

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة أبي بكر بلقايد – تلمسان

Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen

Laboratoire Promotion des Ressources hydriques, minières et pédologiques.

Législation de l'Environnement et Choix technologique Tlemcen

Faculté de TECHNOLOGIE

Département d'HYDRAULIQUE



THESE

Présentée pour l'obtention du diplôme de **DOCTORAT EN SCIENCES**

En: Hydraulique

Par: **DAHMANI Meriem Nadia**

Modélisation hydrologique et la perception de la variabilité climatique.

Cas du bassin versant de l'oued Saida (NW algérien).

Soutenu publiquement, le 18 / 04 / 2026, devant le jury composé de:

Mme. GUASMI Imene	M.C.A.	Univ. Tlemcen	Présidente
Mme. BABA-HAMED Kamila	Professeur	Univ. Tlemcen	Directrice de thèse
M. BOUANANI Abderrazak	Professeur	Univ. Tlemcen	Co-directeur de thèse
Mme. MEBROUK Naima	Professeur	Univ. Oran 2	Examinatrice
M. KAZI TANI Hichem	M.C.A.	Centre universitaire Maghnia	Examinateur
M. OTMANE Abdelkader	M.C.A.	Univ. Tiaret	Examinateur
M. BOUDJEMA Abderrezak	M.C.A.	Univ. Tlemcen	Invité

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers **Dieu** pour m'avoir permis d'achever ce travail.

Je dédie ce travail à la mémoire de mes chers parents; que Dieu, le Tout Miséricordieux, les accueille en son éternel paradis.

J'adresse toute ma gratitude et mon profond respect à ma famille, dont le soutien constant, l'amour et les encouragements ont constitué une source inestimable de motivation tout au long de ce parcours.

Je tiens à exprimer chaleureusement mes sincères remerciements à mes encadrants, Pr. **BABA HAMED Kamila** et Pr. **BOUANANI Abderrazak**, pour leur accompagnement précieux tout au long de cette recherche. Leur disponibilité, leur écoute attentive, leur patience, leur bienveillance ainsi que leurs conseils éclairés ont largement contribué à l'aboutissement de ce travail.

Je tiens à exprimer mes sincères et respectueux remerciements à Dr. **GUASMI Imene** la Présidente du jury ainsi qu'à l'ensemble des membres du jury, Pr. **MEBROUK Naima**, Dr. **KAZI TANI Hichem**, Dr. **OTMANE Abdelkader** et Dr. **BOUDJEMA Abderrezak** pour l'honneur qu'ils me font en acceptant d'examiner cette thèse et pour l'attention qu'ils ont bien voulu lui accorder.

Mes remerciements s'adressent aussi à **Christophe BOUVIER**, **Nanée CHAHINIAN**, **Anne CRESPIY** et **Violeta MONTOYA**, de l'Institut de Recherche pour le Développement, UMR Hydro Sciences Montpellier (HSM), pour leur aide précieuse dans l'utilisation de la plateforme ATHYS, et plus particulièrement pour le temps qu'ils ont consacré à la résolution des difficultés techniques rencontrées.

Je tiens à adresser mes sincères remerciements à l'ancien directeur Pr. **BENSALAH Mustapha** ainsi qu'au nouveau directeur Pr. **BOUANANI Abderrazak** du Laboratoire de recherche n°25 de l'Université de Tlemcen pour avoir accepté de m'accueillir au sein du laboratoire et pour les facilités qui m'ont été accordées afin de mener à bien ce travail de recherche.

Enfin, je n'oublie pas mes amis, dont les encouragements et le soutien moral m'ont toujours été d'un grand réconfort.

« L'eau, élevée par le soleil, et retombée en pluie, s'amasse sous la terre, d'où elle s'écoule comme d'un grand réservoir qui est, soit unique pour toutes les rivières, soit particulier à chacune d'elles. Aucune eau ne s'engendre: c'est l'eau, qui rassemblée dans des réceptacles de ce genre forme le grand débit des rivières »

Aristote-Les météorologiques (Trad.:Tricot1955)

Résumé

Le bassin versant de l'oued Saïda, situé au Nord-ouest de l'Algérie et couvrant une superficie de 644 km², se caractérise par un relief contrasté et une organisation morphométrique modérément allongée. Les altitudes y varient entre 440 m et 1232 m, conférant au bassin une topographie favorable à un ruissellement relativement important. Il est soumis à un climat semi-aride, marqué par de forts contrastes saisonniers, avec des hivers relativement froids et pluvieux et des étés très chauds et secs.

L'analyse des données hydroclimatiques du bassin versant de l'oued Saïda sur la période 1974–2012 met en évidence une variabilité climatique marquée, caractérisée par des ruptures significatives des précipitations en 2002, 2005 et 2007. Une augmentation notable et persistante des précipitations et des débits est observée au cours de la dernière décennie (2002–2012), traduisant un passage vers des conditions de surplus hydrique. Malgré cette évolution, la sécheresse conserve globalement un caractère modéré sur l'ensemble de la période étudiée. Les tests statistiques confirment une rupture hydroclimatique majeure en 2007, indiquant un changement du régime pluviométrique transitant d'une phase déficitaire (1974–2004) vers une phase plus humide (2005–2012), accompagnée d'une augmentation des événements de pluies extrêmes.

La modélisation hydrologique constitue un outil essentiel d'aide à la décision pour une gestion efficace des ressources en eau, en particulier dans un contexte marqué par le changement climatique et les risques d'événements extrêmes. Dans cette étude, l'Atelier Hydrologique Spatialisé (ATHYS), qui intègre plusieurs modèles de production et de transfert associés à des traitements de données hydroclimatiques et géographiques, a été utilisé. Les simulations réalisées à l'aide du modèle SCS-LR sur le bassin versant de l'oued Saïda montrent que ce modèle pluie-débit distribué et parcimonieux offre des performances très satisfaisantes. En effet, les valeurs du critère de Nash-Sutcliffe, comprises entre 0,76 et 0,82 pour les quatre épisodes analysés, indiquent une excellente concordance entre les débits simulés et observés, confirmant ainsi l'efficacité et la robustesse de la plateforme ATHYS pour la modélisation hydrologique de ce bassin versant.

Mots-Clés : Algérie, Oued Saida, Bassin versant, Modélisation hydrologique, Variabilité climatique, Indices de sécheresse, ATHYS, SCS-LR.

Abstract

The Saïda watershed, located in northwestern Algeria and covering an area of **644 km²**, is characterized by a rugged relief and a moderately elongated morphometric configuration. Elevations range from **440 m to 1232 m**, providing the basin with topography favourable to relatively significant runoff. The area experiences a **semi-arid climate**, marked by strong seasonal contrasts, with relatively cold and rainy winters and very hot and dry summers.

The analysis of hydroclimatic data for the Saïda watershed over the period 1974–2012 highlights a marked climatic variability, characterized by significant precipitation breaks in 2002, 2005, and 2007. A notable and persistent increase in both precipitation and stream flow was observed during the last decade (2002–2012), indicating a shift toward wetter conditions. Despite this trend, drought generally remained moderate throughout the study period. Statistical tests confirm a major hydroclimatic break in 2007, reflecting a transition of the rainfall regime from a deficit phase (1974–2004) to a wetter phase (2005–2012), accompanied by an increase in extreme rainfall events.

Hydrological modelling is an essential decision-support tool for the effective management of water resources, particularly in a context marked by climate change and the risk of extreme events. In this study, the Spatialized Hydrological Workshop (ATHYS), which integrates several production and transfer models along with hydroclimatic and geographic data processing, was employed. Simulations performed using the SCS-LR model on the Saïda watershed show that this parsimonious, distributed rainfall–runoff model delivers highly satisfactory performance. Indeed, the Nash-Sutcliffe efficiency values, ranging from 0.76 to 0.82 for the four analyzed events, indicate an excellent agreement between simulated and observed flows, thus confirming the effectiveness and robustness of the ATHYS platform for hydrological modelling of this watershed.

Keywords: Algeria, Wadi Saida, Watershed, Hydrological modelling, climate variability, Drought indices, ATHYS, SCS-LR.

ملخص:

يتميز حوض وادي سعيدة، الواقع في شمال غرب الجزائر والذي يغطي مساحة 644 كم²، بتضاريس متباينة وتكوين مورفومتري معتدل الطول. تتراوح الارتفاعات بين 440 م و1232 م، مما يمنح الحوض تضاريس ملائمة لتشكل جريان سطحي كبير نسبياً. يخضع الحوض لمناخ شبه جاف، يتميز بتباينات موسمية كبيرة، مع شتاء بارد وممطر نسبياً وصيف شديد الحرارة وجاف.

تشير دراسة البيانات الهيدرولوجية والمناخية لحوض وادي سعيدة خلال الفترة 1974-2012 إلى وجود تقلب مناخي واضح، يتميز بحدوث انقطاعات كبيرة في معدلات الأمطار في أعوام 2002 و2005 و2007. لوحظت زيادة ملحوظة ومستدامة في كميات الأمطار وتصريف المياه خلال العقد الأخير (2002-2012)، مما يشير إلى انتقال نحو ظروف فائضة من المياه. ورغم هذا التطور، حافظت فترة الجفاف بشكل عام على طابع معتدل طوال فترة الدراسة.

تؤكد الاختبارات الإحصائية حدوث انقطاع هيدرولوجي ومناخي رئيسي في عام 2007، مما يشير إلى تغير في نظام الأمطار، حيث انتقل من مرحلة عجزية (1974-2004) إلى مرحلة أكثر رطوبة (2005-2012)، مصحوبة بزيادة في حالات هطول الأمطار الغزيرة.

تشكل النمذجة الهيدرولوجية أداة أساسية لدعم اتخاذ القرار من أجل إدارة فعالة لموارد المياه، لا سيما في سياق يتميز بتغير المناخ ومخاطر الأحداث المناخية القصوى. في هذه الدراسة، تم استخدام ورشة الهيدرولوجيا المكانية (ATHYS)، التي تدمج عدة نماذج للإنتاج والنقل مع معالجة البيانات الهيدرولوجية والجغرافية.

أظهرت المحاكاة باستخدام نموذج SCS-LR لحوض وادي سعيدة أن هذا النموذج الموزع والبسيط لتحويل الأمطار إلى جريان سطحي يقدم أداءً مرضياً جداً إذ أن قيم معيار ناش (Nash)، التي تراوحت بين 0.76 و0.82 للأربعة أحداث المحللة، تشير إلى توافق ممتاز بين التصريفات المحاكاة والملاحظات، مؤكدة بذلك فعالية ومثانة منصة ATHYS في النمذجة الهيدرولوجية لهذا الحوض.

الكلمات المفتاحية: الجزائر، وادي سعيدة، حوض، النمذجة الهيدرولوجية، التغير المناخي، مؤشرات الجفاف، SCS-LR، ATHYS

Table des matières

Remerciements

Résumé

Abstract

ملخص

Table des matières

Liste des abréviations

Liste des figures

Liste des tableaux

Introduction générale

1

Chapitre I- Contexte scientifique et état des connaissances

I.Introduction	3
I.1. Etude des processus hydrologiques	3
I.2. Facteurs de génération des débits	4
I.3. Modélisation pluie-débit en hydrologie	5
I.3.1. Définition d'un modèle mathématique	6
I.3.2. Pourquoi utiliser des modèles pluie-débit ?	7
I.3.3. Propriétés requises des modèles	8
I.3.4. Modèles en fonction des caractéristiques hydrologiques des bassins	9
I.4. Classification des modèles hydrologiques	9
I.4.1. Classification selon le mécanisme	10
I.4.1.1. Modèles empiriques	11
I.4.1.2. Modèles conceptuels	11
I.4.1.3. Modèles physiques	11
I.4.2. Classification selon l'approche mathématique	12
I.4.2.1. Modèles déterministes	12
I.4.2.2. Modèles stochastiques	12
I.4.3. Classification spatiale	13
I.4.3.1. Modèles globaux	13
I.4.3.2. Modèles semi-distribués et distribués	13
I.4.4. Classification temporelle	14
I.5. Paramétrisation des modèles	15
I.5.1. Calage des modèles	15
I.5.1.1. Calage manuel	15
I.5.1.2. Calage automatique	15
I.5.2. Validation du modèle	15
I.6. Synthèse bibliographique des modèles hydrologiques	15
I.6.1. Quelques exemples de modèles conceptuels et/ ou à base physique	16
I.6.1.1. Modèles du Génie Rural	16
I.7. Calage d'un modèle	17
I.8. Choix d'un critère de validation	18
I.9. Description du modèle Génie Rural annuel	18
1- Introduction du modèle	18
2- Description mathématique du modèle	18

I.10.	Description du modèle Génie Rural mensuel	19
1-	Introduction du modèle	19
2-	Description mathématique du modèle	19
3.	Paramètres du modèle	21
I.11.	Description du modèle Génie Rural journalier	21
1-	Introduction du modèle	21
2-	Description mathématique du modèle	22
3-	Paramètres du modèle	25
I.12.	Modèle HBV Light	26
1-	Introduction	26
2-	Fonctionnement du modèle HBV Light	26
I.13.	Modèle HEC HMS	28
I.14.	Modèle ATHYS	28
1.	Introduction	28
2.	Principes de base	29
3.	Présentation des modules	29
4.	Modèles de calcul	30
5.	Présentation du modèle SCS-LR	31
a-	Fonction de production type SCS	31
b-	Fonction de transfert	33
I.15.	Applications des modèles	35
I.16.	Conclusion	36

Chapitre II- Présentation de la zone d'étude

II.	Cadre géographique de la zone d'étude	37
II.1	Morphométrie du bassin versant	37
1.	Forme	38
1.1	Indice de compacité de Gravelius	38
1.2	Rectangle équivalent	38
2.	Relief	39
2.1	Courbe hypsométrique	39
2.2	Altitudes caractéristiques	41
2.3	Indices de pente	42
3.	Réseau hydrographique	45
3.1	Hiérarchisation du réseau hydrographique	45
3.2	Densité de drainage D_d	46
3.3	Fréquence des cours d'eau (F)	47
3.4	Coefficient d'allongement (E)	47
3.5	Rapport de confluence (R_c)	47
3.6	Rapport de longueur	48
3.7	Coefficient de torrentialité	49
3.8	Temps de concentration	49
II.2.	Géomorphologie	50
1.	Morphologie	50
2.	Topographie	50
3.	Sols	50
4.	Occupation du sol	51
II.3.	Etude géologique et stratigraphie	52

1. Introduction	52
2. Géologie et lithologie	52
3. Stratigraphie	54
3.1. Socle primaire	55
3.2. Mésozoïque	55
3.2.1. Trias	55
3.2.2. Jurassique	55
3.2.3. Crétacé	56
3.3. Cénozoïque	56
3.3.1. Néogène et le Quaternaire	56
4. Cadre structural et tectonique	56
4.1. Structure générale	56
4.2. Fissuration	57
5. Répartition lithologique et son influence sur l'écoulement	58
II.4. Contexte hydrogéologique	59
II.4.1. Réservoirs potentiels	59
II.4.2. Description des aquifères	59
II.4.3. Principales nappes	62
II.4.4. Phénomène de fissuration et de karstification	63
II.4.5. Conditions aux limites	64
II.5. Influence de la fracturation sur l'architecture du réseau hydrographique	65
II.5.1. Introduction	65
II.5.2. Matériel et méthodes	66
II.5.3. Résultats et discussions	67
II.5.3.1. Réseau hydrographique	67
II.5.3.2. Réseau de linéaments	69
II.5.3.3. Confrontation du réseau hydrographique avec les linéaments	70
II.6. Conclusion	71

Chapitre III - Etude Hydro-climatique

III. Introduction	73
III.1. Traitement des données	74
1- Etude des précipitations	77
1.1- Ajustement des précipitations annuelles	78
1.2- Répartition des précipitations moyennes annuelles	80
1.3- Répartition mensuelle des précipitations	80
1.4- Précipitations saisonnières	81
1.5- Etude des précipitations moyennes dans le bassin	82
Versant d'Oued Saida	
a. Moyenne arithmétique	82
b. Méthode des polygones de Thiessen	83
c. Méthode des isohyètes	84
2- Vents	86
3- Humidité	87
4- Températures	88
5- Régime climatique	89
5.1- Courbe pluviothermique	89
5.2- Indices de De Martonne	90
5.3- Indices de Moral	91

6- Déficit d'écoulement	92
6.1- Méthode de Turc	92
6.2- Méthode de Coutagne	92
6.4- Méthode de WUNDT	93
6.5- Méthode de Thornthwaite	94
6.5.1- Evapotranspiration potentielle	94
6.5.2- Evapotranspiration réelle (E.T.R.)	95
6.6- Discussion des résultats	96
III.2. Etude hydrologique	97
III.2.1. Analyse des débits	97
III.2.1.1. Débits mensuels	97
1. Variation mensuelle des débits en fonction des précipitations	98
III.2.1.2. Variation Saisonnière	98
III.2.1.3. Débits moyens annuels	102
III.2.2. Relation pluie-débit	105
1. Corrélation annuelle	105
2. Corrélation mensuelle	107
III.3. Conclusion	108

Chapitre IV- Etude de la variabilité hydro-climatique

IV. Introduction	110
IV.1. Matériel et méthodes	111
IV.1.1. Acquisition des Données	111
IV.1.2. Méthodes Adoptées	111
IV.1.2.1. Indice de Précipitation Standardisé	111
IV.1.2.2. Indice d'humidité climatique (CMI)	112
IV.1.2.3. Tests de Détection des Ruptures	113
IV.1.2.4. Test de Pettitt (Pettitt, 1979)	113
IV.1.2.5. Méthode bayésienne de Lee & Heghinian (1977)	114
IV.1.2.6. Segmentation d'Hubert et al. (1989)	115
IV.2. Résultats et discussion	116
IV.2.1. Analyse spatiale	118
IV.3. Conclusion	126

Chapitre V - Modélisation pluie-débit

V. Introduction	128
V.1. Étapes de la simulation	128
V.1.1. Données géographiques	128
V.1.2. Données pluviométriques et hydrométriques	129
V.2. Traitement des données	130
V.2.1. Traitement des données géographiques	130
V.2.2. Traitement des données pluviométriques et hydrométriques	131
V.3. Choix des modèles et des paramètres	132
V.3.1. Influence des paramètres du modèle sur l'hydrogramme de crue	132
- Paramètre V_0	135
- Paramètre K_0	137
- Paramètre S	139
- Paramètre ds	142

- Le paramètre ω (oméga)	144
V.4. Procédure de calage du modèle	147
V.5. Évaluation de la performance du calage hydrologique	151
1. Critère de Nash–Sutcliffe	151
2. Autres critères de performance utilisés	152
a) Écart Arithmétique Moyen (EAM)	152
b) Ecart Quadratique Moyen (EQM)	152
c) Critère CREC	152
V.6. Caractéristiques des hydrogrammes après le calage	153
V.6.1. Comparaison globale observé / calculé	154
V.6.2. Volume ruisselé	154
V.6.3. Débit maximal	154
V.6.4. Durée d'écoulement	154
V.6.5. Interprétation des résultats	155
V.6.6. Évaluation des erreurs relatives	155
V.7. Conclusion	157
Conclusion générale	128
Références bibliographiques	162
Annexes	171

LISTE DES ABREVIATIONS

ABH	Agence de Bassin Hydrographique
ACP	Analyse en Composantes Principales
ANRH	Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
ArcGis	Geographic Information Systems
ASTER	Advanced Space borne Thermal Emission and Reflection Radiometer
ATHYS	Atelier Hydrologique Spatialisé
CEMAGRE	Centre national du Machinisme agricole, du Génie Rural et des Eaux et Forêts
CMI	Indice d'Humidité Climatique
CTS	Centre des Techniques Spatiales
DHW	Direction de l'Hydraulique de la Wilaya
EAM	Ecart Arithmétique Moyen
EQM	Ecart Quadratique Moyen
ETP	Evapotranspiration potentielle
ETR	Evapotranspiration réelle
GR	Génie Rural
GR1A	Génie Rural à 1 paramètre Annuel
GR2M	Génie Rural à 2 paramètres Mensuel
GR4J	Génie Rural à 4 paramètres Journalier
HBV	Hydrologiska Byråns Vatten balansavdelning
HEC-HMS	Hydrologic Engineering Center–Hydrologic Modeling System
HSM	Hydro-Sciences Montpellier
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
MERCEDE	Maillage Élémentaire Régulier Carré pour l'Etude Des Ecoulements Superficiels
MES	Matières en suspension
MNT	Modèles Numériques du Terrain
ONM	Office National de la Météorologie
ORSTOM	Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer
RFU	Réserve en eau Facilement Utilisable
SCS	Soil Conservation Service
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute
SPATIAL	Plate-forme d'interpolation spatiale
SPI	Indice de Précipitation Standardisé
VICAIR	Visualisation des cartes et images Raster
VISHYR	Visualisation des données Hydrologiques

LISTE DES FIGURES

Chapitre I- Contexte scientifique et état des connaissances

Figure I.1	Représentation simplifiée d'un modèle pluie-débit	7
Figure I.2	Classifications des modèles (Gaume, 2000)	10
Figure I.3	Schématisation de la modélisation globale et la modélisation spatialisée	14
Figure I.4	Schéma de la structure du modèle pluie-débit mensuel (GR2M)	19
Figure I.5	Schéma de la structure du modèle pluie-débit journalier (GR4J)	22
Figure I.6	Schéma du modèle HBV Light (Abadie, 2006).	27
Figure I.7	Interface principal d'ATHYS et des 4 modules.	30
Figure I.8	Fonctionnement du modèle ATHYS	31
Figure I.9	Principe de la fonction de production SCS.	33
Figure I.10	Principe de la fonction de transfert Lag and route	34

Chapitre II- Présentation de la zone d'étude

Figure II.1	Situation géographique du bassin versant de l'oued Saida	37
Figure II.2	Rectangle équivalent du bassin versant de l'Oued Saïda.	39
Figure II.3	Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Saïda	40
Figure II.4	Modèle numérique de terrain (M.N.T) du bassin versant de l'Oued Saïda	41
Figure II.5	Carte des pentes du bassin versant de l'Oued Saida	44
Figure II.6	Classification du chevelu hydrographique du bassin versant de l'Oued Saïda.	46
Figure II.7	Droite d'ajustement de R_C et de R_L	48
Figure II.8	Carte d'occupation du sol du bassin versant de l'Oued Saida.	51
Figure II.9	Carte géologique du bassin versant de l'oued Saida	53
Figure II.10	Coupe lithostratigraphique de la région de Saida	54
Figure II.11	Carte structurale du bassin versant de l'oued Saida	57
Figure II.12	Coupe des caractéristiques hydrogéologiques de la région de Saida.	61
Figure II.13	Coupe lithostratigraphique de la région de Hammam Rabi	62
Figure II.14	Synthèse hydrogéologique de la nappe karstique des monts de Saida (DHW).	65
Figure II.15	Organigramme de la méthodologie du travail	66
Figure II.16	Filtres directionnels appliqués à l'image ACP1	67
Figure II.17	Réseau hydrographique	68
Figure II.18	Direction du réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Saida.	68
Figure II.19	Distribution de direction d'écoulement	68
Figure II.20	Carte de linéament de la zone étudiée	69
Figure II.21	Rosace d'orientation des linéaments	69

Chapitre III- Etude hydro-climatique

Figure III.1	Situation des stations pluviométriques.	75
Figure III.2	Droite de la régression linéaire des précipitations annuelles	77
Figure III.3	Ajustement des précipitations annuelles à une loi normale	79
Figure III.4	Variations des précipitations moyennes annuelles	80
Figure III.5	Histogramme des précipitations mensuelles des stations	81

