neurones peu profonds avec MATLAB

En plus d'outils et de fonctions permettant de gérer de grands volumes de données, MATLAB[®] propose des boîtes à outils spécialisées pour vous aider à développer des algorithmes de Machine Learning, de réseaux de neurones, de Deep Learning, de vision par ordinateur et de conduite automatisée.

IV.3.3. Processus type de conception de réseaux de neurones

Chaque application de réseau de neurones est unique, mais le développement du réseau suit généralement les étapes ci-après :

- Accès et préparation de vos données
- Création du réseau de neurones
- Configuration des entrées et sorties du réseau
- Réglage des paramètres du réseau (poids et biais) afin d'optimiser les performances
- Apprentissage du réseau
- Validation des résultats du réseau
- Intégration du réseau dans un système de production

IV.3.4. méthodologie et données utilisé

- **Les données disponibles**

Les présents travaux s'appuient sur une importante base de données numérique (pluie, température et débit) couvrant l'ensemble de la zone d'étude.

IV.3.5. Normalisation des données journaliers (pluie ,Débit,ETP)

- **La Normalisation :**

La normalisation est une méthode de prétraitement des données qui permet de réduire la complexité des modèles. C'est également un préalable à l'application de certains algorithmes.

La normalisation standardise la moyenne et l'écart-type de tout type de distribution de données, ce qui permet de simplifier le problème d'apprentissage en s'affranchissant de ces deux paramètres.

Pour effectuer cette transformation, on soustrait aux données leur moyenne empirique et on les divise par leur écart-type σ .

$$X_{\text{normalisé}} = (X - m) / \sigma \quad \text{IV-5}$$

IV.3.5.1. Calcul de l'Évapotranspiration

Dans la représentation de la transformation pluie-débit, l'évapotranspiration représente un terme climatique majeur et devrait donc jouer un rôle essentiel. Sur une majorité de bassins, la perte par évapotranspiration représente quantitativement l'élément le plus important du bilan en eau (plus de 60% de l'apport pluviométrique sur les surfaces continentales). Cependant, il n'existe pas encore de technique expérimentale satisfaisante pour estimer l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant (Wallace, 1995).

Nous avons utilisé une formule de PE OUDIN pour évaluer la sensibilité relative des formules aux données météorologiques rares.

Formule de PE OUDIN :

Dans le but d'améliorer la performance des modèles hydrologiques (Oudin et al., 2004) ont fait plusieurs tests sur les différentes méthodes d'ETP par la simulation des débits. Après classement des différents résultats, il s'est avéré que la méthode Mc Guinness est la meilleure méthode (Oudin, Hervieu et al., 2004 in Mahzoum, 2009). Ils se sont donc basés sur cette formule en ajustant les paramètres pour proposer la formule suivante :

$$EP = (R_e T_a + K_2) / \lambda \rho \quad \text{IV-6}$$

Si $T_a + K_2 > 0$

Sinon $EP = 0$

Avec :

PE : Évapotranspiration potentielle (mm/jour) ;

Re : Radiation extra-terrestre (MJ m⁻²/jour) calculée en fonction de la latitude et du jour ;

Ta : Température journalière en °C ;

λ : Flux de chaleur latente (2.48 MJ/Kg) ;

ρ : Densité de l'eau (Kg/m³) .

IV.3.5.2. Utilisation des données

En principe, le Réseau de neurones fonctionne avec les données déjà normalisées telles qu'elles sont, sans transformation pour rendre leur série homogène ou stationnaire, ou pour changer leur échelle. Néanmoins, il est préférable de standardiser les entrées et les sorties.

Cette transformation permet au réseau de mieux éviter les minima locaux et d'avoir, pour une valeur d'initialisation des poids et seuils proches de zéro, une valeur plus proche du minimum global.

Ceci est d'autant plus vrai pour les méthodes d'apprentissage de type gradient de la plus forte pente, telle que la rétro propagation définie dans la suite de ce mémoire. Ces méthodes sont très sensibles aux valeurs initiales.

IV.4. Fonction de performance

La modélisation par le réseau de neurones artificiels consiste à trouver le nombre optimal de neurones dans la couche cachée ainsi le nombre d'itérations pour aboutir au modèle le plus performant qui est déterminé par le minimum de nombre de nœuds et d'itérations. La performance du modèle RNA est aussi validée par d'autres paramètres statistiques des phases d'apprentissage et du test et qui correspondent au nombre optimal de neurones de la couche cachée et du nombre d'itérations.

4.1 Critères de validation des modèles pluie-débit

Dans le cas de la modélisation pluie-débit on doit apprécier les performances des modèles par des critères qui minimisent l'écart entre les valeurs des débits simulés et observés.

On distingue deux types de critères (Benkaci, 2006) :

4.1.1. Les critères graphiques : correspondent à un ajustement graphique des données simulées

sur les données observées. Ces critères ne sont pas sans importance, du fait qu'ils permettent un jugement visuel, et donc d'apprécier la qualité du modèle à reproduire les différentes tendances climatiques, tels que la succession des cycles de dessèchement et de rehumectation par le modèle.

4.1.2 Les critères numériques : consistent à déterminer une fonction qui va minimiser l'erreur entre les données simulées par le modèle, et celles observées.

4.1.2.1 Le critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970).

Ce critère exprime le pourcentage de la variance naturelle que l'on gagne par rapport à un modèle de référence qui donnerait comme débits calculés la moyenne des débits observés. Il est défini par :

$$\text{Nash} = \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i \text{ obs} - Q_i \text{ sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i \text{ obs} - Q_{\text{moy}})^2} \right) \cdot 100 \quad \text{IV} - 7$$

Chapitre IV : Application du modèle RNA dans la relation pluie-débit

Le critère de Nash-Sutcliffe, varie de $-\infty$ à 1 et l'échelle suivante est généralement utilisée (KACHROO. R. K,1986) :

- ✓ le modèle est excellent (90%).
- ✓ 80% à 90%, le modèle est très bon.
- ✓ 60% à 80%, le modèle est bon.
- ✓ le modèle est mauvais (60%).

RMSE-observations standard déviation ratio (RSR)

Le RSR est l'indice d'erreur le plus utilisé (Chu and Shirmohammadi, 2004; Singh et al, 2004; Vasquez-Amabile and Engel, 2005). Le modèle est plus performant quand la valeur du RMSE est petite.

$$RSR = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_i \text{ obs} - Q_i \text{ sim})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_i \text{ obs} - Q_i \text{ moy})^2}} \quad \text{IV-8}$$

Le RSR incorpore les avantages d'un indice d'erreur statistique et d'un facteur de normalisation pour qu'il soit applicable aux différentes variables, en accordant le même poids à tous les débits. Il varie de la valeur optimale « 0 » qui indique une variation résiduelle nulle et donc un modèle de simulation parfait, à des valeurs positives très grandes.

Percent Bias (PBIAS) Mesure la tendance moyenne des valeurs simulées (plus grande ou plus petite) par rapport aux valeurs observées, donc estime la sous/surestimation de la simulation. Sa valeur optimale est de « 0 ». Des valeurs positives de ce critère indiquent qu'il y a sous-estimation du biais et des valeurs négatives indiquent qu'il y a surestimation du biais.

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i \text{ sim} - Q_i \text{ obs})}{\sum_{i=1}^n Q_i \text{ obs}} \quad \text{IV-8}$$

Tableau IV. 1 : Qualité des modèles en fonction des valeurs des différents critères.

critères	Echelle Temporel	Très bon	Bon	Suffisant	Insuffisant
----------	---------------------	----------	-----	-----------	-------------

Chapitre IV : Application du modèle RNA dans la relation pluie-débit

RSR	jour	$0 < \text{RSR} < 0.5$	$0.5 < \text{RSR} < 0.6$	$0.6 < \text{RSR} < 0.7$	$\text{RSR} > 0.7$
PBAIS(%)		$\text{PBAIS} < \pm 5$	$5 \pm < \text{PBAIS} < \pm 10$	$10 \pm < \text{PBAIS} < \pm 15$	$\text{PBAIS} > \pm 15$

Le tableau IV.2 résume les paramètres choisis :

Tableau IV. 2: Paramètres du modèles RNA utilisés.

Paramètres	Choix
Type de network	Feed-forward backprop
Données d'entrée	P, P et ETP
Données de sortie	Q
Algorithme d'apprentissage	Levenberg-Marquardt (trainlm)
Fonction d'adaptation	Learngdm
Fonction de performance	MSE
Nombre de couches	2
Fonction d'activation de la 1ère Couche	Sigmoïde tangentielle (Tansig)
Fonction d'activation de la 2ème Couche	Sigmoïde tangentielle (Tansig)

Application du modèle

Pour cette étude, la boîte à outils de réseau neurologique de MATLAB R2020a est utilisée. Les variables d'entrée du modèle correspondent aux valeurs ;

*1^{er} a une seule entrée (précipitations journalières)

*2^{ème} a une plusieurs entrées (précipitations journalières et les évapotranspirations journalières).

La sortie du réseau est représentée par les débits journaliers. Dans ce cas, la structure du modèle de réseau de neurones peut être exprimée comme suit :

1^{er} $Q = \text{RNA} [P]$.

2^{ème} $Q = \text{RNA} [P, \text{ETP}]$.

Chapitre IV : Application du modèle RNA dans la relation pluie-débit

Il est à noter, que nous standardisons d'abord les vecteurs d'entrée et de sortie, donc les données sont centrées et réduites.

Le modèle neuronale testé s'appuie sur un apprentissage de type supervisé, l'algorithme de back propagation est celui de Levenberg-Marquardt (LM), qui possède une meilleure robustesse vis-à-vis de l'initialisation aléatoire des paramètres des réseaux, et assure la meilleure convergence vers un minimum de l'erreur quadratique MSE, pour les problèmes d'approximation des fonctions (ou régression) où le nombre des poids du réseau est restreint. La base des données a été subdivisée en deux ensembles : un pour le calage du modèle (l'apprentissage) et l'autre pour le test.

IV.5. Résultats et discussions :

Cette partie présente les résultats des différentes étapes de la modélisation :

une phase de calcul effectué afin de déterminer l'architecture du RNA optimal, le calage du modèle et la validation de ce dernier.

Notre étude était basée sur deux cas (a une seul entrée et a plusieurs entrées)

a) A une seule entrée :

Tout d'abord, nous avons appliqué le modèle en entrant le vecteur pluies comme entrée unique.

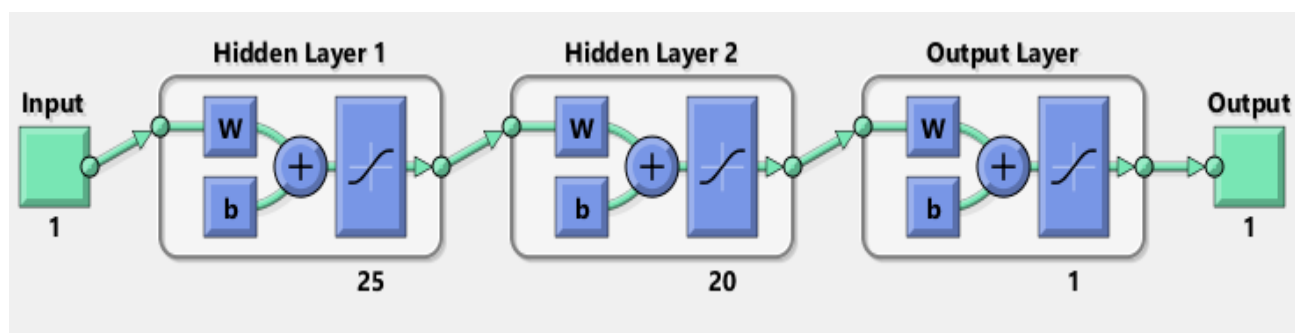


Figure IV. 2 : Schéma de réseau de neurone (A une seul entrée)