Figure III.6	Variations saisonnières des précipitations	82
Figure III.7	Carte des polygones de Thiessen du bassin versant de l'oued Saida	84
Figure III.8	Carte en courbes isohyètes du bassin versant de l'oued Saida	85
Figure III.9	Fréquence des vents (%) à la station de Saida	86
Figure III.10	Humidité relative de l'air (%) à la station de Saida	87
Figure III.11	Variation des températures moyennes mensuelle à la station de Saida	88
Figure III.12	Courbe pluvio-thermique de la station de Saida	89
Figure III.13	Abaque d'indice d'aridité de De Martonne.	91
Figure III.14	Abaque de P. Verdeil.	93
Figure III.15	Abaque de Wundt modifié par Coutagne	93
Figure III.16	Histogramme des débits moyens mensuels interannuels	97
Figure III.17	Variation mensuelle des débits en fonction des précipitations à la station de Sidi Boubekeur	98
Figure III.18	Courbe des coefficients mensuelles des débits à la station de Sidi Boubekeur	100
Figure III.19	Courbes des coefficients de variations mensuelles des débits à la station de Sidi Boubekeur	101
Figure III.20	Variation saisonnière des débits moyens mensuels de la station de Sidi Boubekeur	101
Figure III.21	Variations des débits moyens annuels à la station de Sidi Boubekeur	102
Figure III.22	Corrélation linéaire entre les pluies moyennes annuelles et les débits Moyens annuels de la station étudiée	103
Figure III.23	Ajustement des débits moyens annuels à une loi log normale pour la station d'étude	104
Figure III.24	Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Sidi Boubekeur).	105
Figure III.25	Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée annuel (Station de Sidi Boubekeur).	106
Figure III.26	Les Corrélations entre les lames d'eau écoulées et les pluies mensuelles (Station de Sidi Boubekeur)	107

Chapitre IV- Etude de la variabilité hydro-climatique

Figure IV.1	Valeurs annuelles de l'Indice Standardisé des Précipitations de cinq stations	117
Figure IV.2	Répartition spatiale des valeurs moyennes de SPI sur différentes périodes.	119
Figure IV.3	Valeurs annuelles du Climatic Moisture Index (CMI) de cinq stations	120
Figure IV.4	Répartition spatiale des valeurs moyennes du CMI sur différentes périodes.	122
Figure IV.5	Evolution de l'Indice Standardisé des Précipitations de Cinq stations	123

Chapitre V- Modélisation pluie-débit

Figure V.1	Modèle numérique de terrain du bassin versant étudié.	129
Figure V.2	Cartes dérivées du MNT	131
Figure V.3	Hydrogrammes observé et simulé avec le jeu de paramètres initial	133
Figure V.4	Influence du paramètre V_0 sur l'hydrogramme de crue	135
Figure V.5	Influence du paramètre K_0 sur l'hydrogramme de crue	137
Figure V.6	Influence du paramètre S sur l'hydrogramme de crue	140
Figure V.7	Influence du paramètre ds sur l'hydrogramme de crue	143

Figure V.8	Influence du paramètre ω sur l'hydrogramme de crue	145
Figure V.9	Hydrogramme de crue du premier événement	149
Figure V.10	Hydrogramme de crue du deuxième événement	150
Figure V.11	Hydrogramme de crue du troisième événement	150
Figure V.12	Hydrogramme de crue du quatrième événement	151

Annexes

Figure1	Principales étapes de la transformation du MNT	179
----------------	--	-----

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre I- Contexte scientifique et état des connaissances

Tableau I.1	Valeurs des paramètres du modèle Génie Rural annuel (GR1A)	18
Tableau I.2	Valeurs des paramètres du modèle Génie Rural mensuel (GR2M)	21
Tableau I.3	Valeurs des paramètres du modèle Génie Rural journalier (GR4J)	25

Chapitre II- Présentation de la zone d'étude

Tableau II.1	Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Saïda	40
Tableau II.2	Répartition altimétrique du bassin versant de l'Oued Saïda	42
Tableau II.3	Classification du relief selon O.R.S.T.O.M	43
Tableau II.4	Fractions des superficies entre courbes de niveau	43
Tableau II.5	Classification du relief selon la Dénivelée spécifique	44
Tableau II.6	Rapport de confluence du bassin étudié	47
Tableau II.7	Rapport des longueurs du bassin étudié	48

Chapitre III- Etude hydro-climatique

Tableau III.1	Caractéristiques des stations pluviométriques	74
Tableau III.2	Résultats des corrélations par régression linéaire	77
Tableau III.3	Caractéristiques des pluies annuelles du bassin versant de l'Oued Saïda	78
Tableau III.4	Pluies annuelles fréquentielles du bassin versant de l'Oued Saïda	78
Tableau III.5	Valeurs moyennes mensuelles des précipitations	80
Tableau III.6	Répartition saisonnière des précipitations	81
Tableau III.7	Précipitations moyennes estimées par différentes méthodes.	86
Tableau III.8	Fréquence du vent (%) à la station de Saïda	86
Tableau III.9	Nombre de jours de sirocco moyen à la station de Saïda	87
Tableau III.10	Vitesse moyenne mensuelle du vent (m/s) à la station de Saïda	87
Tableau III.11	Humidité moyenne mensuelle en (%) à la station de Saïda	87
Tableau III.12	Moyennes mensuelles et annuelles des températures à la station de Saïda.	88
Tableau III.13	Moyennes mensuelles des précipitations et des températures	89
Tableau III.14	Indice d'aridité mensuel à la station de Saïda	90
Tableau III.15	Valeurs des indices pluviométriques mensuels de Moral	91
Tableau III.16	Indices de Moral	91
Tableau III.17	Evapotranspiration réelle d'après Turc.	92
Tableau III.18	Valeurs de l'ETP à la station de Saïda	94
Tableau III.19	Bilan de Thornthwaite à la station de Saïda	95
Tableau III.20	Résultats de l'E.T.R. d'après les différentes méthodes.	96
Tableau III.21	Bilan hydrique au niveau du bassin versant de Saïda.	96
Tableau III.22	Caractéristiques de la station hydrométrique Sidi Boubekeur	97
Tableau III.23	Moyennes mensuelles interannuelles des débits (m ³ /s) (1989/1990-2011/2012).	97
Tableau III.24	Répartitions des débits mensuels	99
Tableau III.25	Variation saisonnière des débits (1989/1990-2011/2012)	101
Tableau III.26	Valeurs caractéristiques des modules au niveau du bassin versant de l'oued Saïda	102

Tableau III.27	Ajustement à une loi log normale des modules annuels	104
Tableau III.28	Modules caractéristiques pour des périodes de récurrences données en m ³ /s	104
Tableau III.29	Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée annuelle	105
Tableau III.30	Représentation des différents types de régression	107

Chapitre IV- Etude de la variabilité hydro-climatique

Tableau IV.1	Proportion d'années correspondant à chaque classe de SPI	112
Tableau IV.2	Proportion d'années correspondant à chaque classe de CMI	113
Tableau IV.3	Résultat des tests de rupture appliqués aux données pluvio et hydrométriques	124
Tableau IV.4	Ampleur de la sécheresse et de l'humidité entre 1974-2012.	125

Chapitre V- Modélisation pluie-débit

Tableau V.1	Numérotation des événements, relatives à la station de Sidi-Boubekeur.	133
Tableau V.2	Valeurs du V_0 testées lors de l'analyse de sensibilité.	135
Tableau V.3	Valeurs du K_0 testées lors de l'analyse de sensibilité.	137
Tableau V.4	Valeurs du S testées lors de l'analyse de sensibilité	140
Tableau V.5	Valeurs du ds testées lors de l'analyse de sensibilité.	143
Tableau V.6	Influence du paramètre ω sur l'hydrogramme de crue	145
Tableau V.7	Paramètres retenus pour le calage manuel des événements	148
Tableau V.8	Critères d'évaluation des simulations	152
Tableau V.9	Critères de performance pour chaque événement.	153
Tableau V.10	Qualité de la simulation des événements	153
Tableau V.11	Caractéristiques extraites par l'hydrogramme après le calage.	153
Tableau V.12	Récapitulatif des performances des 4 événements	155

Annexes

Tableau 1	Calcul du χ^2 pour la station de Saida	171
Tableau 2	Table de distribution de χ^2 (loi de K. Pearson)	171
Tableau 3	Méthodes utilisées pour le calcul de la lame d'eau précipitée.	172
Tableau 4	Evaluation du volume d'eau tombé sur le bassin versant de Saida (Thiessen)	172
Tableau 5	Evaluation du volume d'eau tombé sur le bassin versant de Saida (isohyètes)	172
Tableau 6	Méthodes utilisées pour le calcul des indices climatiques.	173
Tableau 7	Méthode utilisée pour le calcul d'ETP	174
Tableau 8	Table du coefficient de correction.	175
Tableau 9	Table des indices thermiques mensuels	176
Tableau 10	Débits moyens annuels de la station de Sidi Boubekeur	177
Tableau 11	Calcul du χ^2 pour la station de Sidi Boubekeur	178
Tableau 12	Récapitulatif des erreurs du 1 ^{er} événement	182
Tableau 13	Récapitulatif des erreurs du 2 ^{ième} événement	182
Tableau 14	Récapitulatif des erreurs du 3 ^{ième} événement	182
Tableau 15	Récapitulatif des performances du 4 ^{ième} événement	182

Introduction générale

Introduction générale

L'eau constitue une ressource vitale, indispensable à la survie des sociétés humaines, au fonctionnement des écosystèmes naturels et au développement socio-économique. Elle intervient dans de nombreux secteurs tels que l'agriculture, l'industrie, l'alimentation en eau potable, la production énergétique et la préservation des milieux naturels. Toutefois, dans de nombreuses régions du monde, et plus particulièrement dans les zones semi-arides telles que l'Algérie, les ressources en eau se caractérisent par une disponibilité limitée, une forte variabilité spatio-temporelle et une vulnérabilité accrue face aux aléas climatiques.

Au cours des dernières décennies, la pression exercée sur les ressources hydriques n'a cessé de s'intensifier sous l'effet conjugué de la croissance démographique, de l'urbanisation rapide, de l'extension des activités agricoles et industrielles, ainsi que des changements climatiques. Ces derniers se traduisent notamment par une modification des régimes pluviométriques, une augmentation de la fréquence et de l'intensité des événements extrêmes (sécheresses et crues), et une accentuation de l'irrégularité des écoulements. Dans ce contexte, la gestion durable et rationnelle de l'eau devient un enjeu majeur, nécessitant le recours à des outils d'analyse et d'aide à la décision performants.

Face à ces défis, la modélisation hydrologique s'impose comme un outil incontournable. Elle permet de représenter et de simuler le fonctionnement hydrologique des bassins versants, d'analyser la transformation de la pluie en débit, d'estimer les volumes d'eau disponibles, de prévoir les écoulements et d'évaluer les impacts potentiels des changements climatiques et des aménagements anthropiques. En outre, la modélisation hydrologique constitue un support essentiel pour la planification des ressources en eau, la prévention des risques hydrologiques et l'élaboration de stratégies de gestion intégrée.

Dans les régions à climat semi-aride comme est le cas pour le bassin versant de l'oued Saida, la compréhension du fonctionnement hydrologique ne peut être dissociée de l'analyse approfondie du contexte hydroclimatique. En effet, la variabilité spatio-temporelle des précipitations et des débits, ainsi que l'occurrence des épisodes extrêmes, constituent des facteurs déterminants du régime hydrologique et conditionnent fortement la disponibilité des ressources en eau. L'étude hydroclimatique apparaît ainsi comme une étape préalable indispensable à toute démarche de modélisation hydrologique fiable.

Dans ce cadre, la présente étude accorde une attention particulière à la caractérisation du climat et de la variabilité climatique de la région étudiée. Cette analyse repose sur l'exploitation de séries chronologiques de données hydroclimatiques (précipitations et débits), couvrant une période suffisamment longue pour mettre en évidence les fluctuations naturelles du climat, les tendances éventuelles ainsi que les ruptures significatives. Plusieurs méthodes statistiques et indices climatiques seront mobilisés afin de décrire l'évolution du régime pluviométrique et hydrologique, d'identifier les périodes de déficit et de surplus hydrique, et de caractériser les épisodes de sécheresse et d'humidité. Cette approche intégrée permet non seulement de mieux

comprendre l'évolution récente du climat dans le bassin versant étudié, mais également de fournir un cadre cohérent pour l'interprétation des résultats de la modélisation hydrologique.

Parmi les outils de modélisation existants, le logiciel ATHYS (Atelier Hydrologique Spatialisé) occupe une place importante en hydrologie opérationnelle. Développé pour répondre aux besoins d'analyse et de simulation hydrologique, ATHYS repose sur une approche modulaire et spatialisée, intégrant différents modèles de production et de transfert. Il permet de traiter des données hydroclimatiques et géographiques, de tester plusieurs structures de modèles conceptuels pluie-débit et de calibrer les paramètres hydrologiques à partir de données observées. Grâce à sa flexibilité et à sa capacité à représenter la complexité spatiale des bassins versants, ATHYS constitue un outil particulièrement adapté à l'étude des ressources en eau, à la prévision des crues et à la gestion des risques hydrologiques. À cet effet, nous retiendrons le modèle ATHYS, pour cette étude.

L'objectif principal de ce travail est de déterminer et analyser les paramètres hydroclimatiques, afin de mieux comprendre leur influence sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant étudié. Cette analyse vise également à évaluer les performances du modèle pluie-débit et à apprécier sa capacité à reproduire les écoulements observés dans un contexte climatique semi-aride.

Afin d'atteindre ces objectifs, la présente thèse est structurée en cinq chapitres :

- Chapitre I : présente un aperçu général de la modélisation hydrologique pluie-débit, les principales approches et modèles hydrologiques rencontrés dans la littérature, ainsi qu'une description du logiciel ATHYS utilisé dans cette étude.
- Chapitre II : est consacré à la présentation de la zone d'étude, en abordant ses caractéristiques géographiques, morphométriques, hydrographiques, géologiques et hydrogéologiques.
- Chapitre III : traite de l'étude hydroclimatique de la région étudiée, incluant l'analyse des précipitations, des températures et des débits.
- Chapitre IV : porte sur l'analyse de la variabilité hydroclimatique, mettant en évidence les tendances, les ruptures et les périodes de déficit ou de surplus hydrique.
- Chapitre V : est dédié à l'évaluation des résultats de la modélisation pluie-débit pour les différents événements hydrologiques sélectionnés, ainsi qu'à leur interprétation et discussion.

Enfin, ce travail s'achève par une conclusion générale qui récapitule la problématique abordée, synthétise les principaux résultats obtenus et met en évidence les contributions scientifiques de cette thèse, tout en ouvrant des perspectives pour de futurs travaux de recherche.

Chapitre I

Contexte scientifique et état des connaissances

I. Introduction

La modélisation hydrologique constitue aujourd'hui un outil essentiel pour l'analyse et la gestion durable des ressources en eau, notamment dans un contexte marqué par la variabilité climatique et l'évolution des bassins versants. Elle offre la possibilité de représenter, à différents niveaux de complexité, les mécanismes qui gouvernent la relation pluie-débit et de mieux anticiper la réponse hydrologique des milieux naturels. Ce chapitre propose un panorama des concepts et approches majeurs en modélisation, ainsi qu'un aperçu des modèles et outils de simulation couramment utilisés dans les domaines scientifique et opérationnel. L'objectif est de fournir un cadre théorique solide et une base méthodologique claire pour la démarche de modélisation développée dans cette étude.

I.1. Etude des processus hydrologiques

L'eau, qui assure le fonctionnement du milieu naturel tant que principal vecteur des substances transportées (en solution ou en suspension) et constitue un habitat indispensable pour de nombreuses espèces végétales et animales, représente aujourd'hui un enjeu écologique et économique majeur.

La demande croissante en informations socio-économiques relatives à la ressource en eau, aux impacts des aménagements et de l'occupation du sol sur le régime et la qualité des eaux, aux effets des pratiques agricoles, au devenir des rejets ponctuels, ainsi qu'à la prévention des risques hydrométéorologiques, impose une compréhension approfondie des variations spatiales et temporelles des apports et des écoulements. Cela nécessite également d'analyser leurs interactions avec les processus météorologiques, climatologiques et géochimiques. Dans ce contexte, le rôle de l'hydrologue dans la gestion et la résolution des enjeux environnementaux actuels et futurs est de plus en plus reconnu comme essentiel.

Malgré les avancées réalisées, le fonctionnement hydrologique des bassins versants demeure encore insuffisamment maîtrisé. Les études menées depuis une cinquantaine d'années sur de petits bassins expérimentaux ont néanmoins permis d'apporter quelques éléments de réponse à deux des questions fondamentales auxquelles doit faire face l'hydrologue (Ambroise, 1991).

Les hydrologues se sont longtemps interrogés sur deux questions fondamentales:

- Que devient l'eau de pluie ? (Penman, 1963)
 - D'où provient l'eau des ruisseaux ? (Hewlett, 1961)
-
- ✓ Lorsque l'intensité des précipitations excède la capacité d'infiltration du sol, la couche superficielle se sature et l'excédent d'eau est rapidement évacué sous forme de ruissellement de surface, générant un écoulement de crue.
 - ✓ Une autre fraction de l'eau s'infiltre plus lentement à travers les horizons du sol, contribuant à la recharge des nappes phréatiques et à l'alimentation du débit de base des cours d'eau.

Cette approche théorique distingue quatre trajectoires possibles de l'eau alimentant les rivières :

- Les précipitations tombant directement à la surface libre du cours d'eau,
- Le ruissellement de surface, qui comprend le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration (ruissellement hortonien) et celui lié à la saturation du sol,
- L'écoulement de subsurface, correspondant à un cheminement quasi horizontal de l'eau à travers les macropores et les horizons superficiels du sol,
- L'écoulement souterrain, provenant des nappes et contribuant de manière plus lente mais continue au débit des rivières.

Grâce à son caractère simple et cohérent, ce modèle conceptuel a longtemps été largement utilisé en ingénierie hydrologique. Toutefois, les observations de terrain notamment dans les régions tempérées ont montré qu'il ne représente en fait qu'un cas particulier. Des crues peuvent en effet être enregistrées pour des intensités de pluie bien inférieures à l'infiltrabilité du sol (Ambroise, 1991). De plus, ce mécanisme de ruissellement n'opère généralement que sur une portion limitée du bassin versant, ce qui limite sa portée à l'échelle globale du bassin.

Une part importante du ruissellement de crue peut également résulter d'un écoulement hypodermique dans les horizons superficiels du sol ou d'une recharge rapide des nappes peu profondes, notamment dans les zones aval.

L'un des principaux éléments de remise en question de ce modèle concerne justement cette contribution souterraine rapide. Bien que l'idée d'une implication des nappes peu profondes ait été évoquée dès les travaux de Hursch (1936), elle n'a été pleinement reconnue que tardivement, en raison de la difficulté à comprendre et à mesurer la rapidité des transferts d'eau dans le sol et les mécanismes conduisant à leur exfiltration.

Selon Hursh et Brater (1941), les débits sont le plus souvent produits par une combinaison de plusieurs processus, fonctionnant simultanément ou de manière successive. Ces processus interviennent selon des configurations très variables dans le temps et dans l'espace. Leur activation et leur intensité dépendent d'un ensemble de facteurs qui conditionnent, pour chaque situation, la présence ou l'absence de chacun de ces mécanismes (Benkaci T., 2006).

I.2. Facteurs de génération des débits

Le fonctionnement d'un bassin versant n'est pas aléatoire ; il dépend d'un ensemble de facteurs qui gouvernent la circulation et la transformation de l'eau dans le temps et dans l'espace.

Les précipitations constituent le principal moteur de la génération des débits. Lors d'un épisode pluvieux, le volume et la forme de l'hydrogramme de crue sont déterminés non seulement par la quantité de pluie, mais aussi par son intensité, sa durée et sa distribution temporelle. Des phénomènes tels que la battance du sol, conduisant à la formation d'une croûte superficielle, peuvent accentuer le ruissellement et favoriser la genèse de crues, en particulier dans les bassins agricoles.

Entre les événements pluvieux, les apports énergétiques radiatifs ou advectifs régulent l'évapotranspiration et influencent la redistribution de l'humidité dans le sol. Les conditions initiales du bassin versant jouent également un rôle central dans la réponse hydrologique : pour un même apport en eau, le débit généré peut différer selon l'état hydrique et hydrologique

préalable. Cet état dépend de la succession, de l'intensité et de la fréquence des périodes humides et sèches antérieures. Cette dépendance aux conditions initiales traduit une réponse non linéaire du bassin, liée aux variations des processus activés et de leur intensité selon les situations.

La réaction d'un bassin versant aux pluies est également conditionnée par la variabilité spatio-temporelle des sols et de la couverture végétale, qui modulent directement les mécanismes de génération des écoulements :

- La végétation, selon sa densité et son type, influence l'interception des précipitations,
- la structure du sol (texture, composition, porosité) détermine ses propriétés hydrodynamiques, et conditionne ainsi l'infiltration et le ruissellement,
- la morphométrie et la topographie du bassin modifient les conditions d'écoulement, en particulier la vitesse de propagation des débits, ce qui influe sur l'intensité et la dynamique des crues.

Les processus de génération de l'écoulement n'agissent pas isolément : ils forment un ensemble continu et interconnecté. Plusieurs mécanismes peuvent intervenir simultanément au cours d'un même événement, et le processus dominant peut varier selon la saison ou la nature de la pluie. Cette diversité rend difficile l'établissement d'une classification simple et définitive des mécanismes de formation des écoulements.

Ainsi, la production des débits dans un bassin versant résulte de l'interaction complexe de processus superficiels et souterrains, inscrits dans le cycle de l'eau et opérant à des échelles spatio-temporelles multiples (Benkaci T., 2006).

I.3. Modélisation pluie-débit en hydrologie

Nous avons montré que le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant constitue un système particulièrement complexe, marqué par une forte hétérogénéité des mécanismes de génération des débits à l'exutoire, et ce, à différentes échelles spatiales et temporelles. Le bassin versant apparaît ainsi comme un système dynamique, au sein duquel de nombreux processus hydrologiques demeurent encore imparfaitement compris.

Pour mieux appréhender cette complexité, de nombreuses études de terrain ont été menées afin d'identifier les processus de formation des écoulements et les facteurs qui les contrôlent. Dans cette optique, certains hydrologues ont tenté d'expliquer la genèse de l'écoulement à l'exutoire en recourant à des méthodes pratiques de décomposition de l'hydrogramme, visant à distinguer ses différentes composantes.

En ingénierie hydrologique, l'approche la plus courante consiste à décomposer graphiquement l'hydrogramme de crue en écoulement rapide, écoulement retardé et écoulement de base. Toutefois, bien que largement utilisée, cette méthode a fait l'objet de nombreuses analyses et n'a pas toujours permis d'atteindre les objectifs fixés, apportant parfois des résultats contradictoires.

La mesure directe de chacune des composantes de l'hydrogramme impliquerait un dispositif expérimental lourd, coûteux et difficile à mettre en œuvre. De telles mesures n'ont été réalisées que dans quelques bassins versants expérimentaux, ce qui limite encore aujourd'hui leur application à la recherche.

Ces dernières décennies, les progrès réalisés dans l'étude des systèmes complexes, en

particulier les milieux naturels tels que les bassins versants, ainsi que le développement de l'informatique, ont favorisé l'essor des modèles hydrologiques. Considérée comme la troisième étape de la démarche scientifique après l'observation et l'expérimentation, la modélisation constitue un outil privilégié pour représenter et analyser les flux au sein de l'hydrosystème.

Le recours à des modèles mathématiques est motivé non seulement par le caractère potentiellement dangereux des phénomènes hydrologiques et de leurs aléas, mais également par la nécessité de mieux comprendre ces processus et, surtout, d'anticiper les problèmes qu'ils peuvent engendrer (Benkaci T., 2006).