Nous avons fait beaucoup entrainements dans logiciel(MATTLAB), le meilleur résultat obtenu est présenté dans la figure suivante :

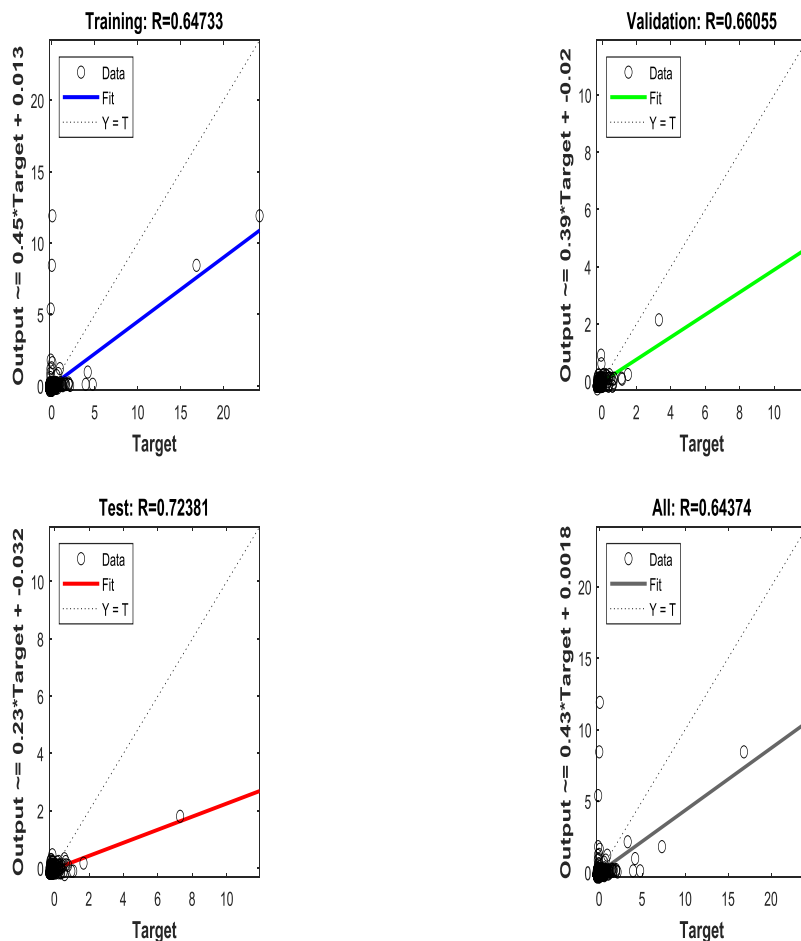


Figure IV. 3 : Corrélation des débits simulés (Output) en fonction de débit réels (Target) (apprentissage, validation, test et total)

Le tableau suivant résume les résultats obtenus des modèles RNA en fonction des trois critères de performance (Nash, PBIAIS, RSR)

Tableau IV. 3 : Tableau récapitulatif des Résultats (Nash ,RSR ,PBIAIS)

Critères	Nash (%)	PBIAIS (%)	RSR
Une seule entrée	41.34	0.52	0.76
Discision	Mauvais		Insuffisant

A partir des résultats du tableau précédent, on constate que les modèles donnent des résultats préférentiels, l'efficacité de Nash est de 41,34% Validation des résultats est **mauvaise**.

La figure IV.3 montrée la relation entre les débits et les débits simulés par le modèle global obtenu.

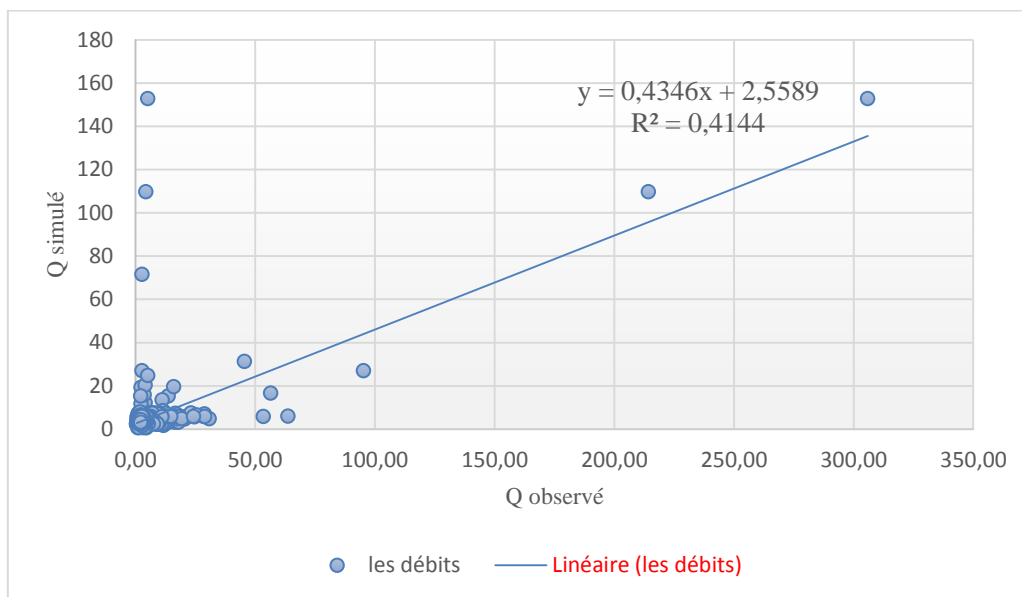


Figure IV. 4 : Relation débits réels-débits simulés par le modèle globale.

La représentation graphique des débits réels et les débits simulés (modèle global) en fonction de temps sont montré dans le graphique ci-après.

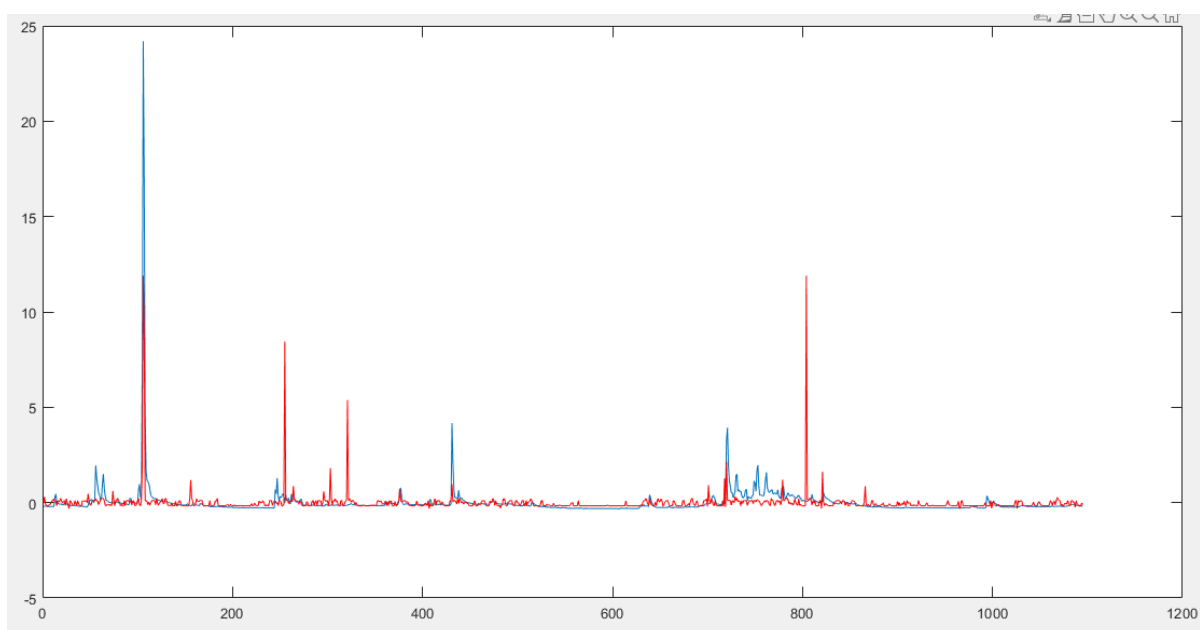


Figure IV. 5: la variation des débit réels et simulés.

Les résultats reportés dans les graphiques (IV.3 et IV.4) illustrent les performances du Le modèle obtenu, une mauvaise corrélation ($R^2 = 0.41$) et débits inadaptés.

b) A plusieurs entrées :

Dans le deuxième cas, nous avons appliqué le modèle en introduisant les deux vecteurs , précipitation et Evapotranspiration :

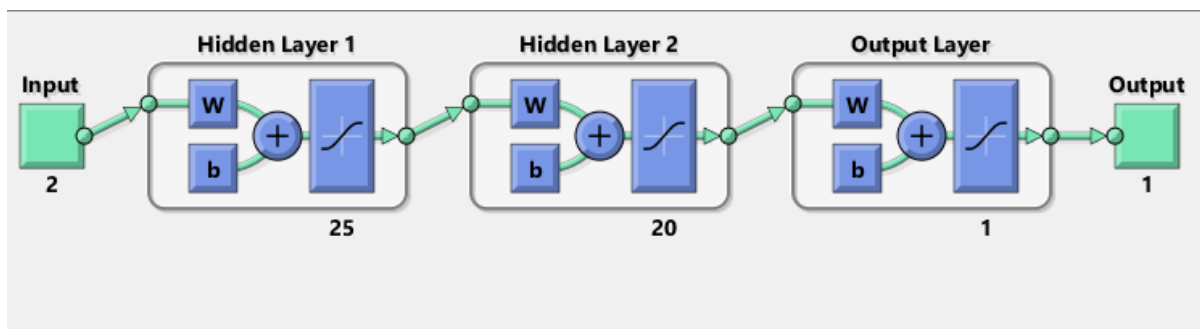


Figure IV. 6: Schéma de réseau de Neurone (a plusieurs entrées)