I.3.1. Définition d'un modèle mathématique

Un modèle peut être défini comme une représentation mathématique d'un phénomène physique, simple ou complexe, permettant d'en reconstruire le comportement à partir d'entités ou de processus élémentaires. Le choix de ces processus et la manière dont ils sont combinés dépendent à la fois des connaissances disponibles et de l'interprétation que le modélisateur se fait des mécanismes à l'origine du phénomène étudié.

De manière générale, un modèle mathématique repose sur :

- Un ensemble de variables mesurables, utilisées pour décrire le système étudié,
- Un ensemble de relations mathématiques reliant ces variables, sélectionnées pour représenter le fonctionnement du système.

Ces relations intègrent des paramètres qui permettent de calculer, à partir des variations spatiales et temporelles imposées à certaines variables, les variations correspondantes des autres.

Cependant, la pertinence d'un modèle doit toujours être évaluée au regard de l'objectif poursuivi: son seul véritable critère de validité réside dans sa capacité à reproduire fidèlement la réalité physique.

Le développement de la modélisation s'explique par la diversité de ses domaines d'application. Pour l'hydrologue, le modèle constitue avant tout un outil de compréhension, d'analyse et d'aide à la décision. Ses principales utilisations peuvent être regroupées en trois catégories :

- **Domaine d'application** : Les modèles hydrologiques interviennent dans de nombreux champs: gestion intégrée des bassins versants, conception et exploitation des barrages, aménagement et entretien des cours d'eau, contrôle et réduction des rejets, gestion des réseaux d'assainissement, etc.
- **Échelle temporelle**: La gestion de l'eau nécessite des outils capables de représenter des processus opérant sur des échelles de temps très variées. Lorsqu'une pluie se transforme en débit, plusieurs mécanismes interviennent : l'écoulement rapide lors de la crue agit à l'échelle de l'heure, tandis que le ruissellement induit peut s'étendre sur une journée ou davantage.
- **Echelle spatiale**: L'hétérogénéité spatiale des bassins versants contribue fortement à la variabilité des débits. Pour traiter cette complexité, l'usage de modèles ponctuels peut se

révéler pertinent, notamment pour exploiter les données issues de zones non jaugées, un enjeu majeur pour le modélisateur.

I.3.2. Pourquoi utiliser des modèles pluie-débit ?

Selon l'utilisateur, la modélisation remplit de multiples fonctions (fig. I.1). Elle permet d'améliorer la compréhension du cycle de l'eau, de convertir les données climatiques en informations hydrologiques, et de soutenir la gestion ainsi que la planification des ressources en eau. Son objectif principal est de représenter, sous une forme simplifiée, la complexité des processus hydrologiques afin de faciliter la prise de décision en matière d'aménagement, de prévention des crues et de conception d'ouvrages hydrauliques.

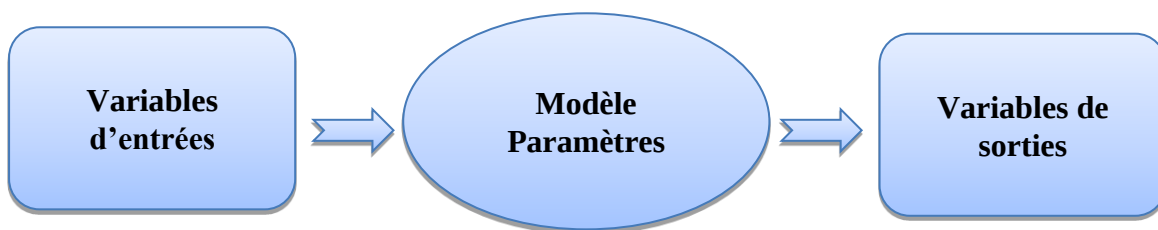


Figure I.1: Représentation simplifiée d'un modèle pluie-débit.

On peut ainsi conclure que la validité d'un modèle se mesure à la robustesse de ses résultats et à sa capacité à reproduire fidèlement les processus hydrologiques qu'il cherche à représenter. Les principales fonctions des modèles pluie-débit peuvent être résumées comme suit :

➤ Extrapolation des débits

L'usage le plus courant d'un modèle pluie-débit consiste à estimer un débit, permettant ainsi de simuler et de générer les séries hydrométriques. Elle peut répondre à des objectifs bien précis, comme :

- Comblent les lacunes dans des séries hydrométriques incomplètes.
- Étendre les courtes séries ou reconstituer les données pour les stations qui sont hors service.

Ces simulations sont particulièrement utiles pour le dimensionnement des réseaux d'assainissement ou de certains ouvrages hydrauliques. Elles permettent également d'évaluer, directement ou indirectement, certains paramètres hydrologiques et hydrogéologiques.

Certains modèles vont plus loin en permettant de déduire les propriétés statistiques des flux de pollution grâce aux modèles pluie-débit ou aux modèles pluie-débit-Matières en Suspension. En combinant une approche stochastique (génération de pluies) avec des modèles pluie-débit et matières en suspension, il devient possible d'estimer la distribution de fréquence d'un flux de MES à l'exutoire d'un bassin.

Enfin, en utilisant certaines variables hydrologiques, telles que la pluie et l'évapotranspiration potentielle (ETP), un modèle pluie-débit peut être calibré pour une période donnée, permettant

non seulement la simulation des débits, mais également la reconstitution de l'évolution des niveaux d'une nappe pour un point précis du bassin.

➤ **Prévision des débits**

Un modèle pluie-débit peut être utilisé, en connaissant le temps de réponse d'un bassin, pour prévoir des débits à court terme et comprendre l'évolution des débits jusqu'à l'exutoire. Cette prévision, dite «naïve», repose sur l'estimation des débits à partir des précipitations actuelles et des débits mesurés précédemment.

En intégrant les outils de prévision pluviométrique, comme les radars météorologiques, et après calibration du modèle pluie-débit, il est possible d'étendre cette prévision à des horizons plus longs, dépassant ainsi les limites de la simple prévision «naïve ».

En France, certains modèles pluie-débit sont couramment utilisés par Météo-France pour l'alerte aux crues et l'évaluation du risque d'inondation.

➤ **Gestion des ressources en eau**

La gestion de l'eau est une tâche complexe, en raison de sa variabilité et l'interaction des opérateurs.

La modélisation pluie-débit permet de contribuer à cette gestion à travers trois niveaux :

- Tout d'abord, elle permet d'évaluer les ressources en eau, et mieux prendre en compte l'ensemble des processus qui influencent les différents écoulements. Cela s'avère particulièrement utile pour des bassins non jaugés, où les méthodes empiriques donnent parfois des résultats peu fiables.
- Ensuite, un modèle permet d'analyser l'impact des infrastructures hydriques, à anticiper des changements météorologiques et à identifier les zones inondables.
- Enfin, ce modèle pluie-débit simule les flux d'un barrage pour gérer ces ressources face aux besoins des opérateurs du bassin, et servant d'outil d'analyse plutôt que de système d'aide à la décision.

➤ **Modèle comme outil de recherche**

La compréhension des mécanismes du cycle d'eau demeure encore incomplète. Dans ce contexte, la modélisation a pour objectif principal d'approfondir les connaissances sur des phénomènes comme la répartition de l'infiltration et le ruissellement.

Les modèles sont ainsi utilisés à des fins de recherche, en intégrant de nouveaux concepts et paramètres pour analyser et mieux comprendre les interactions entre les différents processus hydrologiques. Ils peuvent également servir à établir des lois d'érosion et de transport solide liées à la genèse des écoulements.

I.3.3. Propriétés requises des modèles

La conception des modèles hydrologiques s'appuie soit sur des fondements théoriques, soit

sur des observations et expériences de terrain. De ce fait, de nombreux modèles ont été développés dans des contextes variés, théoriques ou pratiques, ce qui rend leur comparaison difficile sans disposer préalablement de critères pertinents pour évaluer leur validité et leur performance.

Pour permettre une comparaison entre différents modèles, certaines qualités et caractéristiques sont généralement prises en compte :

- **Cohérence rationnelle:** il s'agit de la première exigence en modélisation. La rationalité scientifique constitue en effet un principe fondamental pour toute démarche de recherche rigoureuse.
- **Précision du modèle :** un modèle performant ne se contente pas de bien fonctionner, il doit fournir des résultats corrects pour des raisons valides, en s'ajustant correctement aux données expérimentales.
- **SimPLICITÉ :** un modèle efficace doit rester simple, en limitant le nombre de variables et de paramètres, tout en évitant une structure interne trop complexe.
- **Robustesse :** il s'agit de la capacité d'un modèle à rester précis face à des conditions extrêmes, et à simuler des valeurs caractéristiques.
- **Falsifiabilité :** un modèle doit pouvoir intégrer de nouvelles hypothèses ou être ajusté à de nouvelles exigences, tout en préservant sa cohérence hydrologique.
- **Accessibilité et fiabilité :** pour certaines applications hydrologiques, il est important de disposer de données calculées en temps réel. La facilité d'accès et la fiabilité de ces données constituent donc des critères essentiels pour comparer différents modèles.
- **Pouvoir de prévision :** c'est l'objectif central du modélisateur. Plus le domaine de validité d'un modèle est large, plus sa justification scientifique est solide et sa pertinence confirmée à posteriori.

I.3.4. Modèles en fonction des caractéristiques hydrologiques des bassins

La transformation de la pluie en débit à l'exutoire par un modèle dépend de caractéristiques hydro-climatiques spécifiques, qui influencent les différents mécanismes du processus pluie-débit. L'un des aspects souvent évoqués par les hydrologues est l'universalité du modèle.

Il est évident qu'un modèle pluie-débit développé pour une région méditerranéenne rencontrera des difficultés pour simuler certains phénomènes propres à une région à climat nival, où les crues résultent principalement de la fonte des neiges au printemps. De même, un modèle conçu pour les régions nordiques pourra éprouver des limites dans la simulation des régimes d'étiage des régions semi-arides.

Cette variabilité s'explique non seulement par les relations fonctionnelles du modèle, mais surtout par le type de variables et de paramètres qu'il requiert. Il n'existe donc pas de modèle universel : chaque modèle est adapté à des conditions climatiques ou à des bassins versants spécifiques (Benkaci T., 2006).

I.4. Classification des modèles hydrologiques

Depuis les premiers développements des modèles pluie-débit, de nombreux modèles ont vu

le jour. Cette diversité s'explique par la variété des objectifs poursuivis par les modélisateurs. Selon Higby (2000), leur classification peut s'effectuer selon les critères suivants :

- **Système à modéliser** : il s'agit de l'unité fonctionnelle étudiée, qui peut être un grand bassin versant, un sous-bassin, un fleuve, un barrage, ou encore l'interaction entre le bassin, la topographie et la nappe phréatique.
- **Degrés de causalité** : ce critère concerne la manière dont le modèle décrit les relations fonctionnelles entre les variables.
- **Discrétisation spatio-temporelle** : il s'agit de prendre en compte la complexité des aspects physiques et hydrologiques, ainsi que leur forte variabilité dans le temps et l'espace.

Il existe plusieurs classifications des modèles (fig. I.2), parmi lesquelles celles proposées par Clarke (1973) et Ambroise (1998) :

- **Selon l'approche mathématique** : les modèles peuvent être déterministes ou stochastiques, en fonction de la nature des variables utilisées et des relations qui les lient.
- **Selon la dimension spatiale** : les modèles peuvent être globaux, semi-distribués ou spatialisés, selon que le bassin versant est considéré comme une entité homogène, divisé en sous-unités homogènes, ou finement discrétisé en mailles.
- **Selon le mécanisme** : les modèles peuvent être empiriques (basés sur l'observation), conceptuels (représentant de manière simplifiée les processus physiques) ou théoriques (fondés sur des lois physiques).

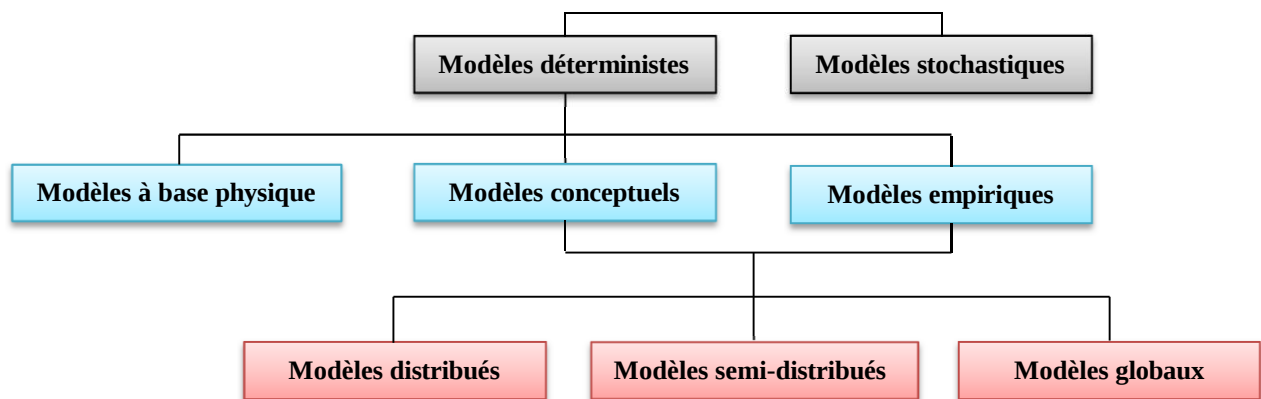


Figure I.2 : Classifications des modèles (Gaume, 2000)

I.4.1. Classification selon le mécanisme

La classification des modèles s'appuie sur la nature de l'algorithme utilisé, le niveau d'abstraction et l'importance accordée aux données. On distingue essentiellement trois grandes

catégories: les modèles empiriques ou «boîte noire », les modèles conceptuels ou «à réservoirs » et les modèles physiques ou « à base physique ».

I.4.1.1.Modèles empiriques

Ces modèles reposent sur l'établissement d'une relation strictement mathématique entre les précipitations enregistrées et les débits observés à l'exutoire d'un bassin versant. Le bassin est alors assimilé à une « boîte noire », sans prise en compte explicite des processus internes qui transforment la pluie en ruissellement. Cette catégorie regroupe notamment les modèles régressifs, les méthodes basées sur les fonctions de transfert (telles que l'hydrogramme unitaire), les réseaux de neurones, la programmation génétique, etc.

Relativement faciles à mettre en œuvre, ces modèles sont fréquemment utilisés pour la prévision des crues. Toutefois, ils ne permettent de simuler que le débit à l'exutoire, nécessitent un volume important de données pour leur calibration et présentent des paramètres difficiles à relier aux caractéristiques physiques du bassin. Leur capacité explicative demeure donc limitée, ce qui ne permet pas d'appréhender en profondeur le fonctionnement hydrologique du bassin versant.

I.4.1.2.Modèles conceptuels

Les modèles conceptuels, ou modèles à réservoirs, représentent le bassin versant à travers une analogie fondée sur une succession de réservoirs interconnectés. Le fonctionnement hydrologique y est décrit au moyen de relations conceptuelles formalisées par des équations paramétrées. Chaque réservoir est caractérisé par plusieurs paramètres, déterminés par des étapes de calibration puis de validation.

Bien que ces paramètres ne soient pas toujours directement associés à des propriétés physiques du bassin, l'analogie des réservoirs offre une représentation plus réaliste des processus hydrologiques que celle fournie par les modèles purement empiriques.

Cependant, la conception de ces modèles dépend fortement de l'expertise de l'hydrologue, introduisant ainsi une part notable de subjectivité. Leur transférabilité reste également limitée en raison de la variabilité des contextes hydrologiques et climatiques entre bassins versants, rendant leur application délicate dans les zones non jaugées. Des tentatives de régionalisation ont été menées pour relier les paramètres aux caractéristiques physiques des bassins, mais leur généralisation demeure complexe.

Malgré ces contraintes, les modèles conceptuels restent parmi les plus utilisés pour la simulation des débits à l'exutoire des bassins versants. Parmi les plus connus figurent les modèles GR, les modèles à réservoirs (Tank Model) et le modèle HBV Light.

I.4.1.3.Modèles physiques

Comme l'a souligné Beven, ces modèles reposent sur des lois physiques établies indépendamment du modèle hydrologique, et dont les paramètres proviennent directement des caractéristiques mesurables sur le terrain. Ils s'appuient notamment sur les principes

fondamentaux de l'hydrodynamique: conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie, ainsi que sur des équations de référence telles que les équations de Saint-Venant pour les écoulements à surface libre, l'équation de Richards pour les flux en milieu non saturé, la formule de Penman-Monteith pour l'évapotranspiration ou encore l'équation de Boussinesq pour les écoulements souterrains, entre autres.

Ces modèles requièrent une discrétisation spatiale fine afin de représenter avec précision le fonctionnement du bassin versant et de simuler les débits en tout point et à tout instant. Leur principal atout réside dans l'utilisation de paramètres directement liés aux propriétés physiques du milieu, ce qui, en théorie, permettrait de réduire voire d'éliminer l'étape de calibration et d'envisager leur application dans des bassins versants non jaugés.

Toutefois, leur mise en œuvre nécessite en pratique un volume très important de données, souvent difficile à obtenir. Ces modèles sont par ailleurs sujets au risque de surparamétrisation, ce qui entraîne des temps de calcul élevés, encore peu compatibles avec les exigences opérationnelles de la prévision des crues, malgré les progrès des capacités de calcul actuelles. En revanche, ils sont particulièrement pertinents pour l'étude du transport solide, de la propagation de la pollution, ainsi que pour l'analyse des impacts environnementaux et l'évaluation des effets du changement climatique.

Par ailleurs, ces modèles peuvent être intégrés à d'autres approches dans le cadre de modèles hybrides, visant à tirer parti des atouts de chaque type de modélisation pour compenser leurs limites respectives. Ce couplage s'appuie sur l'utilisation d'observations empiriques permettant de valider ou d'infirmer une structure théorique de modèle. De nombreuses études ont montré que la combinaison de plusieurs approches de modélisation conduit fréquemment à des performances supérieures.

I.4.2. Classification selon l'approche mathématique

Les modèles pluie-débit peuvent être classés en fonction des méthodes utilisées dans le processus de modélisation. Cette classification distingue essentiellement deux grandes approches : les modèles déterministes et les modèles stochastiques.

I.4.2.1. Modèles déterministes

Ces modèles reposent sur des relations mathématiques déterministes et bien établies, qui décrivent explicitement la relation entre les entrées (précipitations, caractéristiques du bassin, etc.) et les sorties (débits). Pour un même ensemble d'entrées et de paramètres, ils produisent systématiquement une unique sortie de simulation. Ainsi, ils offrent une représentation directe et prévisible du comportement du système hydrologique.

I.4.2.2. Modèles stochastiques

À l'inverse des modèles déterministes, les modèles stochastiques intègrent l'incertitude dans les variables de sortie, résultant des incertitudes présentes dans les variables d'entrée, les conditions aux limites ou les paramètres du modèle.

Bien que la majorité des modèles pluie-débit adoptent une approche déterministe, un nombre significatif d'entre eux inclut une composante stochastique, sous forme d'une fonction d'erreur appliquée aux prévisions déterministes ou de distributions statistiques associées aux paramètres du modèle. Les modèles stochastiques présentent deux avantages importants :

- Leur structure relativement simple permet de représenter l'hétérogénéité du système, notamment lorsque les informations spatiales et temporelles sont limitées.
- Ils offrent aux décideurs la possibilité d'évaluer les risques associés aux prévisions réalisées.

Bien que les modèles déterministes restent prédominants en pratique, la frontière entre les deux approches demeure souvent floue. En règle générale, un modèle est considéré comme stochastique si ses sorties intègrent une certaine variabilité ou dispersion prédictive. À l'inverse, s'il fournit une unique valeur quelle que soit l'échelle temporelle considérée, il est classé comme déterministe, indépendamment de la complexité de ses calculs internes.

I.4.3. Classification spatiale

Les modèles pluie-débit peuvent également être classés en fonction de la manière dont les variables et paramètres du bassin versant sont spatialement représentés. On distingue ainsi trois grandes catégories: les modèles globaux, les modèles semi-distribués et les modèles distribués.

I.4.3.1. Modèles globaux

Les modèles globaux traitent le bassin versant comme une entité unique. Les variables d'état y sont moyennées sur l'ensemble du bassin, et les données d'entrée, telles que les précipitations, sont considérées sous forme de valeurs moyennes représentatives de l'ensemble de la surface du bassin.

I.4.3.2. Modèles semi-distribués et distribués

Les modèles semi-distribués et distribués prennent en compte de la variabilité spatiale des processus hydrologiques, des variables d'entrée, des conditions aux limites et des caractéristiques du bassin versant (fig. I.3).

Pour les modèles semi-distribués, le bassin est subdivisé en sous-bassins, chacun considéré comme une unité unique. Il est également possible de spatialiser uniquement certaines variables jugées essentielles pour la réponse hydrologique, telles que les précipitations ou l'état hydrique initial.

Les modèles distribués, quant à eux, fragmentent l'espace d'étude en une grille de mailles (ou cellules) définie par le modélisateur, correspondant à la résolution spatiale du modèle. Chaque maille dispose de ses propres variables d'état, moyennées sur sa surface. Cette approche permet de mieux représenter l'hétérogénéité spatiale, mais entraîne une augmentation significative de la complexité du modèle.

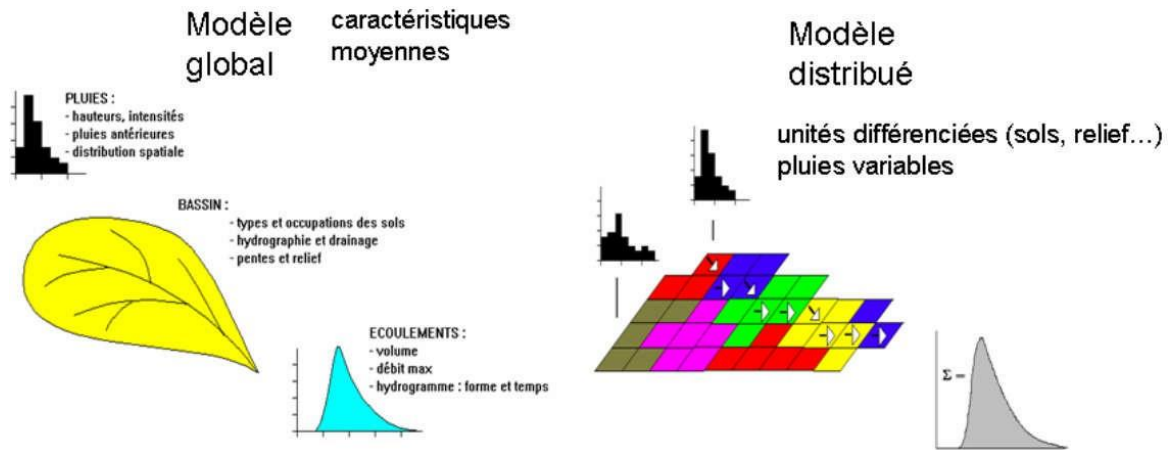


Figure I.3: Schématisation de la modélisation globale et la modélisation spatialisée
(www.athys-soft.org)

I.4.4. Classification temporelle

La classification temporelle des modèles pluie-débit distingue deux grandes approches selon la manière dont le temps est représenté : les modèles événementiels et les modèles continus. Les modèles événementiels nécessitent peu de données d'entrée et sont relativement faciles à calibrer, ce qui les rend adaptés à la prévision des crues en temps réel. Cependant, la saturation initiale des sols doit être fixée de manière externe au modèle.

Les modèles continus, en revanche, représentent l'ensemble des composantes du ruissellement et prennent en compte la redistribution de l'humidité du sol entre les précipitations. Bien qu'ils soient sensibles aux lacunes dans les séries historiques de données, ils ne sont pas limités par la durée de ces séries. Une période de mise en route (warm-up) est généralement requise pour que le modèle devienne indépendant des conditions initiales.