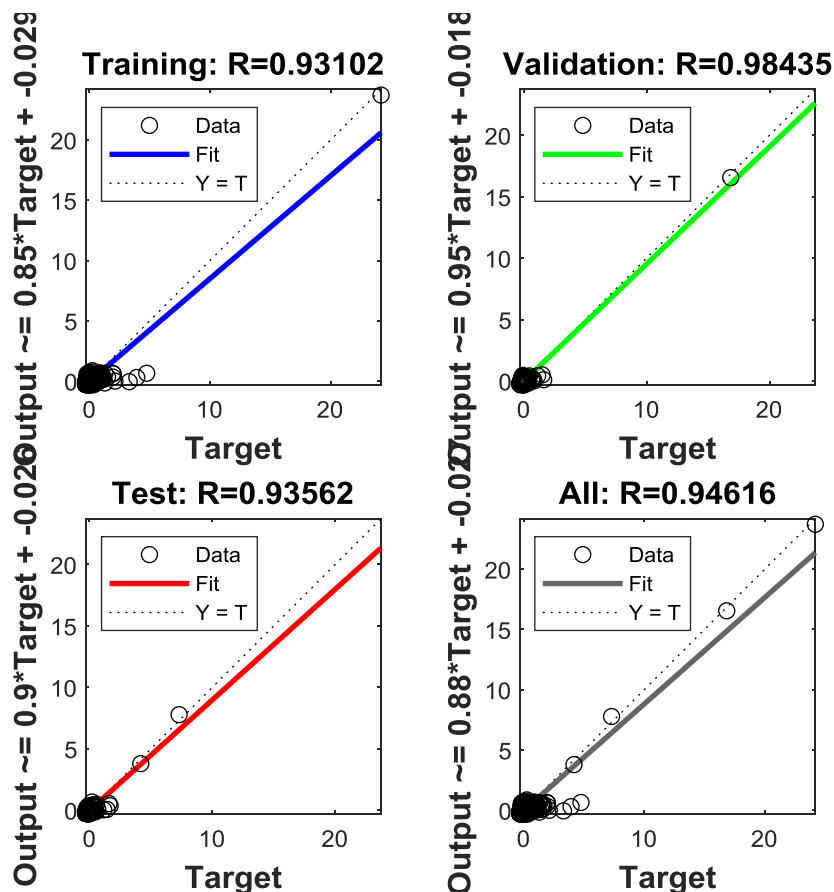


Figure IV. 7: Corrélation des débits observés et ceux simulés.

Le tableau suivant constitue une récapitulation des résultats des différents critères d'évaluation pour le modèle à plusieurs entrées.

Tableau IV. 4 : Tableau récapitulatif des Résultats (Nash ,RSR ,PBIAIS)

Critères	Nash (%)	PBIAIS (%)	RSR
Plusieurs entré	85.54	-0.81	0.38
Décision	Très bon	bon	Très bon

Chapitre IV : Application du modèle RNA dans la relation pluie-débit

On constate une nette amélioration des résultats obtenus, après avoir introduit l'évapotranspiration comme deuxième entrée et le modèle obtenu est tenu pour la régénération et le comblement des lacunes.

La figure IV.7 montrée la corrélation entre les débits enregistrés et les débits simulés par le modèle obtenu pour du bassin versant Seybousse (exutoire Guelma).

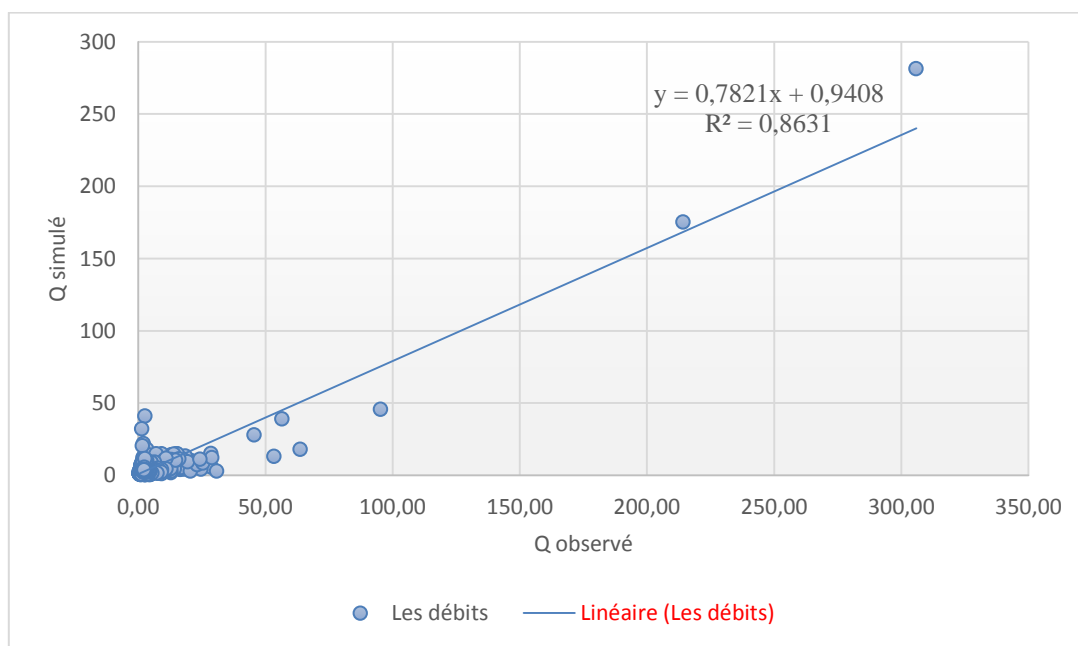


Figure IV. 8 : corrélation débits réels-débits simulés par le modèle RNA obtenu.

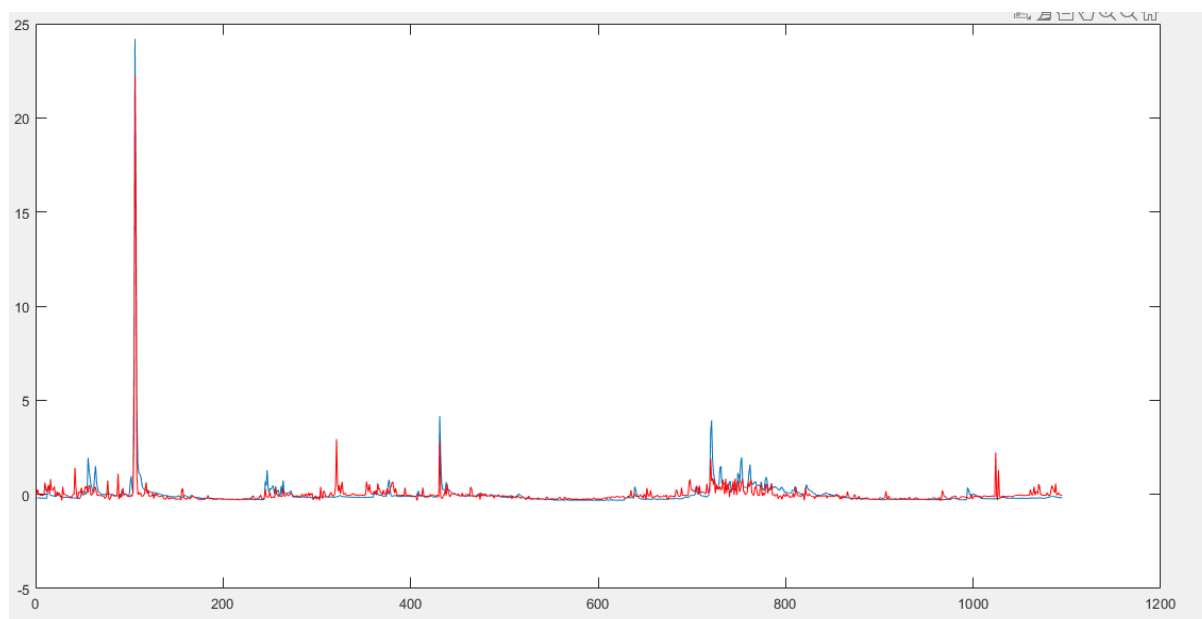


Figure IV. 9: la variation du débit réel et simulés

Les résultats mentionnés dans les graphiques montre la performance du modèle obtenu dans ce bassin, une bonne tendance obtenue ($R^2 = 0.86$) et une hydrodynamique identique.

IV.5. Conclusion

Dans ce chapitre, une présentation des réseaux de neurones artificiels est entamées. avec quelques définitions et concepts de base pour l'étude des réseaux de neurones artificiels.

Dans le cadre de la modélisation du ruissellement des précipitations et la capacité prédictive des modèles, le modèle RNA obtenu à donner un résultat satisfaisant avec un critère de NASH de l'ordre de **85.54**. preuve à la fiabilité et l'efficacité de ces modèles.

Conclusion Générale

Conclusion Générale

La variabilité spatio-temporelle dans le bassin versant, explique en partie l'existence des problèmes concrets sur la prévision et l'anticipation des données hydrologiques dans les endroits non jaugés. Pour cela l'application des modèles est utilisée pour simplifier et résoudre cette complexité, ainsi combler le paramètre climatique manquant.

C'est dans cette perspective, que ce mémoire se focalise sur un processus hydrologique générateur des débits en fonction dans un premier temps des précipitations, après c'est l'ajout de l'évapotranspiration comme un deuxième paramètre, afin d'y ramener plus de perfection.

La modélisation de la relation pluie-débit, caractérisée par la non linéarité, nous à guider à appliquer les modèles basés sur les réseaux neurones artificiels sur la station de Guelma Lycée MBM du bassin versant Sybousse, appartenant au climat semi-aride méditerranéen, au pas du temps journalier, après avoir vérifié l'homogénéité des données aux différents tests statistique, et déterminer la loi d'ajustement la plus adéquate, une normalisation des données a été faite afin de les introduire dans le modèle RNA. Les résultats sont satisfaisant pour le cas d'une seule entrée, et meilleurs pour le cas de deux entrées avec une RMSE d'une valeur de ($R > 0,83$) et Nash= 85.54%.

Références Bibliographiques

References Bibliographiques

ABBOT M BATHURST J. CUNGE J. O'CONNELL P. RASMUSEN J. 1986; An introduction to the European hydrological System'SHE'.Structure of a physically-based distributed modeling system".

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

Musy A . 2005 ; "Cours d'Hydrologie Générale".

HINGRAY B.MUSY A.PICOUET C.2009 ;"Volume2: une science pour l'ingénieur Guide (livre CDRom)".

Laborde J.P .2009 ; "Elements d'hydrologie de surface".Support de cours. ECOLE POLYTECHNIQUE DE L'UNIVERSITE DE NICE - SOPHIA ANTIPOLIS.

Papy.F, Douyer. C, 1991 : Influence des états de surface du territoire agricole sur le déclenchement des inondations catastrophiques. Agronomie.

PERRIN C. 2000 ; " Vers une amélioration d'un modèle pluie-débit au travers d'une approche comparative".

KLEMES V.1986;"Operational testing of hydrological simulation models-Hydrological Sciences Journal.

SHAMSELDIN Y.1996; "Application of neural network technique to rainfall modeling.Journal of hydrology".

GAUME E. 2002 ;" Eléments d'analyse sur les crues éclair".

AMBROISE B. 1998 ;" La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant-Processus, Facteurs, Modèles". H*G*A(ED), Bucarest.)"

Lippmann, R.P., 1987. An introduction to computing with neural nets. IEEE ASSP Magazine, 4, 4–22. doi:10.1109/MASSP.1987.1165576

Références Bibliographiques

Khelifa R. Youcefi A. Al-Rasheid K. et Samraoui B. 2011. L'odonatofaune (Insecta : Odonata) du bassin de la Seybouse en Algérie : intérêt pour la biodiversité du Maghreb. Revue d'écologie. 66 (1). 55-66 p.

Reggam A. 2015. Contribution à l'étude de la qualité microbiologique et physico-chimique des eaux d'Oued Seybouse. Thèse de Doctorat. Université 8 Mai 1945, Guelma. 174 p.