Dans les deux cas, il reste essentiel de prêter attention aux conditions initiales de saturation et d'humidité des sols pour garantir la fiabilité des simulations.

I.5. Paramétrisation des modèles

I.5.1. Calage des modèles

Le calage d'un modèle pluie-débit permet de déterminer des paramètres qui permettent de reproduire le comportement hydrologique d'un bassin versant. L'objectif principal est d'obtenir une reconstitution précise des sorties, en particulier des débits. Pour ce faire, les débits simulés sont confrontés aux débits observés au cours d'une période dite d'apprentissage.

Le calage peut être effectué de manière manuelle, en ajustant les paramètres progressivement jusqu'à obtenir la meilleure concordance entre simulations et observations, ou de manière automatique, grâce à des algorithmes d'optimisation visant à identifier le jeu de paramètres optimal pour ajuster le modèle aux données observées.

I.5.1.1. Calage manuel

Dans cette approche, l'utilisateur ajuste manuellement les paramètres du modèle par tâtonnements, dans le but de minimiser l'écart entre les débits simulés et les débits observés. Bien que cette méthode soit exigeante en termes de temps et d'efforts, elle offre l'avantage de permettre une meilleure compréhension du fonctionnement du modèle et de l'influence de chacun des paramètres. Elle repose sur l'expertise de l'opérateur, qui s'appuie généralement sur l'analyse visuelle des hydrogrammes comparant débits observés et calculés, ainsi que sur l'évaluation de certains indices de performance du modèle.

I.5.1.2. Calage automatique

Le calage automatique, rendu possible par les avancées informatiques, ajuste les simulations aux données observées en minimisant une fonction objective via des algorithmes d'optimisation itératifs. Cette approche est plus rapide que le calage manuel, ne dépend pas de l'expertise de l'opérateur et nécessite peu d'intervention humaine.

Cependant, elle présente certaines limites : le choix de la fonction objective reste subjectif, l'interdépendance entre paramètres peut produire plusieurs solutions équivalentes, la sensibilité de la fonction objective et la présence d'optima locaux peut compliquer la convergence, et certains paramètres calibrés peuvent manquer de signification physique. Pour cette raison, le calage automatique doit toujours être complété par un contrôle manuel pour garantir la cohérence et la fiabilité des résultats.

I.5.2. Validation du modèle

La validation intervient après le calage et a pour objectif de vérifier si le modèle, une fois calibré, peut produire des simulations cohérentes lorsqu'il est confronté à de nouvelles données d'entrée. Elle repose sur l'utilisation de données indépendantes, non impliquées dans le calage, afin d'évaluer les performances du modèle en situation de prévision.

Cette étape permet également d'apprécier la sensibilité du modèle aux variations des données et de s'assurer que les écarts entre les résultats simulés et observés restent acceptables.

I.6. Synthèse bibliographique des modèles hydrologiques

Les modèles conceptuels reposent sur une représentation simplifiée des processus complexes du cycle de l'eau. Il existe autant de modèles conceptuels que de manières de simplifier ces processus. Une approche classique consiste à représenter le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant à l'aide de réservoirs interconnectés, offrant une modélisation plus ou moins détaillée de la relation pluie-débit, selon qu'elle soit globale ou semi-distribuée.

En parallèle, les modèles distribués à base physique permettent de fournir des simulations plus réalistes, en tenant compte de manière plus précise de l'hétérogénéité spatiale et des processus physiques qui interviennent dans le bassin versant.

I.6.1. Quelques exemples de modèles conceptuels et/ ou à base physique

Les modèles conceptuels sont parmi les plus utilisés, car ils fournissent une représentation plus réaliste des processus physiques internes au bassin versant, que ce soit pour des simulations événementielles ou continues, contrairement aux modèles empiriques. Leur mise en œuvre nécessite des données d'entrée de nature géomorphologique, hydrologique et physique, et le pas de temps utilisé varie selon le modèle, allant de quelques minutes à une journée. Parmi les modèles conceptuels globaux et distribués les plus connus, on peut citer :

I.6.1.1. Modèles du Génie Rural

a. Description du modèle GR

Les modèles GR sont souvent assimilés à des modèles conceptuels en raison de la structure en réservoirs. Cependant, ils sont en réalité de nature empirique, leur conception reposant sur l'analyse de grands ensembles de données. Leur structure a été progressivement élaborée pour reproduire un bon comportement hydrologique d'un bassin versant.

b. Caractéristiques du modèle GR

Comme tout modèle hydrologique, les modèles GR simplifient le bassin versant en moyennant ses caractéristiques fonctionnelles, spatiales et temporelles:

- processus, ils proposent des modèles simplifiés pour décrire les bassins versants, basés sur des formules empiriques plutôt que sur une physique détaillée, et représentant souvent plusieurs processus complexes en une seule relation.
- spatial, les modèles Génie Rural sont globaux, considérant le bassin versant comme une entité homogène, tout en reconnaissant l'existence d'une certaine hétérogénéité au sein du bassin.
- temporel, ils sont conçus pour fonctionner à des pas de temps : annuel, mensuel et journalier.

Leur fonctionnement nécessite uniquement des séries continues de précipitations et d'évapotranspiration potentielle. Avec un nombre limité de paramètres, ils réduisent les risques

de surparamétrisation et offrent une bonne robustesse (Perrin et al., 2003).

c. Variables P, ETP, et Q. 1- Pluie (P)

La pluie correspond à la mesure de la hauteur des précipitations enregistrées sur un intervalle de temps donné. Elle est généralement exprimée en millimètres par jour, par mois ou par an. Cette mesure représente l'épaisseur d'eau tombée sur le bassin versant, en tenant compte de sa répartition spatiale et temporelle.

2- Evapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration potentielle (ETP) correspond à la quantité d'eau qui pourrait s'évaporer d'une surface d'eau libre ou d'un couvert végétal bien alimenté en eau. Sa valeur dépend de l'énergie disponible dans l'environnement. L'ETP peut être mesurée à l'aide d'un évaporomètre ou estimée à partir de formules empiriques, telles que celles de Turc, Thornthwaite, Blaney-Criddle, Penman, entre autres. Elle est généralement exprimée en millimètres.

a) Formule de Turc

$$ETP = 0,4 (I_g + 50). K. T / (T + 15) \quad (\text{Eq.I.1})$$

ETP: Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm)

T : Température moyenne mensuelle de l'air (°C).

I_g: Radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (calorie/cm²/jour).

$$I_g = I_{gA} (0,18 + 0,62 h_r / H) \quad (\text{Eq. I.2})$$

I_{gA}: Radiation globale théorique

H: Durée théorique des jours du mois (heures).

K: Coefficient = 1, si l'humidité relative $h_r > 50\%$.

3- Débit (Q)

Il correspond à l'écoulement de l'eau, qu'il soit direct ou indirect, mesuré à l'exutoire à l'aide de différentes techniques hydrométriques, tel que le jaugeage au moulinet.

I.7. Calage d'un modèle

L'objectif est de minimiser l'écart des débits simulés et des débits observés, en utilisant notamment le critère des moindres carrés des erreurs, critère de Nash-Sutcliffe.

I.8. Choix d'un critère de validation

La performance du calage est évaluée en analysant la qualité des résultats obtenus à partir du modèle lors de la phase de validation. Pour cela, on utilise le critère classique de Nash-Sutcliffe, qui permet de quantifier le degré d'adéquation des débits simulés et observés. Ce critère s'exprime sous la forme suivante :

$$\text{Nash} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{obs}_i} - Q_{\text{calc}_i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{obs}_i} - \overline{Q_{\text{obs}}})^2} \quad (\text{Eq.I.3})$$

Q_{obs_i} : Débit observé

Q_{calc_i} : Débit calculé

$\overline{Q_{\text{obs}}}$: Moyenne des débits observés.

Le Nash varie dans l'intervalle $]-\infty ; 1]$ et présente l'avantage d'être facilement interprétable. Une valeur égale à 1 indique une erreur nulle du modèle, correspondant à un modèle parfait. En pratique, un calage est généralement jugé acceptable lorsque le Nash $> 0,70$.

I.9. Description du modèle Génie Rural annuel

1- Introduction du modèle

Le modèle pluie-débit Génie Rural (GR1A) est un modèle global caractérisé par un unique paramètre, développé à la fin des années 1990 au Cemagref. La version décrite correspond à celle proposée par Mouelhi (2003), Mouelhi et al. (2006a) et Mouelhi et al. (2006b).

2- Description mathématique du modèle

La description mathématique du modèle est simplifiée, reposant sur une seule équation.

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{0.7 P_k + 0.3 P_{k-1}}{X \cdot E_k} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\} \quad (\text{Eq.I.4})$$

Où :

Q_k : Débit simulé de l'année k (mm)

P_k : Pluie observée de l'année k (mm)

P_{k-1} : Pluie observée de l'année k-1(mm)

E_k : Evapotranspiration potentielle de l'année k (mm)

X: Paramètre du modèle à caler (-)

X représente l'influence d'échanges hydrologiques entre le bassin versant et son environnement non atmosphérique.

$X > 1$: le bassin perd de l'eau vers l'extérieur.

$X < 1$: le bassin reçoit de l'eau de l'extérieur.

Ce paramètre ajuste l'évapotranspiration potentielle pour divers bassins versants. Les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau I.1.

Tableau I.1: Valeurs des paramètres du modèle Génie Rural annuel (GR1A)

Paramètres	Médiane	Intervalle de confiance à 90%
X	0.7	0.13– 3.5

I.10. Description du modèle Génie Rural mensuel

1- Introduction du modèle

Le modèle pluie-débit Génie Rural (GR2M) est un modèle global à deux paramètres, développé au Cemagref à la fin des années 1980. Destiné aux applications liées aux ressources en eau, il repose sur une structure combinant un réservoir de production, un réservoir de routage et une ouverture vers l'extérieur non atmosphérique.

2- Description mathématique du modèle

Le modèle (fig. I.4) se distingue par la présence d'une fonction de production et une fonction de routage, qui permettent de simuler le comportement hydrologique du bassin versant.

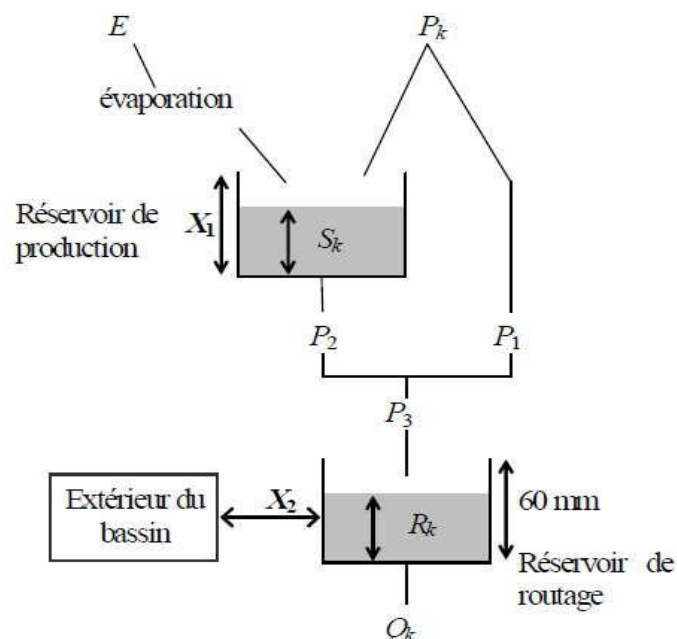


Figure I.4: Schéma de la structure du modèle pluie-débit mensuel (GR2M)

- **Production**

La fonction de production repose sur un réservoir de suivi d'humidité du sol. Une partie P_s de la pluie P_k est ajoutée au contenu S_k dans le réservoir en début du pas de temps.

$$P_s = \frac{X_1 \cdot \left(1 - \left(\frac{S_k}{X_1}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{X_1}\right)}{1 + \frac{S}{X_1} \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{X_1}\right)} \quad (\text{Eq.I.5})$$

X_1 : Capacité du réservoir (mm).

La pluie en excès, P_1 , est donnée par l'équation suivante:

$$P_1 = P - P_s' \quad (\text{Eq.I.6})$$

Le contenu du réservoir est donné par:

$$S' = S_k + P_s \quad (\text{Eq.I.7})$$

La quantité E_s est prélevée du réservoir sous l'effet de l'évapotranspiration :

$$E_s = \frac{S' \left(2 - \frac{S'}{X_1}\right) \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S'}{X_1}\right) \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)} \quad (\text{Eq.I.8})$$

E : Evapotranspiration potentielle moyenne du mois considéré.

Le niveau S' sera S'' :

$$S'' = S' + E_s \quad (\text{Eq.I.9})$$

• Percolation

Selon une percolation P_2 le réservoir de suivi d'humidité du sol se vidange:

$$P_2 = S'' \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{S''}{X_1} \right)^3 \right]^{-1/3} \right\} \quad (\text{Eq.I.10})$$

Son niveau S_{k+1} , est donné par :

$$S_{k+1} = S'' - P_2 \quad (\text{Eq.I.11})$$

• Routage

P_3 la quantité d'eau totale qui atteint le réservoir de routage:

$$P_3 = P_1 + P_2 \quad (\text{Eq.I.12})$$

R_k devient le niveau R' dans le réservoir:

$$R' = R_k + P_3 \quad (\text{Eq.I.13})$$

Le niveau dans le réservoir devient (X_2 : positif et adimensionnel):

$$R'' = X_2 \cdot R' \quad (\text{Eq.I.14})$$

Le réservoir se vidange pour donner le débit Q_k (sa capacité fixe égale à 60mm):

$$Q_k = \frac{R''^2}{R'' + 60} \quad (\text{Eq.I.15})$$

Le contenu du réservoir est donné par l'équation suivante:

$$R_{k+1} = R'' - Q_k \quad (\text{Eq.I.16})$$

3. Paramètres du modèle

Le modèle possède deux paramètres (tabl.I.2):

X_1 : Capacité du réservoir de production (mm)

X_2 : Capacité d'échanges souterrains (-)

Tableau I.2: Valeurs des paramètres du modèle Génie Rural mensuel (GR2M).

Paramètres	Médiane	Intervalle de confiance à 90%
X_1	380	140–2640
X_2	0.92	0.21– 1.31

I.11. Description du modèle Génie Rural journalier

1- Introduction du modèle

Le modèle pluie-débit Génie Rural (GR4J) est un modèle global à quatre paramètres. développé au Cemagref au début des années 1980, dans le but d'avoir un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable, pour la gestion des ressources en eau et d'ingénierie, comme le dimensionnement d'ouvrages, la prévision des crues et des étiages, la gestion de réservoirs ou la détection d'impacts environnementaux.

Plusieurs versions proposées successivement par Edijatno et Michel (1989), Edijatno (1991), Nascimento (1995), Edijatno et al. (1999), Perrin (2000), Perrin (2002) et Perrin et al. (2003) qui ont permis d'améliorer les performances du modèle.

Le modèle journalier (GR4J) a certaines fonctions communes avec le modèle mensuel (GR2M), tel que la fonction de production liée au réservoir sol. Son module de routage est cependant plus sophistiqué qu'au pas de temps mensuel (Perrin et al., 2007).

2- Description mathématique du modèle

La figure I.5 présente le schéma de la structure du modèle.

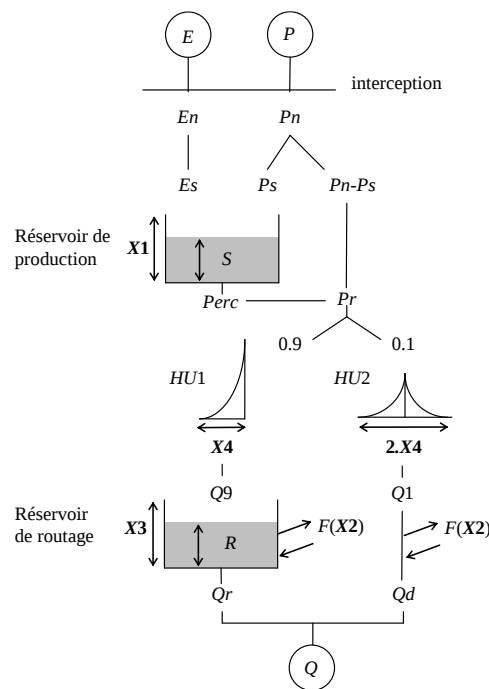


Figure I.5: Schéma de la structure du modèle pluie-débit journalier (GR4J)

➤ Fonction production

• Neutralisation

La première étape consiste à neutraliser P_k par E afin de déterminer la pluie nette (P_n) ainsi que l'évapotranspiration nette (E_n):

$$P_k > E \quad P_n = P_k - E \quad E_n = 0 \quad (\text{Eq.I.17})$$

$$P_k < E \quad P_n = 0 \quad E_n = E - P_k \quad (\text{Eq.I.18})$$

• Fonction rendement

Lorsque P_n est différente de zéro, une fraction P_s de P_n alimente le réservoir de production :

$$P_s = \frac{X_1 \cdot \left(1 - \left(\frac{S_k}{X_1}\right)^2\right) \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}{1 + \frac{S_k}{X_1} \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)} \quad (\text{Eq.I.19})$$

Où:

X_1 : Capacité maximum du réservoir de production

S_k (mm) : Contenu du réservoir de production au début du jour k.

Lorsque E_n est différente de zéro, une quantité d'évaporation E_s est retirée du réservoir de production:

$$E_s = \frac{S_k \cdot \left(2 - \frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \quad (\text{Eq.I.20})$$

Le contenu du réservoir obtenu est donné par :

$$S' = S_k + P_k - E_s \quad (\text{Eq.I.21})$$

• Percolation

Perc représente la percolation issue du réservoir de production.

$$Perc = S' \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4}{9} \frac{S'}{X_1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad (\text{Eq.I.22})$$

Le contenu du réservoir devient:

$$S_{k+1} = S' - Perc \quad (\text{Eq.I.23})$$

La quantité d'eau P_r qui atteint la partie routage du modèle:

$$P_r = Perc + (P_n - P_s) \quad (\text{Eq.I.24})$$

➤ Fonction transfert

• Hydrogrammes unitaires

P_r est divisé en deux composantes d'écoulement: 90% sont acheminés à l'aide de

l'hydrogramme unitaire HU1 associé à un réservoir de routage, tandis que les 10 % restants sont routés par un hydrogramme unitaire symétrique HU2.

Les hydrogrammes HU1 et HU2 dépendent du même paramètre X_4 , correspondant au temps de base de HU1, exprimé en jours. Les ordonnées des hydrogrammes sont déterminées à partir des courbes en S, notées respectivement SH1 et SH2, lesquelles représentent les fonctions cumulées de l'hydrogramme. La courbe SH1 est définie en fonction du temps par :

Pour $t \leq 0$, $SH1(t) = 0$

$$\text{Pour } 0 < t < X_4, SH1(t) = \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad (\text{Eq.I.25})$$

Pour $t \geq X_4$, $SH1(t) = 1$

SH2 est définie de façon similaire par :

Pour $t \leq 0$, $SH2(t) = 0$

$$\text{Pour } 0 < t \leq X_4, SH2(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad (\text{Eq.I.26})$$

$$\text{Pour } X_4 < t < 2.X_4, SH2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad (\text{Eq.I.27})$$

Pour $t \geq 2.X_4$, $SH2(t) = 1$

Les ordonnées de HU1 et HU2 sont calculées par :

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j-1) \quad (\text{Eq.I.28})$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j-1) \quad (\text{Eq.I.29})$$

Où : j est un entier.

Les sorties Q9 et Q1 des deux hydrogrammes (à chaque pas de temps k), résultent de la convolution des pluies antérieures avec la clé de répartition fournie par l'hydrogramme discrétisé :

$$Q9(k) = 0,9. \sum_{j=1}^1 UH1(j). \text{Pr}(k-j+1) \quad (\text{Eq.I.30})$$

$$Q1(k) = 0,1. \sum_{j=1}^m UH2(j). \text{Pr}(k-j+1) \quad (\text{Eq.I.31})$$

Où : $l = \text{int}(X_4)+1$ et $m = \text{int}(2.X_4)+1$.

▪ Fonction d'échange avec l'extérieur non atmosphérique

Un échange souterrain en eau est donné par :

$$F = X_2 \left(\frac{R_k}{X_3}\right)^{7/2} \quad (\text{Eq.I.32})$$

Où :

R_k représente le niveau du réservoir au début du pas de temps, X_3 la capacité journalière du réservoir et X_2 le coefficient d'échange en eau, pouvant être positif en cas d'apports, négatif en cas de pertes vers les nappes profondes ou nul. En réalité, l'interprétation physique de cette fonction d'échange n'est pas directe.

- **Réservoir de routage**

Le niveau dans le réservoir de routage est modifié en ajoutant la sortie $Q9$ de l'hydrogramme $HU1$ et F :

$$R' = \max(0; R_k + Q9(k) + F)$$

Il se vidange en une sortie Qr :

$$Qr = R' \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{R'}{X_3} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad (\text{Eq.I.33})$$

Le niveau dans le réservoir devient :

$$R_{k+1} = R' - Qr \quad (\text{Eq.I.34})$$

- **Ecoulement total**

La sortie $Q1$ de l'hydrogramme $HU2$ est soumise au même échange pour donner la composante d'écoulement Qd :

$$Qd = \max(0; Q1(k) + F) \quad (\text{Eq.I.35})$$

Le débit total Q est alors donné par :

$$Q_k = Qr + Qd \quad (\text{Eq.I.36})$$

3- Paramètres du modèle

Le modèle Génie Rural journalier (GR4J) comporte quatre paramètres à caler (tabl.I.3):

- $X1$: Capacité du réservoir de production (mm)
- $X2$: Coefficient d'échanges souterrains (-)
- $X3$: Capacité à un jour du réservoir de routage (mm)
- $X4$: Temps de base de l'hydrogramme unitaire $HU1(j)$

Tableau I.3: Valeurs des paramètres du modèle Génie Rural journalier (GR4J)

Paramètres	Médiane	Intervalle de confiance à 90%
X1	350	100–1200
X2	0	-5–3
X3	90	20 -300
X4	1.7	1.1 –2.9

I.12. Modèle HBV Light

1-Introduction

Le modèle HBV (Hydrologiska Byråns Vatten balansavdelning) a été développé en Suède dans les années 1970 par le SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute) (Bergström, 1976; Seibert, 2005) et est largement utilisé pour la simulation des écoulements de ruissellement (Bergström, 1992).

La version allégée HBV Light (Lindström et al., 1997) est un modèle hydrologique conceptuel largement appliqué à de nombreux bassins versants dans le monde, notamment pour la prévision des débits dans les bassins non jaugés. Elle a donné de bons résultats dans la majorité des cas étudiés.

Le modèle HBV représente les principaux processus du ruissellement à l'aide d'une structure simple, robuste et facile à comprendre, maîtriser et mettre en œuvre. Il comporte successivement des routines dédiées à la neige, au sol et au ruissellement.

La version universelle du modèle HBV (Lindström et al., 1997) est un modèle conceptuel global ou semi-distribué, appliqué à l'échelle du bassin versant, avec la possibilité de le subdiviser en sous-bassins afin de calculer les débits pour différentes zones. Il est reconnu pour sa robustesse, malgré une structure relativement simple.

Le modèle HBV (Bergström, 1976) est largement utilisé dans de nombreuses études, notamment pour les prévisions hydrologiques, le calcul des crues de projet ou les études du changement climatique (Bergström, 1992). Il permet de simuler la pluie-débit à un pas de temps journalier (De Wit et al., 2007).

2- Fonctionnement du modèle HBV Light

Le modèle permet de simuler le débit journalier en utilisant la température et les précipitations journalières comme données d'entrée, complétées par des estimations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle. Pour les fonctions de production liées à la neige et au sol, les calculs sont effectués pour chaque zone, ce qui confère au modèle un caractère semi-distribué. En revanche, les paramètres de la fonction de transfert restent globaux pour chaque sous-bassin (Bouguerne, 2017).

Le modèle tient compte des caractéristiques topographiques, telles que la superficie et l'altitude, afin de réaliser une discrétisation spatiale du bassin en zones homogènes. Il se compose de

quatre modules principaux (fig. I.6) :

- Module de la fonte et de l'accumulation des neiges,
- Module des précipitations efficaces et de l'humidité du sol,
- Module de l'évapotranspiration,
- Module de la réponse hydrologique et du ruissellement.

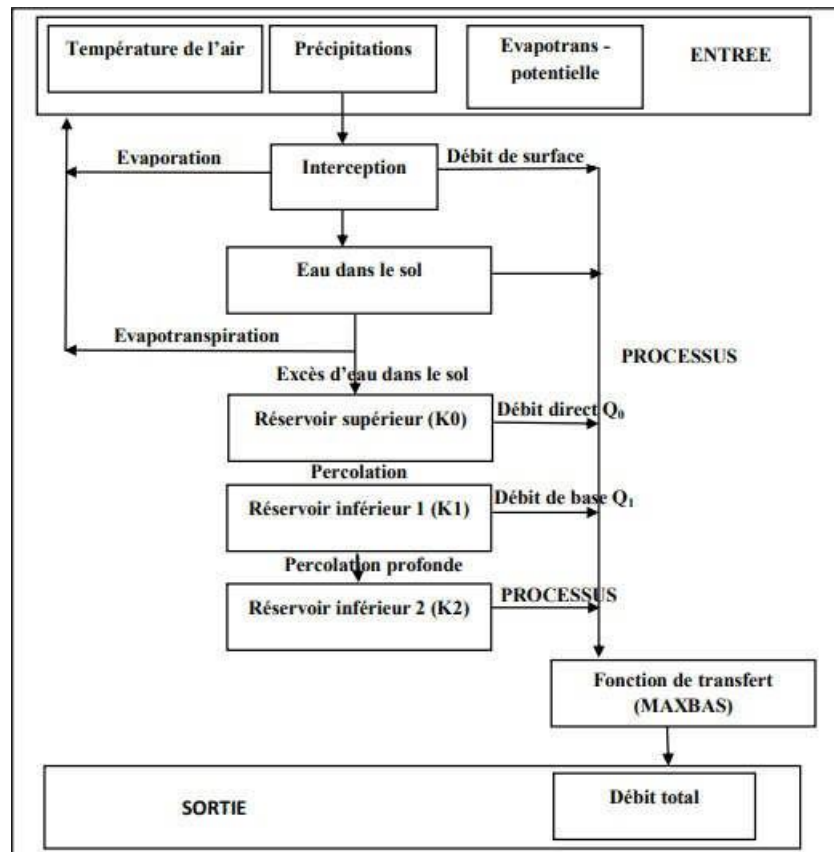


Figure I.6: Schéma du modèle HBV Light (Abadie, 2006).

L'équation du bilan dans ce modèle est décrite par: (Gendzh, 2015)

$$P - E - Q = \frac{d}{dt} [SP + SM + UZ + LZ + lakes] \quad (\text{Eq.I.37})$$

Où :

P : Précipitations

E : Evapotranspiration

Q : Ruissèlement

SP : Manteau neigeux

SM : Humidité du sol

UZ : Zone supérieure des eaux souterraines

LZ : Zone inférieure des eaux souterraines

lakes : Volume du lac

I.13. Modèle HEC HMS

HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System) est un logiciel développé par l'US Army Corps of Engineers, dont la première version remonte à 1995. Il a été conçu pour simuler la transformation de la pluie en débit à l'échelle d'un bassin versant. Ce modèle est largement utilisé pour la gestion des crues, la planification hydraulique ainsi que la prévision hydrologique.

Il s'agit d'un modèle pluie-débit intégrant différents sous-modèles hydrologiques permettant de représenter de manière spatialisée le fonctionnement d'un bassin versant.

La géométrie du bassin est représentée sous forme de sous-unités hydrologiques interconnectées par des éléments hydrauliques, à l'aide d'outils géométriques prédéfinis. Les précipitations peuvent être saisies soit à partir de données observées provenant de pluviographes, soit à partir de pluies synthétiques.

Chaque sous-unité hydrologique ainsi que chaque élément de liaison peuvent être décrits au moyen de différents modèles de simulation hydrologique et hydraulique. Parmi les principaux modèles disponibles, on retrouve :

- Les modèles de pertes (infiltration, stockage, évapotranspiration), utilisés pour estimer le ruissellement : modèle de perte initiale et taux constant, modèle à déficit et taux constant, modèle basé sur le Curve Number (CN), modèle de Green & Ampt.
- Les modèles de ruissellement direct sur les versants, tels que ceux basés sur la méthode de l'hydrogramme unitaire ou le modèle d'onde cinématique.
- Les modèles d'écoulement souterrain, parmi lesquels le modèle constant, le modèle à récession exponentielle ou encore le modèle à réservoir linéaire.
- Les modèles de propagation des écoulements en rivière, fondés sur les équations des écoulements à surface libre : modèle de Muskingum, modèle de décalage (lag model), modèle d'onde cinématique, modèle Muskingum-Cunge. Ces modèles tiennent compte de la géométrie des tronçons, notamment les bifurcations et les confluences.

I.14. Modèle ATHYS

Nous détaillerons plus particulièrement le modèle ATHYS que nous utiliserons pour la simulation hydrologique du bassin de l'Oued Saïda. Cette présentation permettra de préciser les paramètres retenus, les hypothèses adoptées ainsi que les étapes de configuration nécessaires à son application dans ce contexte.

1. Introduction

L'Atelier Hydrologique Spatialisé (ATHYS) a pour objectif de regrouper, au sein d'un environnement homogène et convivial, un ensemble de modèles hydrologiques ainsi que différents outils de traitement des données hydro-climatiques et géographiques (Bouvier et Delclaux, 1996; Bouvier et al., 2010, 2012). Développé par l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement), il est destiné à de multiples applications : gestion des ressources en eau, prévision ou estimation des événements extrêmes, ainsi qu'évaluation des impacts liés aux

changements anthropiques ou climatiques.

2. Principes de base

Les principaux principes ayant guidé le développement d'ATHYS sont les suivants :

a- La création d'un environnement hydrologique dédié à la modélisation distribuée, intégrant une série de modèles, des outils de visualisation des données hydro-pluviométriques et géographiques, ainsi que des méthodes d'interpolation spatiale (spline, krigeage). Bien que le MNT ne soit pas un produit strictement hydrologique, sa génération et son traitement ont été intégrés dans ATHYS en raison de leur rôle central dans la modélisation distribuée.

b- La mise en place d'un environnement logiciel indépendant des SIG, des outils de traitement d'images et des bases de données. Les traitements d'images complexes doivent être réalisés en dehors d'ATHYS, qui ne propose qu'un ensemble d'opérations élémentaires et assure l'import/export des formats standards utilisés par les outils géographiques (TIFF, DXF, etc.).

c- L'implantation du logiciel sur différentes stations de travail (Sun, IBM, HP, etc.), afin de garantir une large compatibilité informatique.

d- La conception d'un environnement modulaire permettant l'intégration aisée d'applications existantes et facilitant les développements futurs. Les interfaces utilisateur ont été développées en Tcl/Tk, à l'aide du générateur Xf (Delmas, 1993 ; Ousterhout, 1993).

3. Présentation des modules

ATHYS permet d'effectuer des simulations pluie-débit en s'appuyant sur une chaîne complète de traitement organisée autour de quatre modules (fig. I.7) :

- **MERCEDES** (Maillage Élémentaire Régulier Carré pour l'Étude des Écoulements Superficiels) est une plateforme de modélisation spatialisée destinée à l'analyse de la transformation pluie -débit. Elle repose sur une discrétisation régulière du bassin en mailles carrées, permettant de représenter la variabilité spatiale des principaux facteurs influençant les écoulements (pluviométrie, nature des sols, topographie, etc.). MERCEDES est utilisé pour la prévision des crues, la gestion des ressources en eau et l'évaluation des impacts liés aux modifications géographiques ou anthropiques.

Le module MERCEDES comporte six menus essentiels pour la mise en œuvre d'une session de calcul :

- **Bassin versant:** description et configuration du bassin versant à traiter.
- **Pluies et débits:** caractéristiques hydro-pluviométriques des événements à simuler.
- **Paramètres modèles:** choix et paramétrage des modèles à utiliser.
- **Optimisation:** estimation automatique des paramètres du modèle.

- **Analyse sensibilité**: évaluation globale des fonctions critères.
 - **Fichiers en sortie**: gestion et déclaration des fichiers de résultats.
- **VISHYR** (Visualisation des données Hydrologiques) est un module dédié au traitement des données hydroclimatiques stationnelles utilisées dans les modèles pluie- débit spatialisés (pluies, débits, températures, évaporation, etc.). Il prend en charge des séries à pas de temps fixe, allant de la seconde jusqu'à 24 heures, et offre des fonctionnalités de visualisation, de correction et de conversion de ces données.
 - **VICAIR** (Visualisation des cartes et images Raster): est un module destiné à visualiser, analyser et corriger des données géographiques spatialisées.
 - **SPATIAL**: plate-forme d'interpolation spatiale.



Figure I.7: Interface principal d'ATHYS et de ses 4 modules (source: IRD).

4. Modèles de calcul

Le débit généré lors d'un événement pluvieux (transformation pluie-débit) est obtenu en trois étapes principales (fig. I.8) :

- **Production** : pour chaque maille, le modèle de production détermine la fraction de la pluie qui contribue effectivement au ruissellement.
- **Transfert** : le modèle de transfert calcule, pour chaque maille, l'hydrogramme de ruissellement à l'exutoire du bassin, à partir des volumes produits lors de l'étape précédente.
- **Agrégation** : enfin, les contributions de l'ensemble des mailles sont additionnées afin d'obtenir le débit total à l'exutoire.

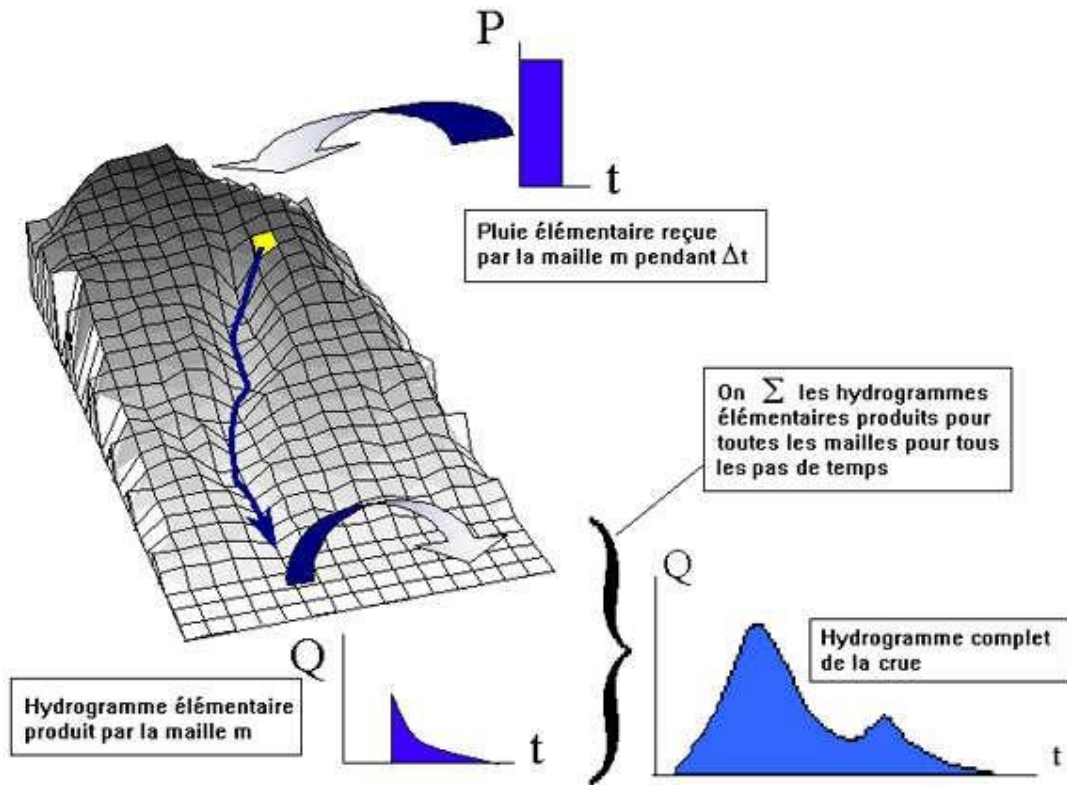


Figure I.8: Fonctionnement du modèle ATHYS (source: IRD)

5. Présentation du modèle SCS-LR

a- Fonction de production type SCS

Le modèle développé par le Soil Conservation Service (SCS) est l'un des plus utilisés pour la transformation pluie-débit. Son adoption s'explique par sa capacité à intégrer l'occupation du sol, ce qui permet de limiter la nécessité d'optimiser le paramètre de capacité de stockage du sol.

La fonction de production SCS constitue un modèle flexible, capable de s'adapter à différents types de processus de formation des crues (Steenhuis et al., 1995). La version employée dans le modèle se caractérise par les éléments présentés à la figure I.9 :

- un coefficient de ruissellement instantané, fonction du cumul de pluie depuis le début de l'épisode,
- un réservoir sol, alimenté par la fraction de la pluie qui s'infiltre, et soumis à une vidange,
- un écoulement retardé, correspondant à une fraction de la vidange du réservoir sol.

La pluie efficace $Pe(t)$ est calculée à partir de la précipitation $Pb(t)$:

$$Pe(t) = Pb(t) \left(\frac{P(t) - 0.2S}{P(t) + 0.8S} \right) \left(2 - \frac{P(t) - 0.2S}{P(t) + 0.8S} \right) \quad (\text{Eq.I.38})$$

Le cumul de pluie $P(t)$ représente la somme des précipitations depuis le début de l'événement, à laquelle est soustraite une vidange appliquée à chaque pas de temps. Cette vidange permet de simuler le ressuyage du sol durant les périodes sans pluie et la réduction correspondante du coefficient de ruissellement potentiel.

On peut assimiler la quantité de pluie $P(t)$ au niveau d'un réservoir virtuel, alimenté par l'intensité de précipitation $Pb(t)$ et vidangé d'une quantité proportionnelle à ce niveau. Le niveau $P(t)$ du réservoir est alors déterminé par :

$$\frac{dP(t)}{dt} = Pb(t) - ds.P(t) \quad (\text{Eq. I.39})$$

$$P(0)=0$$

Où:

$ds.P(t)$ est la vidange proportionnelle au niveau dans le réservoir.

Pour simuler un écoulement retardé, on considère également un réservoir sol alimenté par l'eau qui s'infiltre et vidangé par une quantité proportionnelle au niveau du réservoir.

Le niveau $stoc(t)$ de ce réservoir est déterminé par :

$$\frac{dstoc(t)}{dt} = Pb(t) - Pe(t) - ds.stoc(t) \quad (\text{Eq.I.40})$$

$$Stoc(0)=0$$

Où :

$ds.stoc(t)$ représente une vidange liée au ressuyage du sol par percolation profonde, évaporation, écoulement de sub-surface....

Pour des raisons de cohérence, les coefficients de vidange du réservoir virtuel du cumul de pluie et du réservoir sol sont identiques, notés (ds). Ainsi, le coefficient de ruissellement peut être nul lorsque l'humidité du sol est nulle.

Une fraction ω de la vidange du réservoir sol est acheminée vers l'exutoire du bassin. Par conséquent, la quantité de ruissellement produite par la maille au temps t est donnée par:

$$Pe(t) + \omega.ds.stoc(t) \quad (\text{Eq.I.41})$$

Le modèle de production comporte donc 3 paramètres, dont 2 (ds et ω) sont des constantes du bassin et 1 (S) est influencé par les conditions antérieures et l'état du système :

S : Capacité totale du réservoir sol (mm),

ds : Facteur de vidange, correspondant à un temps de ressuyage des sols (j^{-1})

ω : Facteur de reprise de vidange adimensionnel (-).

NB: pour les pointes de crue, le paramètre le plus sensible du modèle est la capacité du réservoir S , les autres paramètres sont assez peu variables, et peuvent être estimés régionalement.

Pour les bassins méditerranéens, on pourra retenir par exemple: $ds = 1 \text{ j}^1$, $w = 0.2$.

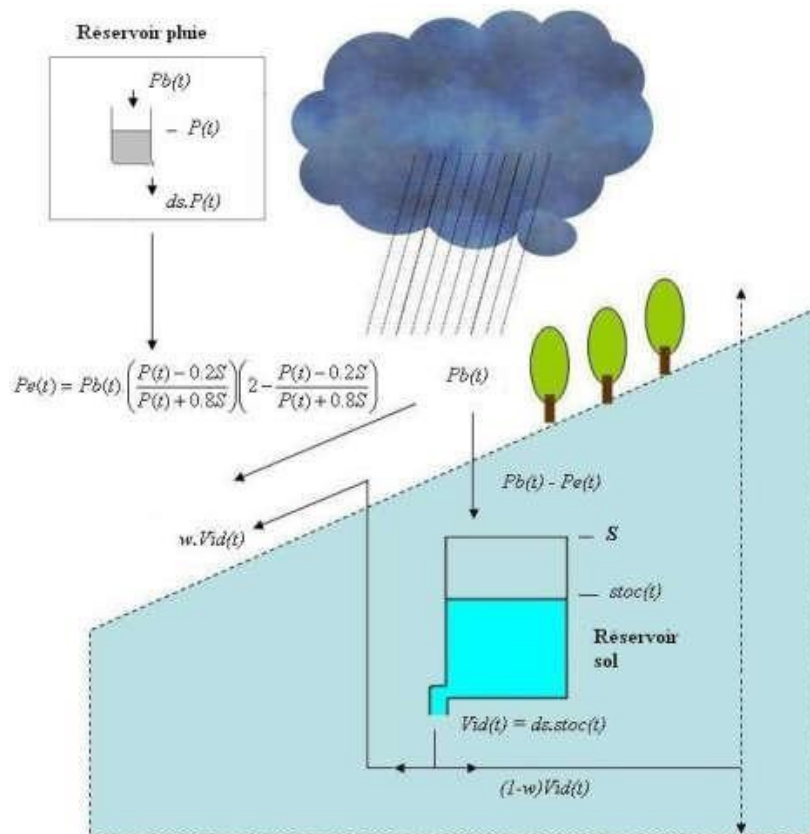


Figure I.9: Principe de la fonction de production SCS (source:IRD).

b – Fonction de transfert

Dans MERCEDES, on distingue deux modes de transfert:

- **Transfert en mode mailles indépendantes:** la contribution de chaque maille est directement transférée à l'exutoire, sans tenir compte des apports des mailles voisines ni des pertes éventuelles dans le lit de la rivière. Le modèle employé pour ce mode est le modèle Lag & Route.
- **Transfert en mode mailles interactives:** le transfert s'effectue de maille en maille, de l'amont vers l'aval, en intégrant à la fois les apports des mailles amont et les pertes potentielles. Le modèle utilisé dans ce cas est le modèle de l'onde cinématique.

Le choix du modèle Lag & Route s'explique par la volonté d'obtenir à la fois une modélisation globale dans la contribution des différents paramètres (pertes, ruissellement,...) et précise en choisissant de connaître cette contribution pour chaque maille indépendamment des autres. De plus, dans ce modèle tous les paramètres sont constants au cours du temps. La fonction de transfert lag and route achemine les volumes produits par chaque maille à l'exutoire.

Chaque maille m produit ainsi un hydrogramme élémentaire à l'exutoire, qui dépend (fig. I.10):

- d'un temps de transfert T_m (route) entre la maille m et l'exutoire du bassin, déterminé par les vitesses d'écoulement sur les mailles de la trajectoire entre la maille m et l'exutoire du bassin.
- d'un temps de diffusion K_m (lag) entre la maille m et l'exutoire du bassin, déterminé à l'aide d'un réservoir linéaire, de capacité K_m .

Les temps de transfert sont calculés en fonction de:

- la vitesse de transfert sur chaque maille (V_m),
- la diffusion de l'onde de crue, réalisée à l'aide d'un réservoir linéaire, de capacité K_m , la diffusion est d'autant plus importante que la maille est éloignée de l'exutoire.

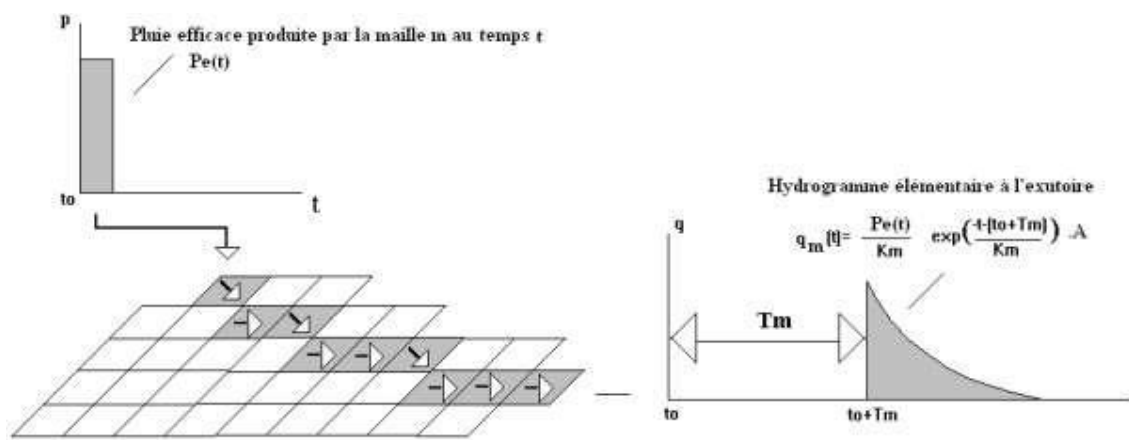


Figure I.10: Principe de la fonction de transfert Lag and route (source: IRD)

Cette fonction est composée de deux paramètres : V_o et K_o :

- V_o (m/s): Vitesse maximale atteinte à l'exutoire lors de l'évènement. Ce modèle calcule un temps de transfert T_m qui désigne le temps écoulé entre la pluie tombée sur la maille m et le début du passage de l'évènement à l'exutoire. Il est calculé à partir de la position de la maille et de l'exutoire (longueur L_m entre maille et exutoire), du modèle de drainage et de la vitesse V_o .
- K_o : Paramètre d'amortissement. Il est relié au temps d'amortissement K_m par la relation suivante :

$$K_m = K_o * T_m \quad (\text{Eq.I.42})$$

I.15. Applications des modèles

Les modèles présentés précédemment trouvent leur application dans de nombreuses problématiques d'ingénierie et de gestion de l'eau. Parmi celles-ci, on peut notamment citer :

- **Reconstitution ou prolongement de séries de débit** : après calage, le modèle est utilisé en mode simulation sur une période pour laquelle les données pluviométriques observées sont disponibles.
- **Prédétermination** : les séries de débit observées étant souvent limitées, il peut être utile de les prolonger à l'aide d'un modèle pluie-débit. Pour cela, on peut soit utiliser des séries de pluies observées lorsque leur durée est suffisante, soit recourir à un générateur stochastique de pluies, qui permet de produire des séries de précipitations probables sur le bassin. Dans ce dernier cas, le générateur doit être préalablement calibré à partir des séries de pluie observées.
- **Prévision à court terme** (de quelques heures à quelques jours) : ce type de prévision est particulièrement utile pour anticiper les crues. Le modèle doit alors intégrer une procédure d'assimilation des débits observés, ce qui permet d'améliorer significativement la précision des prévisions. Par exemple, les travaux de Tangara (2005) ont permis de développer un modèle continu, GR3P, dérivé du modèle GR4J et spécifiquement adapté à la prévision à court terme. Des études en mode événementiel ont également été réalisées avec le modèle GR3H (Fourmigué et Lavabre, 2005).
- **Prévision à moyen ou long terme** (de quelques semaines à quelques mois) : ce type de prévision est particulièrement pertinent pour la gestion des étiages et des ressources en eau. Dans ce contexte, l'incertitude liée aux précipitations futures doit être prise en compte. Il est donc nécessaire d'adopter un cadre probabiliste de prévision, en utilisant de nombreux scénarios de pluies futures à partir de l'instant de prévision. Ces scénarios peuvent provenir de prévisions d'ensemble issues de modèles météorologiques, d'archives météorologiques existantes, ou encore d'un générateur stochastique de pluies.
- **Détection des tendances dans le comportement hydrologique du bassin versant** : l'utilisation d'un modèle hydrologique permet de distinguer, au sein de la variabilité des séries de débits, les effets dus aux fluctuations naturelles des conditions climatiques de ceux résultant de modifications des caractéristiques du bassin versant (Andréassian, 2002 ; Andréassian et al., 2003).
- **Gestion et dimensionnement d'ouvrages** : le modèle permet, dans le cadre d'une étude de dimensionnement, de simuler en continu les apports au réservoir et d'optimiser ses caractéristiques pour atteindre des objectifs spécifiques (soutien d'étiage, écrêtement de crues, etc.), en tenant compte de la variabilité naturelle de ces apports. En conditions opérationnelles, la prévision des apports peut également contribuer à une gestion plus efficace de l'ouvrage (Yang et al., 1991).