Sayad L. 2015. Le pouvoir autoépurateur de l'oued Seybouse sur les rejets de la laiterie de l'Edough (Annaba-Algérie) et les objectifs environnementaux des rejets. Thèse de Doctorat. Université Badji Mokhtar, Annaba. 203 p.

Perrin. 2009, Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique.

Touaibia, B Manuel pratique d'hydrologie. Edition Madani frères. Blida. Algérie, 166p.2004.

M. Yahiaoui, 2012 ; Inondations Torrentielles Cartographie des Zones Vulnérables en Algérie du Nord (Cas de l'oued Mekerra, Wilaya de Sidi Bel Abbès). 185p. Doctorat en Hydraulique : Ecole Nationale Polytechnique.

El ADLOUNI, Salaheddine ;Analyse fréquentielle hydrologique : Logiciel Hfran-Plus

Thiria, S., et al., 1997. Statistique et méthodes neuronales. Paris: DUNOD. [\[Google Scholar\]](#)

Lallahem, S. et Mania, J., 2003. A nonlinear rainfall-runoff model using neural network technique: example in fractured porous media. Mathematical and Computer Modelling, 37, 1047-1061.

Zaier, I., et al., 2010. Estimation of ice thickness on lakes using artificial neural network ensembles. Journal of Hydrology, 383, 330-340. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.01.006

Lippmann, R.P., 1987. An introduction to computing with neural nets. IEEE ASSP Magazine,

Références Bibliographiques

Najjar, Y., Basheer, I., et Hajmeer, M., 1997. Computational neural networks for predictive microbiology: I. methodology. *International Journal of Food Microbiology*,

Lek, S, et al, 1996. Modélisation de la relation pluie-débit à l'aide des réseaux de neurones artificiels. *Revue des sciences de l'eau*,

Funahashi, K,1989. On the approximate realization of continuous mappings by neural networks. *Neural Networks*,

Bowden, G.J, Dandy, G.C,et Maier, H.R,2005. Input determination for neural network models in water resources applications part 1—background and methodology. *Journal of Hydrology*,

Siou, L.K., 2011. Modélisation des crues de bassins karstiques par réseaux de neurones. Cas du bassin du Lez (France). Thèse de doctorat (PhD). Université de Montpellier,