I.16. Conclusion

Ce chapitre met en évidence la diversité et la richesse des approches de modélisation hydrologique disponibles pour l'étude des bassins versants. Des modèles conceptuels simples aux plateformes spatialisées plus complexes comme MERCEDES ou ATHYS, chacun offre des capacités spécifiques pour simuler le cycle pluie-débit, intégrer la variabilité spatiale des paramètres et traiter des séries hydro-climatiques. L'utilisation de ces modèles permet non seulement de reconstituer ou prolonger des séries de débits, mais aussi de réaliser des prévisions à court, moyen ou long terme, d'identifier les tendances hydrologiques et d'optimiser la gestion des ressources en eau et le dimensionnement des ouvrages.

Ainsi, les modèles hydrologiques constituent aujourd'hui des outils essentiels pour la compréhension, la gestion et la prévision des phénomènes hydrologiques, offrant à la fois flexibilité, précision et adaptabilité aux différents contextes environnementaux et opérationnels.

Les modèles conceptuels constituent une représentation simplifiée des phénomènes hydrologiques, permettant, à travers des équations mathématiques, d'estimer les fonctions et les paramètres d'un bassin versant, quelle que soit sa complexité. Ils peuvent être appliqués à de nombreux objectifs, tels que la reconstitution de séries de débits, la prévision des crues, l'analyse de tendance hydrologique ou la gestion des ressources en eau. Dans ce chapitre, nous avons présenté quelques modèles conceptuels parmi la grande diversité existante, illustrant ainsi leur potentiel et leur flexibilité.

Ainsi, les modèles hydrologiques, qu'ils soient conceptuels ou spatialisés, constituent des outils essentiels pour l'étude, la prévision et la gestion des phénomènes hydrologiques. Leur choix et leur paramétrage dépendent des objectifs spécifiques, des données disponibles et des caractéristiques du bassin versant, constituant la base pour une modélisation fiable et adaptée au contexte de recherche. L'étape suivante consiste à sélectionner et adapter le modèle le mieux approprié pour le bassin d'étude, en fonction des données disponibles et des objectifs de la recherche.

Chapitre II

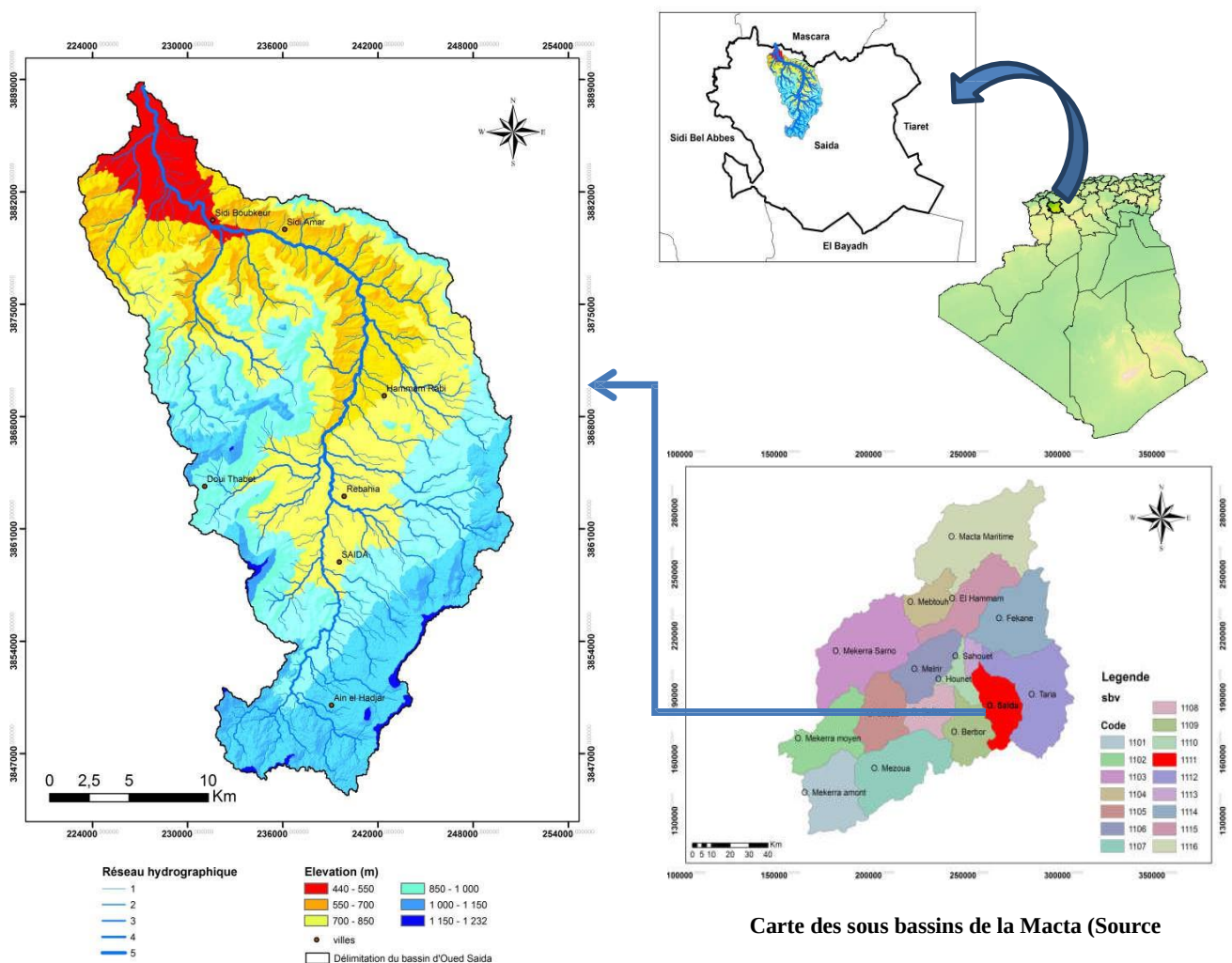
Présentation de la zone d'étude

II. Cadre géographique de la zone d'étude

La wilaya de Saïda est située au centre de l'Ouest de l'Algérie et est délimitée (fig.II.1):

- au Nord, par la wilaya de Mascara,
- au Sud, par la wilaya d'El Bayadh,
- à l'Ouest, par la wilaya de Sidi Bel Abbès,
- à l'Est, par la wilaya de Tiaret.

Le bassin versant de l'Oued Saïda, qui fait partie du grand bassin versant de la Macta, couvre une superficie¹ de 644 km² avec un périmètre de 164,5 km. Il est orienté Sud-Nord, à l'exception de sa partie la plus au Nord qui suit une direction (SE-NW).



Carte des sous bassins de la Macta (Source

Figure II.1: Situation géographique du bassin versant de l'oued Saïda

¹La superficie et le périmètre du bassin versant ont été déterminés à l'aide de la technique de digitalisation de quatre cartes topographiques (Oran NI-30-XXIV, Mostaganem NI-31-XIX, Telagh NI-30-XVIII, Saïda NI-31-XIII) réalisées à l'échelle 1/200 000, en utilisant le logiciel ArcGis 9.3.

II.1 Morphométrie du bassin versant

L'identification de la morphométrie du bassin est essentielle pour analyser et comprendre le comportement hydrologique d'un bassin, notamment en ce qui concerne des paramètres comme la lame d'eau précipitée et le débit. Les variations de ces caractéristiques influencent le comportement hydrologique du bassin, et leur étude permet de mieux cerner les causes des fluctuations des régimes hydrologiques. Dans cette étude, on a utilisé des images ASTER avec une résolution de 30 m (CTS), indispensables pour la mise à jour du réseau hydrographique.

1. Forme

1.1 Indice de compacité de Gravelius

La forme d'un bassin influence sur la forme de l'hydrogramme. Elle est mesurée par l'indice de Gravelius (1914). Il se définit comme le rapport entre le périmètre du bassin et celui d'un cercle ayant la même surface:

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (\text{Eq. II.1})$$

avec:

P: Périmètre du bassin (km)

A : Surface du bassin (km²)

K_G = 1,81 (K_G > 1)

D'après la valeur du coefficient de Gravelius (K_G), le bassin présente une forme allongée, ce qui contribue à des débits de pointe de crue plus faibles. Cela s'explique par un temps d'acheminement de l'eau plus long et une grande distance jusqu'à l'exutoire.

1.2 Rectangle équivalent

Ce modèle, développé par ROCHE, est représenté par un rectangle de longueur L et de largeur l (fig. II.2).

$$L = K_G \frac{\sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_G} \right)^2} \right] \quad (\text{Eq. II.2})$$

$$l = K_G \frac{\sqrt{A}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_G} \right)^2} \right] \quad (\text{Eq. II.3})$$

avec:

L: Longueur du rectangle équivalent (km),

l : Largeur du rectangle équivalent (km),

K_G : Indice de Gravelius,

A: Surface du bassin versant (km²).

L = 73,23 Km

l = 8,79 Km

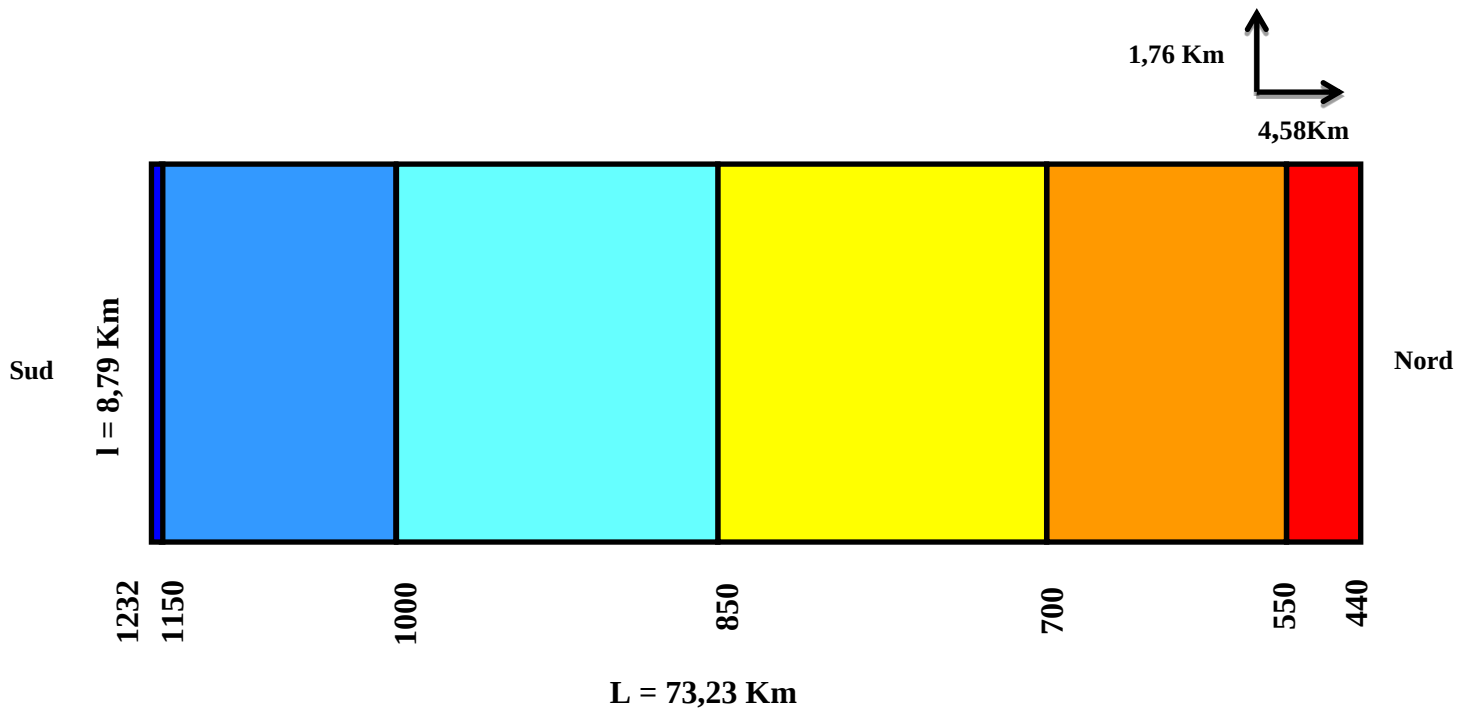


Figure II.2: Rectangle équivalent du bassin versant de l'Oued Saïda.

2. Relief

Le relief influence clairement l'écoulement, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques, comme les précipitations et les températures, varient en fonction de l'altitude et de la morphologie du bassin. De plus, la pente a un impact significatif sur la vitesse de l'écoulement. Le relief est également évalué à travers divers indices ou caractéristiques, tels que :

2.1 Courbe hypsométrique

Elle donne une vue synthétique de la pente et du relief du bassin, en montrant la répartition de sa surface par rapport à l'altitude (fig. II.3).

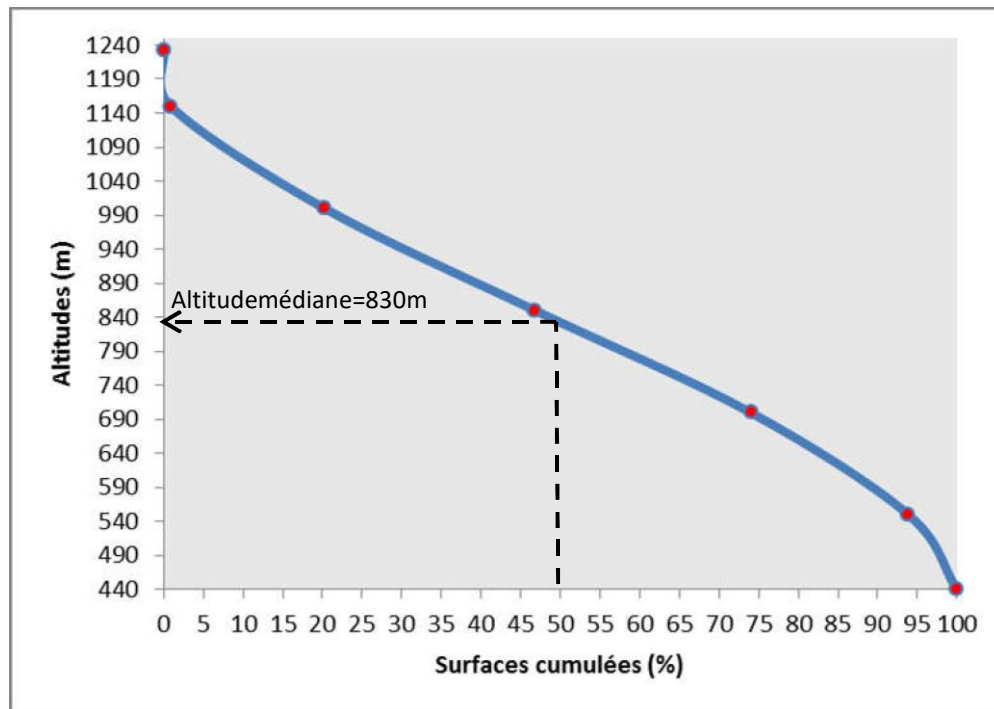


Figure II.3: Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Saïda

Tableau II.1: Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Saïda.

Altitudes(m)	Superficie (Km ²)	Superficie cumulée (Km ²)	Pourcentage de la superficie du bassin (%)	Pourcentage cumulé de la superficie (%)
1232– 1150	5,69	5,69	0,88	0,88
1150– 1000	124,81	130,50	19,38	20,26
1000– 850	170,95	301,45	26,54	46,80
850–700	175,27	476,72	27,21	74,01
700–550	127,83	604,55	19,85	93,86
550–440	39,45	644	6,14	100

La Figure II.3 présente une concavité de la courbe qui révèle que le bassin versant se trouve à un stade de maturité, correspondant à un état d'équilibre marqué par un potentiel érosif modéré.

Le MNT du bassin versant de l'oued Saida (fig. II.4) fournit une représentation globale de la répartition des altitudes dans le bassin, confirmant ainsi les résultats déduits de la courbe hypsométrique.

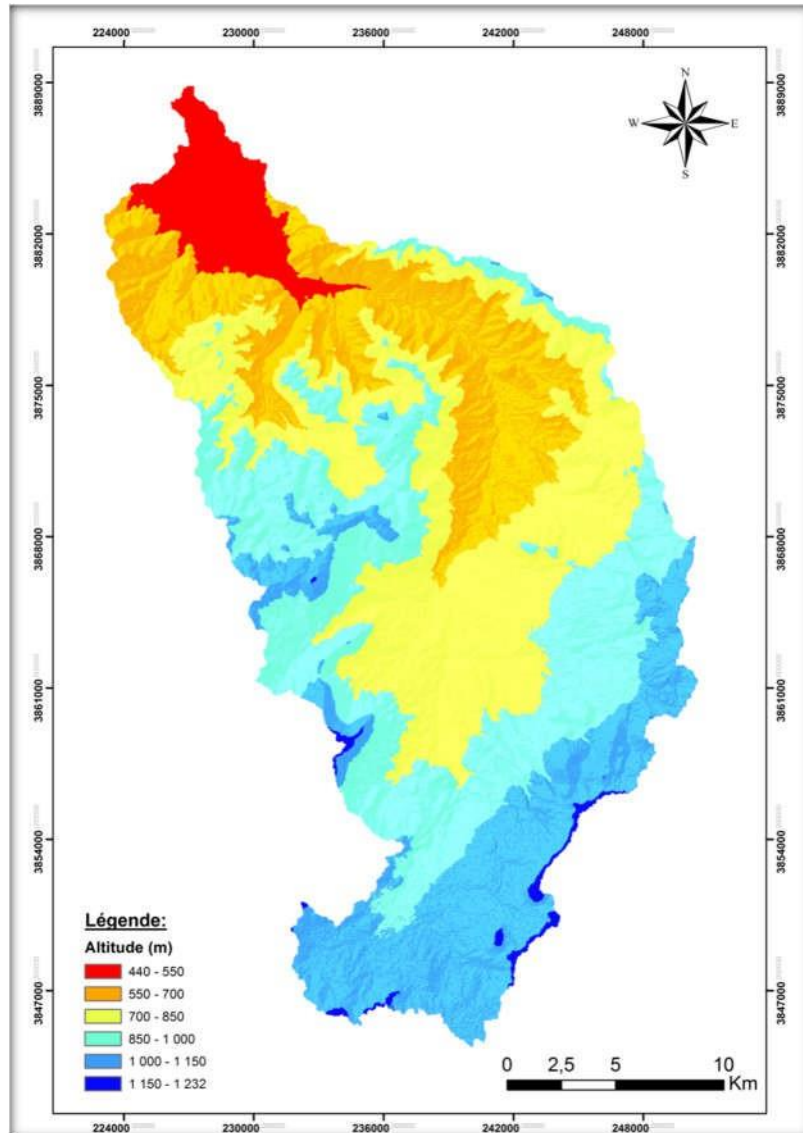


Figure II.4: Carte hypsométrique du bassin versant de l'Oued Saïda

2.2 Altitudes caractéristiques

Les altitudes caractéristiques du bassin versant peuvent être déterminées de la courbe hypsométrique:

- **Altitude maximale:** correspond au point le plus élevé du bassin.

$$H_{\max} = 1232\text{m}$$

- **Altitude minimale:** représente le point le plus bas du bassin.

$$H_{\min} = 440\text{m}$$

- **Altitude médiane:** représente l'altitude au point d'abscisse 50% de la superficie totale du bassin.

$$H_{\text{médiane}} = H_{50\%} = 830 \text{ m}$$

➤ **Altitude moyenne:** se définit comme suit :

$$H_{\text{moy}} = \sum \frac{A_i h_i}{A} \quad (\text{Eq. II.4})$$

avec :

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

A_i : Superficie entre deux courbes de niveau (km²),

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

A : Aire totale du bassin versant (km²).

Tableau II.2: Répartition altimétrique du bassin versant de l'Oued Saïda

Classes d'altitude (m)	Altitudes moyennes (hi) (m)	Surface(Ai) (Km ²)	hi.Ai
440-550	495	39,45	19527,75
550-700	625	127,83	79893,75
700-850	775	175,27	135834,25
850-1000	925	170,95	158128,75
1000- 1150	1075	124,81	134170,75
1150- 1232	1191	5,69	6776,79
		Σ=644	Σ= 534332,04

$$H_{\text{moy}} = 830 \text{ m}$$

2.3 Indices de pente

a- Pente moyenne

$$I_{\text{moy}} = \frac{D}{L} = 0,0108 \quad (\text{Eq. II.5})$$

$$I_{\text{moy}} = 1,08 \%$$

avec:

D: Dénivelée totale = Hauteur maximale – Hauteur minimale = 792m,

L : Longueur du rectangle équivalent (73,23 Km)

b- Indice de pente global

$$I_g = \frac{D}{L} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} \quad (\text{Eq. II.6})$$

$$I_g = 0,0079 = 0,79 \%$$

avec:

D: Dénivelée = $H_{5\%} - H_{95\%}$ (m)

L: Longueur du rectangle équivalent (m)

Selon l'O.R.S.T.O.M, la classification du relief du bassin de l'oued Saida fait apparaître un relief assez faible.

Tableau II.3: Classification du relief selon l'O.R.S.T.O.M

Relief très faible	$I_g < 0,002$
Relief faible	$0,002 < I_g < 0,005$
Relief assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
Relief modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
Relief assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
Relief fort	$0,05 < I_g < 0,1$
Relief très fort	$0,1 < I_g$

c-Indice de pente de Roche

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum \sqrt{a_i d_i} \quad (\text{Eq. II.7})$$

avec :

L: Longueur du rectangle équivalent,

a_i : Fraction de la superficie totale du bassin comprise entre deux courbes de niveau voisines distantes de d_i . (%)

Tableau II.4: Fractions des superficies entre courbes de niveau

Classes d'altitude(m)	Superficie (Km ²)	a_i	Différence d'altitude	$a_i d_i$	$\sqrt{a_i d_i}$
440–550	39,45	0,061	110	6,71	2,59
550–700	127,83	0,198	150	29,7	5,45
700–850	175,27	0,272	150	40,8	6,38
850–1000	170,95	0,265	150	39,75	6,30
1000– 1150	124,81	0,194	150	29,1	5,39
1150– 1232	5,69	0,009	82	0,738	0,86
	$\Sigma=644$				$\Sigma= 26,97$

$I_p=3,15 \%$

d- Dénivelée spécifique

La dénivelée spécifique permet d'évaluer le relief selon la classification d'ORSTOM (tabl. II.5). la dénivelée est de 201,68 m (<250m), indiquant un relief assez fort.

$$Ds = I_g \sqrt{A} \quad (\text{Eq. II.8})$$

$Ds= 201,68m$

avec:

I_g : Indice de pente global

A: Superficie du bassin versant

Tableau II.5 : Classification du relief selon la Dénivelée spécifique.

Relief très faible	$D_s < 10m$
Relief faible	$10m < D_s < 25m$
Relief assez faible	$25m < D_s < 50m$
Relief modéré	$50m < D_s < 100 m$
Relief assez fort	$100m < D_s < 250m$
Relief fort	$250m < D_s < 500m$
Relief très fort	$500 < D_s$

Carte des pentes

L'inclinaison du terrain joue un rôle important dans la perméabilité et détermine la vitesse du ruissellement ainsi que le rapport entre l'écoulement et l'infiltration (El Morjani, 2002).

La pente est extraite à partir du MNT. L'analyse des valeurs a permis de classer le bassin en quatre catégories (fig. II.5) :

- Pentes fortes, se situent dans les zones montagneuses où le ruissellement est intense, et l'infiltration presque inexistante.
- Pentes moyennes, localisées dans les zones du piémont.
- Pentes faibles, se rencontrent aux zones de rupture entre le piémont et la dépression.
- Pentes très faibles, se développent dans les dépressions, couvrant l'ensemble du bassin.

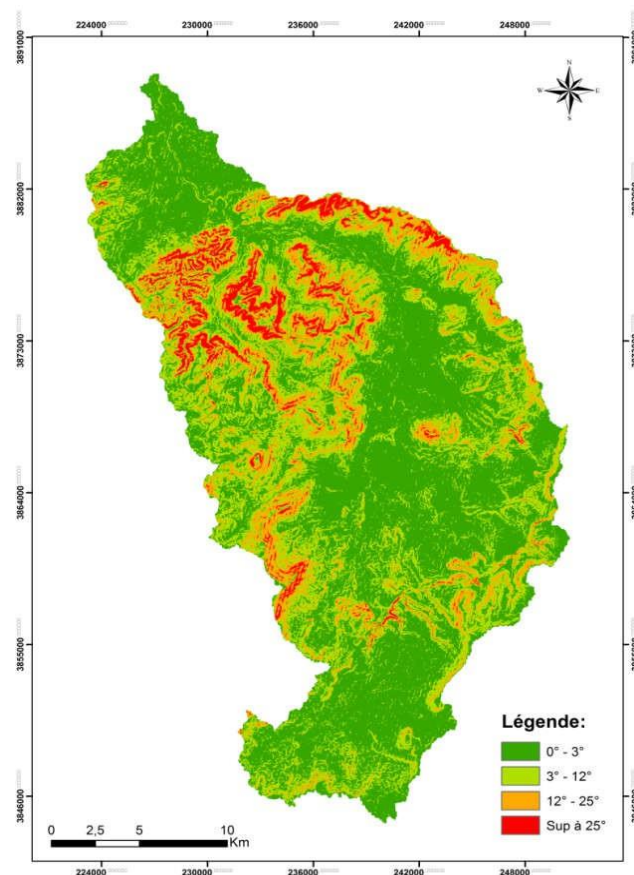


Figure II.5: Carte des pentes du bassin versant de l'Oued Saïda.

3. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique constitue l'un des éléments fondamentaux d'un bassin versant. Il regroupe l'ensemble des cours d'eau, naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui assurent l'écoulement et se présentent sous des formes variées. Les variations dans la structure du réseau hydrographique d'un bassin s'expliquent principalement par quatre facteurs majeurs.

- **Géologie:** la nature du substratum conditionne fortement la morphologie et la disposition du réseau hydrographique.
- **Climat:** le réseau est généralement dense dans les régions montagneuses humides, tandis qu'il devient très peu développé, voire absent, dans les zones désertiques.
- **Pente:** elle influence le régime des cours d'eau, en favorisant soit la sédimentation, soit l'érosion.
- **Cours d'eau :** dans les zones d'altitude, les écoulements participent surtout à l'érosion des formations rocheuses, alors que dans les plaines, l'écoulement s'effectue dans un lit où les processus de sédimentation dominent.

3.1 Hiérarchisation du réseau hydrographique

La hiérarchisation du réseau hydrographique (fig. II.6) repose sur la méthode proposée par Horton en 1945 et modifiée par Strahler en 1947. Cette méthode, la plus couramment utilisée, repose sur les principes suivants :

- Un cours d'eau sans affluent est classé comme d'ordre 1.
- La confluence de deux cours d'eau de même ordre n , engendre un cours d'eau d'ordre $n + 1$.
- Lorsqu'un cours d'eau reçoit un affluent d'ordre inférieur, il conserve son ordre initial.

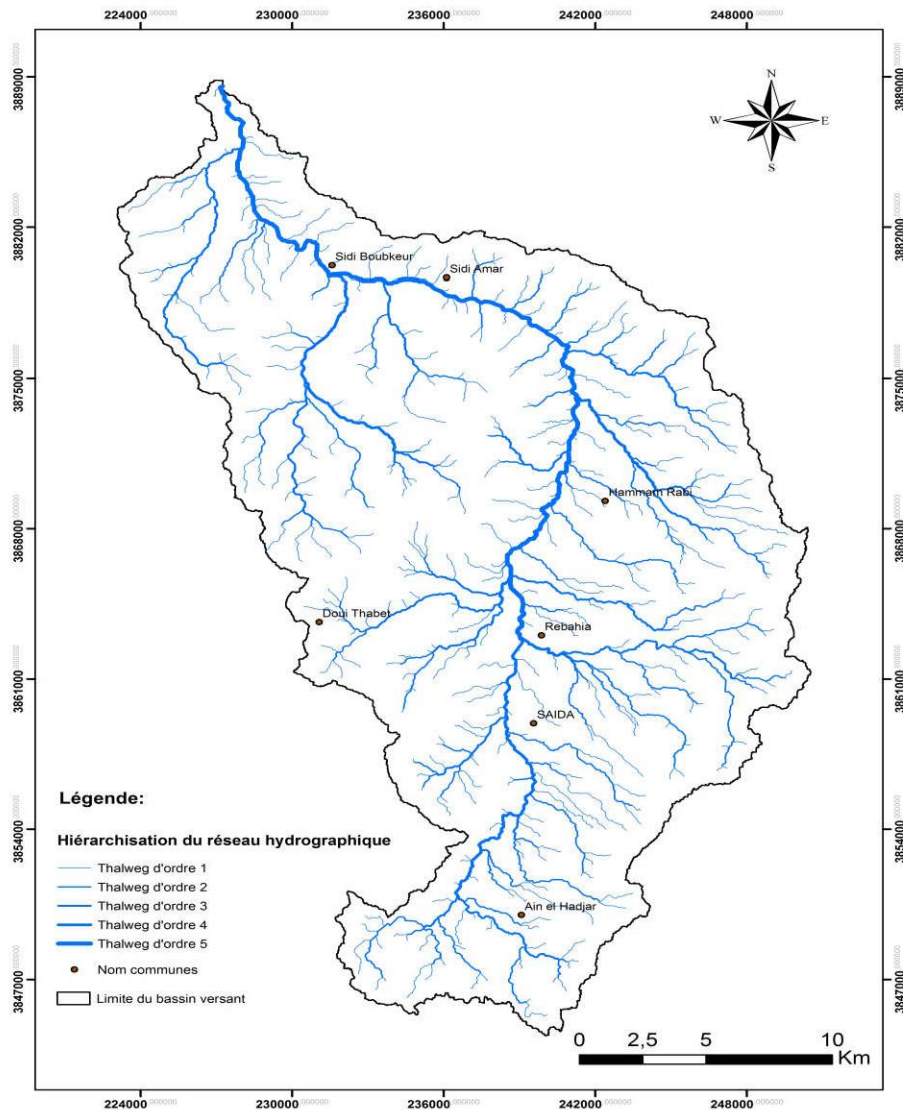


Figure II.6: Classification du chevelu hydrographique du bassin versant de l'Oued Saïda.

3.2 Densité de drainage D_d

La densité de drainage définit le chevelu hydrographique, elle correspond au rapport entre la longueur totale des cours d'eau à la superficie du bassin.

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A} \quad (\text{Eq. II.9})$$

$$D_d = 1,19 \text{ Km/Km}^2$$

avec:

D_d : Densité de drainage (Km/Km^2),

L_i : Longueur cumulée des thalwegs (Km),

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

3.3 Fréquence des cours d'eau (F)

Représente le nombre de cours d'eau par unité de surface.

$$F = \frac{\sum N_n}{A} \quad (\text{Eq.II.10})$$

$$F=0,85 \text{ Km}^{-2}$$

avec :

N_n : Nombre des cours d'eau (552),

A : Superficie du bassin (Km^2).

3.4 Coefficient d'allongement (E)

Il est donné par la relation suivante :

$$E = \frac{2\sqrt{A/\pi}}{L_0} \quad (\text{Eq. II.11})$$

$$\text{et} \quad L_0 = \frac{\sum l}{n} \quad (\text{Eq. II.12})$$

avec :

A : Superficie du bassin versant (Km^2),

L_0 : Longueur axiale du bassin (Km),

n : Nombre d'ordre supérieur ($n=5$),

l : Longueur moyenne des thalwegs (Km).

$$E = 2,67$$

3.5 Rapport de confluence (Rc)

C'est un nombre sans dimension qui reflète l'étendue du réseau de drainage. Il est défini comme étant le quotient entre le nombre de thalwegs d'ordre net celui des thalwegs d'ordre supérieur $n+1$:

$$Rc = \frac{N_n}{N_{n+1}} \quad (\text{Eq.II.13})$$

Tableau II.6: Rapport de confluence du bassin étudié.

Ordre(n)	1	2	3	4	5	Moyenne
Rc	4,91	4,24	5,25	4	-	4,6

$$Rc= 4,6$$

3.6 Rapport des longueurs

C'est le rapport entre la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (n+1) par celui des thalwegs d'ordre (n) (tabl.7).

$$R_l = \frac{L_{n+1}}{L_n} \text{ (Eq. II.14)}$$

Tableau II.7: Rapport des longueurs du bassin étudié.

Ordre(n)	Nombre (N _n)	Longueur L _n (Km)	Longueur moy. (L _n /N _n)	Rapport de longueur (R _l)
1	437	397,88	0,91	2,50 2,02 1,58 5,26
2	89	203,65	2,28	
3	21	96,87	4,61	
4	4	29,20	7,3	
5	1	38,40	38,40	
	Σ= 552	Σ= 766		Moy.= 2,84

$$R_l = 2,84$$

Détermination de R_C et de R_L graphiquement

La détermination graphique de R_C et de R_L s'effectue en représentant l'ordre des cours d'eau en fonction du nombre de cours d'eau et de leurs longueurs moyennes sur un graphique semi-logarithmique (fig. II.7).

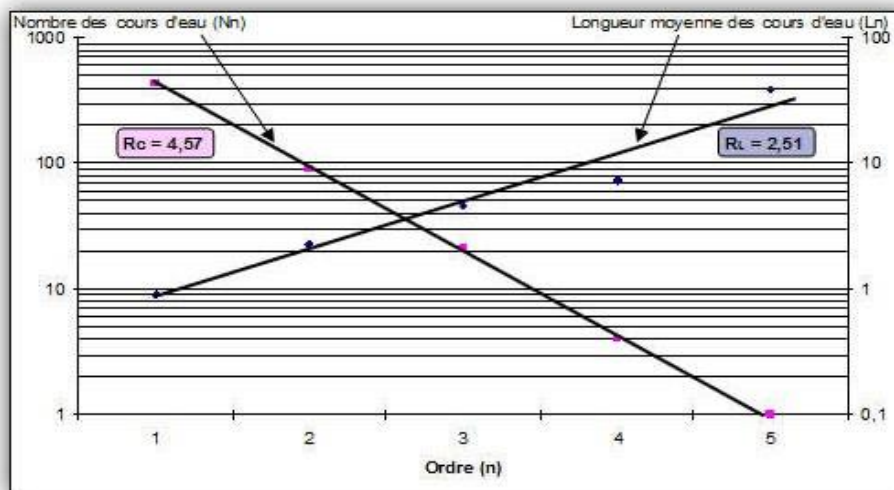


Figure II.7: Droite d'ajustement de R_C et de R_L

3.7 Coefficient de torrentialité

Il s'agit d'un coefficient intégrant simultanément la densité de drainage et de la densité des thalwegs élémentaires de premier ordre.

$$C_T = F_1 \times D_d \quad (\text{Eq. II.15})$$

avec:

D_d : Densité de drainage,

F_1 : Fréquence des thalwegs d'ordre 1

$$F_1 = \frac{N_1}{A} = \frac{437}{644} = 0,68 \quad (\text{Eq. II.16})$$

$$C_T = 0,81$$

Ce paramètre permet d'estimer l'ampleur de l'énergie érosive du cours d'eau.

3.8 Temps de concentration

C'est le temps nécessaire à une particule d'eau provenant de la zone la plus éloignée du bassin pour atteindre l'exutoire. Ce temps est calculé à l'aide de la formule de GIONDOTTI.

$$T_C = \frac{4\sqrt{A} + 1,5 L}{0,8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \quad (\text{eq. II.17})$$

Avec :

T_C : Temps de concentration (heure),

A : Surface du bassin (km^2),

L : Longueur du thalweg principal (km),

H_{moy} : Altitude moyenne (m),

H_{min} : Altitude minimale(m).

$$T_C = 12,35 \text{ heures}$$

II.2. Géomorphologie

1. Morphologie

Le relief présente une grande diversité, et on distingue trois types de terrains en fonction de leur caractère géomorphologique.

a) Zones montagneuses

Ces formations sont principalement composées par la chaîne de Djebel Sidi Youssef, qui culmine à 1338 m et s'étend dans une direction Sud Ouest / Nord Est. Elles incluent également les versants gauches de la vallée de Saida (Djebel Abd El Krim, Djebel Kerroua) ainsi que les versants droits de cette vallée (Djebel Hadjra El Baida, Djebel Kodjel) et du massif de Djebel Khenifer, dont l'altitude atteint 1246 m.

b) Zone platoïde

Elle comprend les plateaux d'Ain Sultane, de Tidernatine, ainsi que les plaines d'Oum-Djrane et de Tamesna.

c) Vallée (Oued Saida)

La vallée de l'Oued Saida s'oriente principalement du Sud vers le Nord, à une altitude de 800 m, à l'exception de sa section la plus au Nord, qui suit une orientation Sud Est / Nord Ouest.

2. Topographie

La région d'étude est plutôt plate, avec des pentes inférieures à 12% représentant environ 84% de la surface totale (fig. II.5). Les 16% restants du territoire présentent une déclivité plus prononcée, avec une classe intermédiaire de pentes allant de 12 à 25%.

3. Sols

Les sols de la région dépendent de la morphologie topographique et se classent comme suit:

- **Versants** : constitués de sols minéraux bruts, pauvres en éléments friables, donnant naissance à des sols bruns calcaires ou rouges fersialitiques, ainsi que des sols dominés par l'argile, peu calcaires et isohumiques, présents sur les versants à formation argilo-gréseuse.
- **Dépressions et cuvettes** : dominées par des sols calcimagnésiques, caractérisés par une forte proportion de sable dans leur horizon superficiel.
- **Plateaux** : sols variés formant une mosaïque, où l'on trouve des sols calcimagnésiques, minéraux bruts, fersialitiques et bruns calcaires.
- **Terrasses et plaines alluviales** : sols peu évolués, d'apport alluvial ou colluvial, parfois hydromorphes, ainsi que des sols bruns calcaires (Benyamina, 2012).

4. Occupation du sol

La région étudiée est majoritairement rurale, avec une vaste zone dédiée à l'agriculture, principalement céréalière, qui couvre une grande proportion de la superficie totale. La forêt représente également une part importante de la région, la majorité de ces zones étant constituée de maquis (fig. II.8).

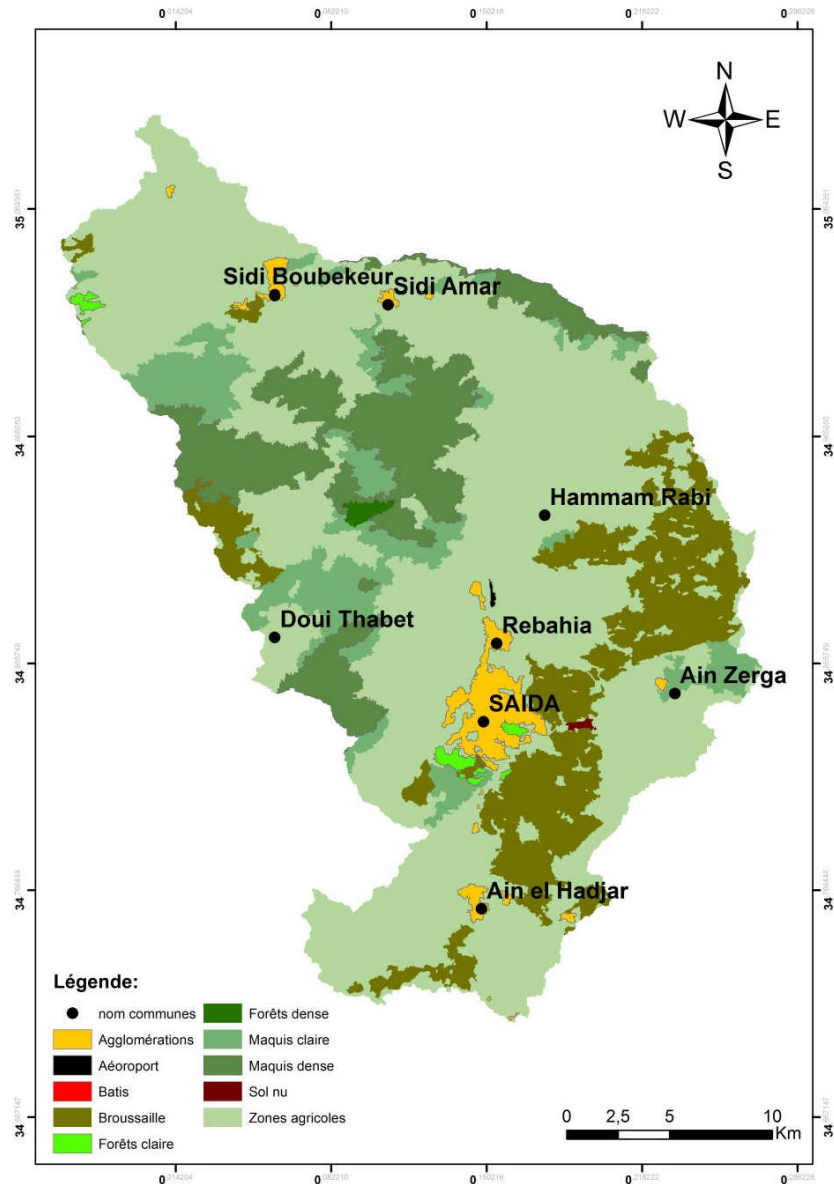


Figure II.8: Carte d'occupation du sol du bassin versant de l'Oued Saida (Source : C.T.S).

II.3. Etude géologique et stratigraphie

1. Introduction

Entre les Hauts Plateaux oranais au Sud et l'Atlas tellien au Nord, d'âge tertiaire, se trouve la formation géologique des Monts de Saïda, datée du secondaire. Cette région se caractérise par la présence de roches paléozoïques constituant le socle de la plateforme épihercynienne, ainsi que par des formations méso-cénozoïques qui en forment la couverture.

Un important anticlinal d'âge secondaire est principalement composé de terrains du Jurassique inférieur et moyen, dominés par des dolomies, qui reposent en biseau sur le Trias au niveau du môle primaire de Tiffrit-Aïn Soltane. La tectonique cassante ayant affecté ces formations carbonatées est responsable des structures caractéristiques et uniques des régions karstiques (Pitaud, 1973).

Ces terrains dolomitiques sont partiellement recouverts de formations plus récentes d'origine détritique, datant du Jurassique supérieur et du Tertiaire. On observe également des vestiges de terrains quaternaires au fond des vallées (fig. II.9).

L'impluvium des bassins versants est donc réparti entre des terrains dolomitiques partiellement karstifiés et des formations plus récentes datant du Jurassique supérieur, du Tertiaire et du Quaternaire. Ces terrains sont traversés par les vallées de Tiffrit, Gernida et Oum Djerane (Hassasna), qui exposent des formations triasiques et paléozoïques altérées et riches en argiles, de nature respectivement volcano-détritique et cristalline. L'ensemble de ces formations constitue plusieurs aquifères, dont le principal est de type karstique et se compose de roches carbonatées, dolomitiques ou calcaires, du Jurassique inférieur et moyen (Pitaud, 1973).

2. Géologie et lithologie

La géologie occupe une place primordiale à chaque étape de la mise en œuvre d'un programme de valorisation des ressources en eau. En effet, la nature lithologique des terrains, les structures géologiques et la tectonique sont des facteurs déterminants qui influencent :

- Le ruissellement de surface et l'écoulement des eaux,
- l'alimentation naturelle et la vidange des nappes,
- la formation et le renouvellement des ressources en eaux souterraines,
- les possibilités d'implantation et la construction d'ouvrages hydrauliques.

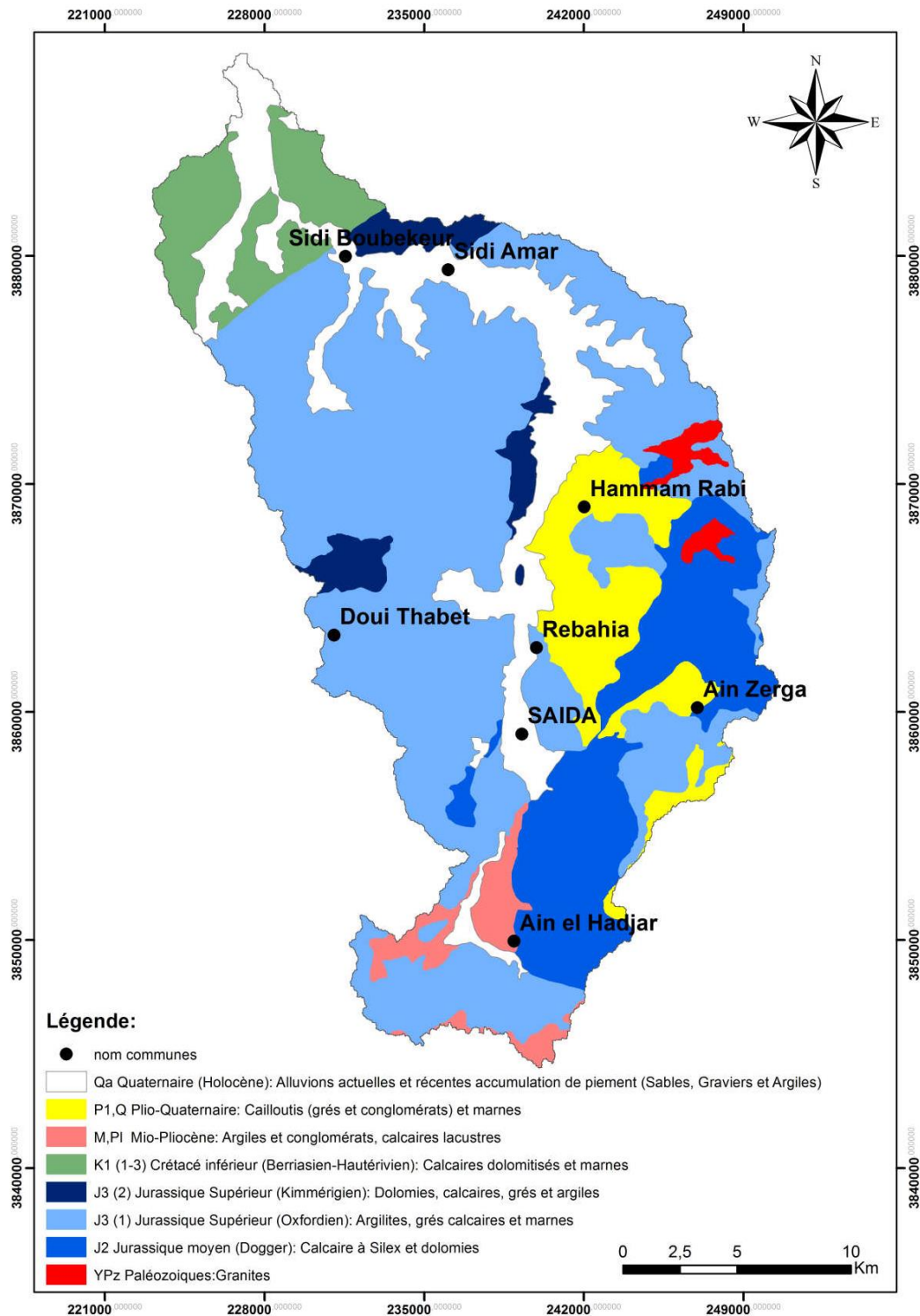


Figure II.9: Carte Géologique du bassin versant de l'oued Saida
(digitalisée par Dahmani, 2016)
(d'après la carte géologique de l'Algérie au 1/200000 établie par l'ANRH, 2008).