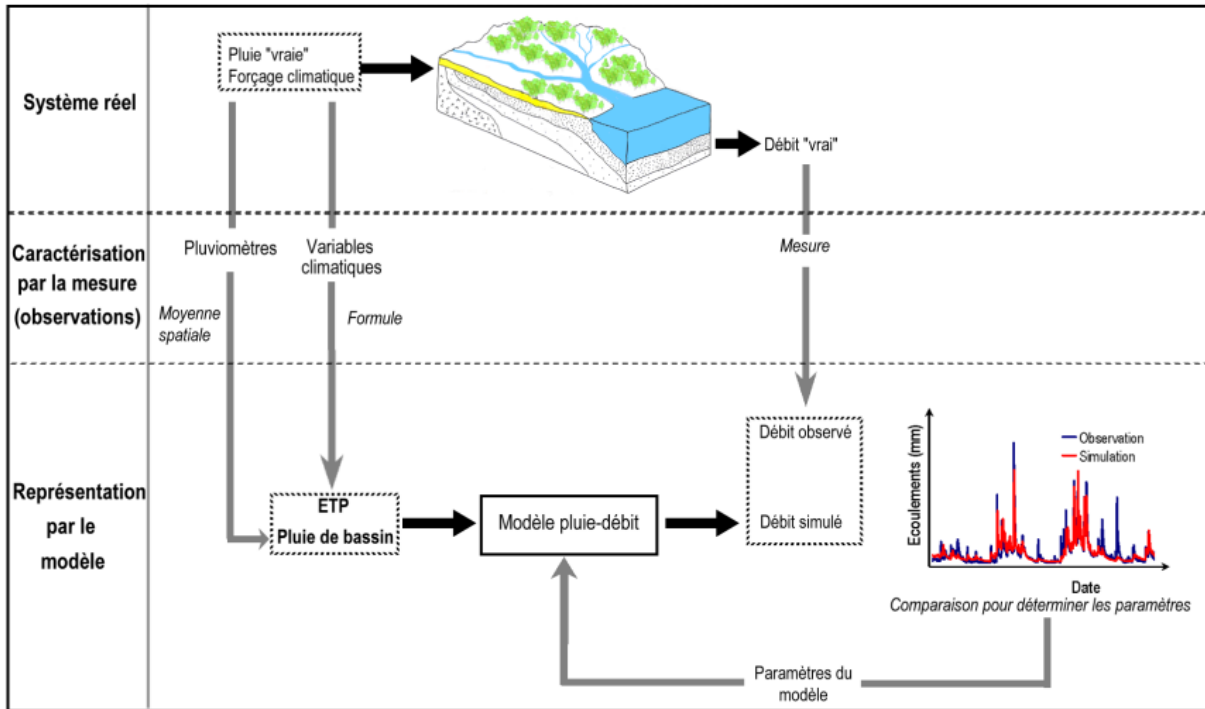


Figure 01:Schématisation d'un modèle pluie-débit

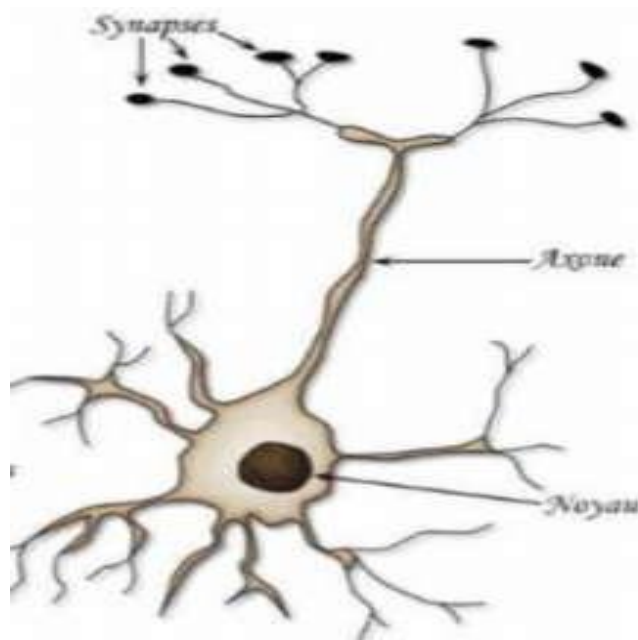


Figure 02 : Dessin explicatif d'un neurone biologique

Structure d'interconnexion

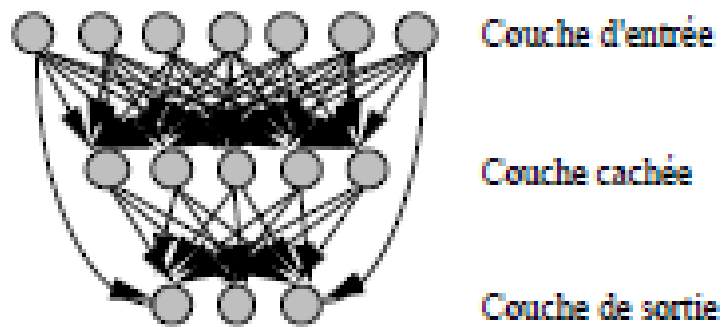


Figure 01 :Définition des couches d'un réseau multicouche.

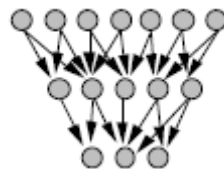


Figure 02 :Réseau à connexions locales

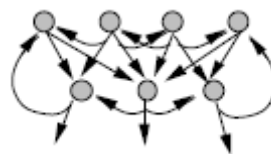


Figure 03:Réseau à connexions récurrentes

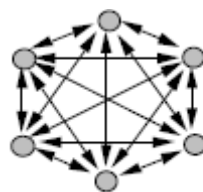


Figure 04 :Réseau à connexions complète

Résumé

Résumé

Chaque point d'un cours d'eau permet de définir un bassin versant, et les débits observés en ce point sont directement liés aux précipitations tombées sur ce bassin. La simulation hydrologique du bassin versant, décrite comme la transformation de la pluie en débit passe par l'utilisation d'un modèle hydrologique.

L'étude des relations entre les précipitations et le ruissellement dans les oueds est un processus d'une importance particulière dans de nombreuses applications dans le domaine de la gestion des ressources en eau. Dans le but de mieux connaître et comprendre l'hydrologie du bassin d'Oued Seybouse (exutoire Guelma), nous avons appliqué un modèle de pluie-débit de réseaux de neurones artificiels.

Le modèle PMC crée constitué de trois couches, avec la fonction tansigmoïde comme fonction d'activation et pour paramètre d'entrées les précipitations et l'évapotranspirations journalières, a fait preuve d'une efficacité satisfaisante, voir une corrélation supérieure à 80% et un critère de NASH égale à 85.54.

Les mots clés

bassin versant Sybousse, modèle hydrologique, le relation pluie-débit, Oued Seybousse, réseaux de neurones artificiels,

ملخص

كل نقطة من المجرى المائي تجعل من الممكن تحديد حوض صب ، والتدفقات التي لوحظت في هذه المرحلة مرتبطة مباشرة بالأمطار المتساقطة على هذا الحوض. محاكاة احواض صب المياه ، التي توصف بأنها تحول المطر إلى تدفق من خلاله استخدام النموذج الهيدرولوجي.

تعتبر دراسة العلاقة بين هطول الأمطار والجريان السطحي في الوديان عملية ذات أهمية خاصة في العديد من التطبيقات في مجال إدارة الموارد المائية. من أجل معرفة وفهم أفضل للهيدرولوجيا في حوض واد سيبوز (منفذ قالمة) ، طبقنا نموذج تدفق المطر بواسطة الشبكات العصبية الاصطناعية.

نموذج المستقبل المتعدد الطبقات الذي تم إنشاؤه يتكون من ثلاث طبقات، مع الدالة الوظيفية $tansigmoide$ كوظيفة التنشيط ومعلمة إدخال التهاطل والنتج اليومي، أظهر كفاءة مرضية، انظر الارتباط أكبر من 80% و معيار NASH يساوي 85.54%.

الكلمات المفتاحية

المجرى المائي، الهيدرولوجيا، الحوض المائي، واد سيبوز، النموذج، التساقط، جريان، التدفق، نموذج، الشبكات العصبية الاصطناعية،

Résumé

ABSTRACT

Each point of a watercourse makes it possible to define a watershed, and the flows observed at this point are directly linked to the precipitation that falls on this basin. The simulation watershed, described as the transformation of rain into flow through the use of a hydrological model.

Studying the relationship between rainfall and runoff in wadis is a process of particular importance in many applications in the field of water resources management. In order to better know and understand the hydrology of the Oued Seybouse basin (Guelma outlet), we applied a rain-flow model of artificial neural networks.

The PMC model created consisting of three layers, with the tansigmoide function as the activation function and the daily precipitation and evapotranspiration input parameter, has shown satisfactory efficiency, see a correlation greater than 80% and a NASH criterion equal to 85.54.

Keywords

watercourse, watershed, hydrological model, runoff, precipitation, wadis, rain-flow, Oued Seybouse, artificial neural networks,