3. Stratigraphie

La lithostratigraphie de la région de Saida est illustrée dans la figure II.10.

Épaisseur en mètre	Âge	Log	Descriptions géologiques
20	Quaternaire		Limons plus ou moins sableux et travertins.
75	Tertiaire		Argile brique sableuse ou gypseuse à intercalation de calcaire et de graviers, galets.
100	Sénonien		Calcaires gris clairs à pâte fine très altérés à la partie supérieure.
300	Barrémien		Grès de Youb (anciennement appelé Berthelot).
310	Kimméridgien		Dolomies de sidi Boubekeur (anciennement appelé Charrier), marno-calcaire de Raourai, calcaire de Stah, antérieurement appelé dolomies de Tlemcen, enfin calcaires de Zarifet.
180	Lusitanien		Grès de sidi Amar anciennement appelé Franchetti, avec rares passées carbonatées et argiles sableuses. Les grès présentent une stratification entrecroisée.
250	Callovo-Oxfordien		Argiles de Saida: (puissante série argilo gréseuse).
150	Aaléno-Bajo-Bathonien		Dolomies cristallines et calcaires fissurées.
25	Toarcien		Marne d'Essafah (marno-calcaire et marnes).
30	Domérien		Dolomies cristallines bréchiques avec argile.
90	Trias		Argiles saline, grès argileux, basalte.
30	Primaire		Schistes, granites, rhyolites, diorites.

Figure II.10: Coupe lithostratigraphique de la région de Saida (d'après Clair, 1952 et Pitaud, 1973).

3.1. Socle primaire

On le retrouve dans le môle de Tiffrit et à l'Est de Hammam Rabbi, au djebel Modzbab. Il se distingue par des schistes et des quartzites, accompagnés d'intrusions granitiques et granulitiques, ainsi que par des coulées de laves basaltiques.

3.2. Mésozoïque

Les dépôts mésozoïques s'étendent sur l'ensemble de la région, recouvrant les roches paléozoïques. Les formations du Secondaire sont constituées d'un complexe de roches volcaniques et sédimentaires.

3.2.1. Trias

La série triasique repose de façon transgressive sur une couche bigarrée du Paléozoïque et est surmontée par divers niveaux jurassiques ainsi que par des dépôts plio-quaternaires, formant ainsi le môle de Tiffrit. Le Trias n'apparaît pas dans notre bassin versant.

3.2.2. Jurassique

- Jurassique inférieur et moyen

Il est largement étendu et constitue l'aquifère le plus important de la région, mieux connu sous le nom de "dolomies de Tiffrit". Plusieurs membres peuvent être distingués au sein de cette formation (G. Pitaud, 1973) :

- ◆ Formation carbonatée de BOU LOUAL (Hétangien- Plienbachien)
- ◆ Formation des marnes d'ESSAFEH (Toarcien)
- ◆ Formation carbonatée d'AINDEZ (Aalénien-Bajocien)
- ◆ Formation des argiles bigarrées de SIDIYOUSSEF (Bajocien)
- ◆ Formation carbonatée de ZERZOUR (Bathonien)
- ◆ Formation des marnes de MODZBAB (Bajo-Bathonien) qui se substitue progressivement par variation latérale de faciès aux deux dernières formations vers le Nord-Ouest.

- Jurassique moyen (Dogger)

Il affleure dans la partie orientale de la zone étudiée, couvrant de vastes surfaces aux alentours des localités d'Ain Al Hadjar, Ain Zerga et Nazareg.

- Callovo-Oxfordien et Lusitanien

Le Callovo-Oxfordien est représenté par les "argiles de Saïda", qui contiennent quelques bancs de grès. Cette formation est largement répandue dans les vallées, notamment celle de l'Oued Saïda. Elle se manifeste également sous la forme de reliefs doux, parfois isolés, sur le plateau et les versants des vallées.

Le Lusitanien, quant à lui, est constitué de grès et d'argiles sableuses. Souvent appelé « Franchetti » ou « Sidi Amar », il se présente avec des stratifications entrecroisées et est considéré comme l'équivalent des grès de Boumediene observés dans la région de Tlemcen (Bencherki, 2008).

- Kimméridgien

Il est peu présent dans le Nord-Ouest de la région, où il affleure sous forme d'escarpements rocheux sur les pentes des monts de Daïa. Cette série, également connue sous le nom de « dolomies de Sidi Boubekeur », est considérée comme équivalente aux dolomies de Tlemcen, situées à l'Ouest de l'Algérie (Bencherki, 2008).

3.2.3. Crétacé

Les dépôts du Crétacé se composent de calcaires cristallins, ainsi que d'une alternance de marnes et de calcaires argileux (Bentabet, 2008). Le crétacé est présent dans la partie nord-ouest du bassin.

3.3. Cénozoïque

3.3.1. Néogène et le Quaternaire

Les dépôts du Néogène et du Quaternaire sont constitués de conglomérats, d'argiles, de limons et de croûtes calcaires, remplissant les vallées des oueds de la région. Les dépôts quaternaires continentaux, composés d'éléments grossiers ou limoneux, sont principalement visibles le long de l'oued Saïda.

4. Cadre structural et tectonique

4.1. Structure générale

L'analyse de la carte géologique de la région de Saïda met en évidence de nombreuses failles, dont les rejets peuvent atteindre 150 m. Cette configuration témoigne d'une tectonique cassante affectant les terrains carbonatés et favorisant la formation de blocs dolomitiques.

Selon Elmi et Benest (1978), les plissements de la chaîne tellienne, qui forme le socle de la région de Saïda, sont le résultat de mouvements verticaux du socle, entraînant d'importantes fractures. Ces mouvements tectoniques ont également conduit à la formation de dômes, dont le plus important est celui de Tiffrit, ainsi que de divers fossés d'effondrement. La surrection des moles a déformé la couverture dolomitique du Jurassique, tandis qu'un fossé d'effondrement orienté N-S s'est formé dans la vallée de Saïda. Ces mouvements de surrection ont induit une tectonique cassante dans la région, avec des directions privilégiées approximativement SW-NE et NNE-SSW. La plupart des accidents tectoniques sont subverticaux (Bencherki, 2008) (fig. II.11).

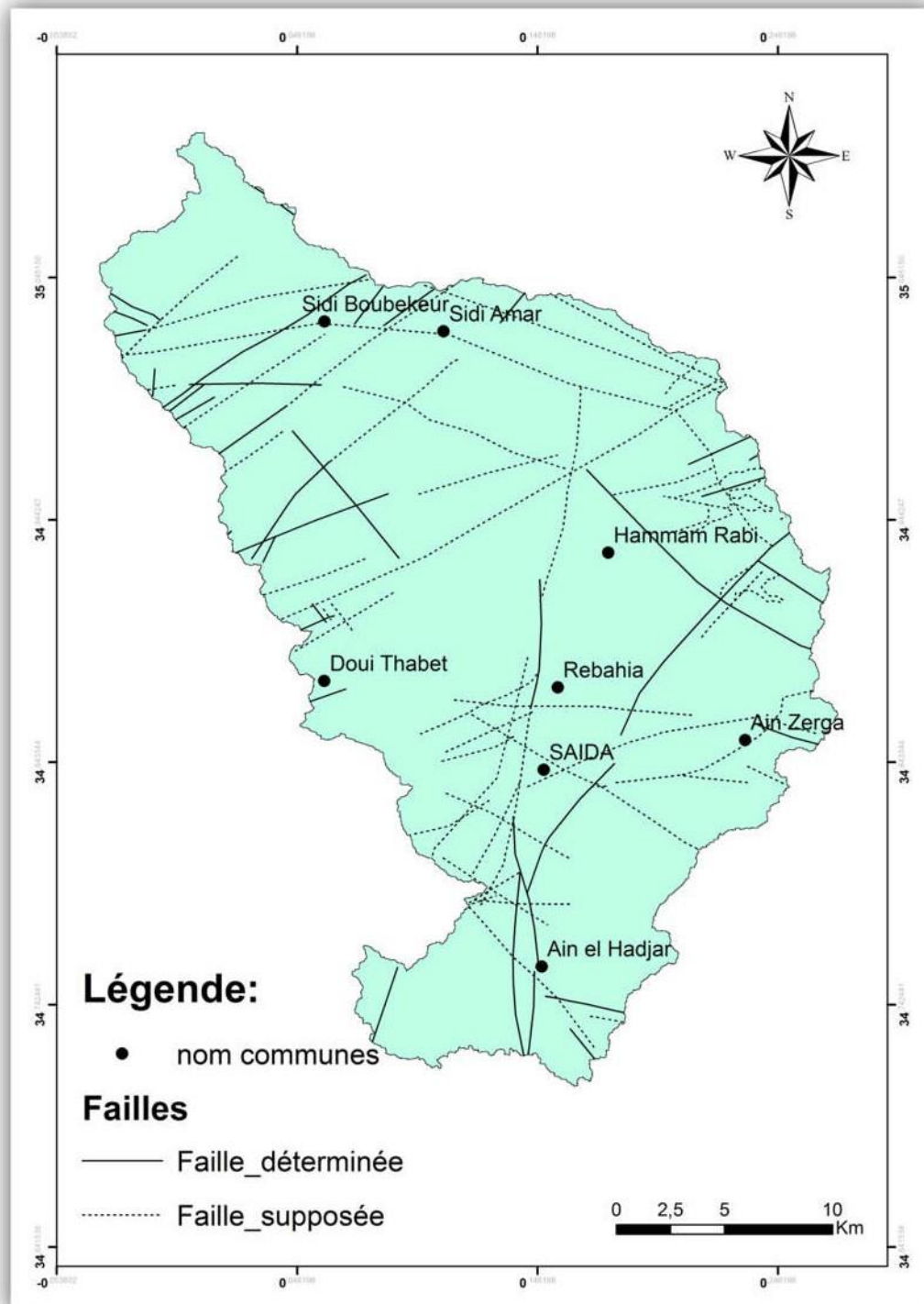


Figure II.11: Carte structurale du bassin versant de l'oued Saida (D'après la carte géologique de l'Algérie au 1/200000 établie par l'ANRH, 2008).

4.2. Fissuration

La vallée de l'oued Saïda correspond à un vaste anticlinal faillé, orienté selon une direction atlasique (E-W à WSW-ENE), qui se dissipe au Nord et au Sud. Un réseau de failles

divise la région en plusieurs blocs parallélépipédiques, résultant d'accidents subparallèles orientés NNE-SSW.

Les roches situées sur le flanc sud-est de l'anticlinal des monts de Saïda sont caractérisées par un pendage très faible et s'enfoncent sous le Tertiaire du Chott Chergui (Elmi et Benest, 1978). Les roches du flanc nord-est de cet anticlinal présentent une inclinaison faible et sont traversées par des accidents subverticaux orientés généralement NE-SW. Ces formations, visibles depuis la vallée de l'oued Saïda, révèlent des dolomies datant du Bajo-Bathonien.

Les plissements de la chaîne tellienne ont également induit une tectonique cassante affectant les roches carbonatées. Ce phénomène a conduit à la formation de blocs dolomitiques de dimensions et formes très variées. Certains blocs se sont effondrés, tandis que d'autres forment des horsts. La nappe karstique est libre au niveau de ces horsts et devient captive dans les vallées, sous des terrains plus récents.

Cette tectonique bien développée favorise une infiltration élevée des eaux souterraines, lesquelles circulent le long des fractures du réseau de cassures. De plus, l'intense fracturation constitue l'un des principaux facteurs du développement du karst caractéristique de la région de Saïda (Bencherki, 2008).

5. Répartition lithologique et son influence sur l'écoulement

Dans un bassin versant, la nature lithologique des formations géologiques a un impact direct sur l'écoulement de surface. Lorsque les terrains sont perméables, la densité du drainage est faible, ce qui favorise l'infiltration des eaux de surface. En revanche, dans des formations peu perméables, les eaux ont tendance à ruisseler, entraînant ainsi une densité de drainage plus élevée.

La zone d'étude est composée de trois types de formations lithologiques datant du Jurassique, à savoir :

- Les dolomies et calcaires du Dogger (Aalénien-Bajocien), principalement situées sur la rive droite de l'Oued Saïda, favorisent l'infiltration des eaux de surface, en particulier dans les zones karstifiées et fracturées, par rapport à l'écoulement en surface.
- Les argiles, marnes, grès calcaires et calcaires datant du Dogger-Malm (Callovien-Oxfordien), présents sur les rives gauches et droites de l'Oued Saïda, sont peu perméables, ce qui favorise l'écoulement des eaux de surface plutôt que leur infiltration. Contrairement aux dolomies et calcaires, ces formations sont davantage sensibles aux phénomènes d'érosion et au transport des particules en suspension.
- Les grès carbonatés, dolomies gréseuses, dolomies, grès quartzeux et calcaires du Malm (Kimméridgien) favorisent également l'infiltration des eaux de surface, notamment dans les zones où les karsts sont bien développés, plutôt que l'écoulement en surface.

II.4. Contexte hydrogéologique

II.4.1. Réservoirs potentiels

Selon les études de Clair (1952) et de Pitaud (1973), huit réservoirs ont été identifiés, généralement localisés dans des formations lithostratigraphiques homogènes, telles que les grès du Lusitanien, ou intercalés dans des formations à lithologie différente, comme les bancs gréseux du Callovo-Oxfordien.

À l'exception de la partie nord-ouest de la région étudiée, où les réservoirs sont de nature gréseuse, l'ensemble du territoire est principalement caractérisé par un réservoir artésien. Les nappes souterraines alimentent plusieurs résurgences, parmi lesquelles les plus importantes sont Ain El Hadjar, Ain Sultane, Ain El Hallouf et Poirier.

II.4.2. Description des aquifères

En fonction de la nature lithologique et de l'âge des formations constitutives, il est possible d'identifier les aquifères suivants (fig. II.12):

A) Aquifère du Jurassique inférieur

Cet aquifère correspond à un réservoir dolomitique à très forte perméabilité. Son substratum schisteux subhorizontal constitue la base d'une nappe importante qui alimente plusieurs sources, telles que Ain Tiffrit (qui approvisionne les centres d'Oum Djerane), Djida, ainsi que Ain Manaa et Ain Sultane. Une partie des eaux infiltrées à travers les fissures réapparaît au niveau de Hammam Rabbi. Le toit de cet aquifère est constitué par les marnes d'Essafaah du Toarcien.

B) Aquifère du Bajo-Bathonien

Cet aquifère est de type karstique et constitue la principale source d'eau pour la ville de Saïda. Il est libre sur le plateau d'Oum Djerane et le Tidernatine, à l'Est de la ville, mais devient captif lorsqu'il est recouvert par le Callovo-Oxfordien (argilo-gréseux), dont les roches forment son toit. Le mur de cet aquifère est constitué de marno-calcaires du Toarcien, qui forme la base d'une nappe importante à l'origine de nombreuses résurgences.

Selon Pitaud (1973), la source de Hammam Rabbi est alimentée par l'aquifère dolomitique du Hettangien-Pliensbachien. À cet endroit, l'aquifère présente une émergence naturelle unique. Une partie des eaux de cet aquifère, qui s'infiltrent dans la zone fracturée de l'Ouest, rencontrent une faille à l'Est du fossé d'effondrement de Saïda et réapparaissent à 7 km au Nord de Rebahia. Ces eaux chaudes remontent à travers d'une faille (fig. II.13) le Jurassique moyen et émergent dans les alluvions tertiaires et quaternaires.

C) Aquifère du Callovo-Oxfordien

Les bancs de grès constituant ce réservoir sont peu aquifères, avec des débits mobilisés ne dépassant pas 2 L/s. Seuls les bancs en contact avec le Bajo-Bathonien, situés près de la zone faillée, présentent des débits intéressants.

D) Aquifère du Lusitanien

Il est représenté par des grès qui sont peu aquifères. La nappe est libre, et son mur est formé par les argiles de Saida, du Callovo – Oxfordien.

E) Aquifère du Kimméridgien

Le réservoir lié à cet aquifère est dolomitique et se trouve à Sidi Boubekeur.

F) Aquifères du Crétacé**1) Aquifère du Barrémien**

Le réservoir est gréseux. Tous les forages qui y ont été réalisés au Nord-Ouest de la ville de Saida ont offert des débits excédant 30 L/s. (Bencherki, 2008)

2) Aquifère du Sénonien

Le réservoir de cet aquifère est calcaire et se présente sous la forme de trois lambeaux:

- Le niveau d'Ain Skhouna: ce lambeau important est capté par forage sur une puissance de 100 mètres. Il est alimenté par l'aquifère de l'Aaléno-Bathonien.
- Le niveau de la bande étroite: ce lambeau stérile longe l'axe des Guenatis Cheraga.
- Le prolongement de Rem El Halfa: il affleure au Nord Est et contient des réserves saisonnières.

G) Aquifères du Tertiaire et du Plio-Quaternaire**1) Aquifère du Tertiaire continental**

Il recouvre la partie médiane de Chott Chergui, où l'on trouve les formations suivantes:

- Le niveau grossier de base constitué d'un aquifère important dans la zone d'Ain Skhouna.
- Des calcaires lacustres très altérés et perméables.
- Les niveaux sableux ou conglomératiques, intercalés dans les argiles du remplissage tertiaire, peuvent présenter une perméabilité élevée, à condition qu'ils ne soient pas isolés par les argiles ou colmatés par un ciment marneux.
- La carapace calcaire couvre presque toute la surface du remplissage tertiaire, à l'exception de la zone centrale de la dépression, où elle est remplacée par de petites daïas.

2) Aquifères du Plio-Quaternaire

Les atterrissements tertiaires et quaternaires qui comblent les dépressions, malgré leurs origines variées, forment une unité hydrogéologique unique. Cet aquifère, alimente des nappes importantes et peut parfois capter les eaux des massifs environnants.

Épaisseur en mètre	Âge	Log	Formations géologiques	Caractéristique aquifère
75	Tertiaire et Plio Quaternaire		Alluvions	Perméabilité d'interstices et/ou de fissures
100	Sénonien		Calcaires	Perméabilité de fissures et cavitaires (karst)
300	Barrémien		Grès	Perméabilité d'interstices
310	Kimméridgien		Dolomies et calcaires	Perméabilité de fissures
180	Lusitanien		Grès à passages argileux	Perméabilité d'interstices
250	Callovo-Oxfordien		Alternances d'argiles et de grès	Perméabilité d'interstices et parfois de fissures (en zones faillées)
150	Aaléno-Bajo-Bathonien		Dolomies supérieures	Perméabilité de fissures et cavitaires (karst)
25	Toarcien		Marnes	Imperméable
30	Domérien		Dolomie inférieure	Perméabilité de fissures
90	Trias		Argiles, grès, basalte	Imperméable
30	Primaire		Terrains métamorphiques	Imperméable

Figure II.12: Coupe des caractéristiques hydrogéologiques de la région de Saida.
(D'après Clair, 1952 et Pitaud, 1973).

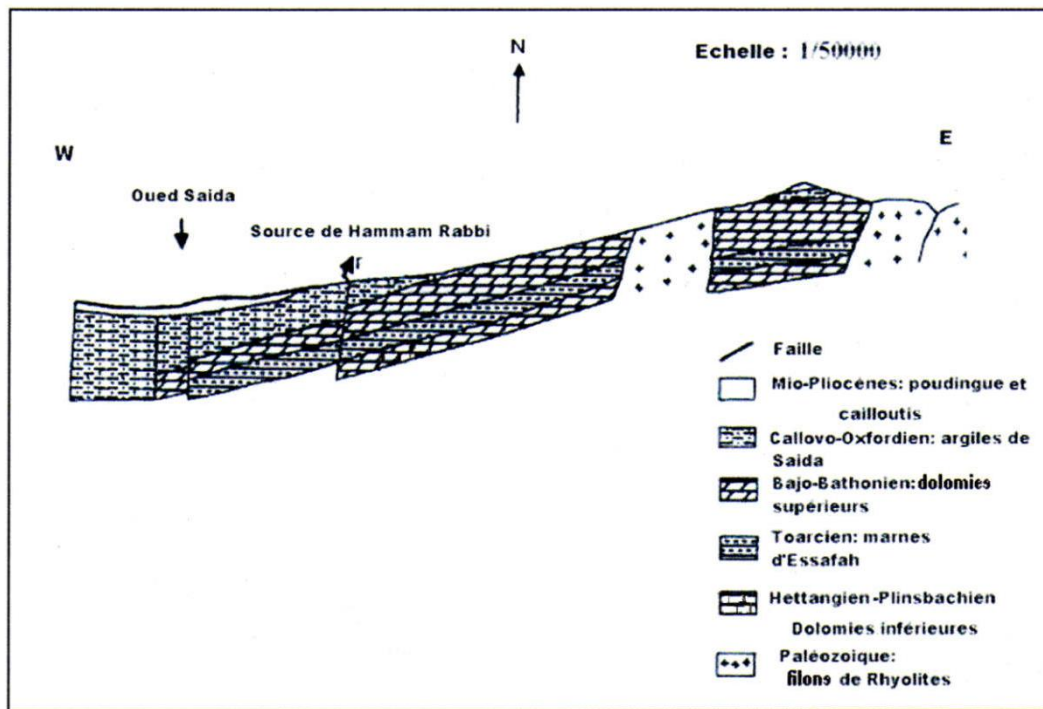


Figure II.13: Coupe lithostratigraphique de la région de Hammam Rabi (Pitaud, 1973).

II.4.3. Principales nappes

Sur le plan hydrogéologique, la vallée de Saïda se caractérise par l'existence de deux principaux types de nappes aquifères :

A) Nappe superficielle

Cette nappe, située dans la vallée de l'oued Saida, se compose d'un aquifère formé par les couches supérieures de la formation de Saida et de leur couverture plio-quadernaire. La dégradation des niveaux supérieurs argilo-gréseux, combinée aux dépôts récents du Plio-Quadernaire, crée un réservoir peu profond commun. Ce réservoir est alimenté par plusieurs sources, telles que Ain Bourached, Ain Sidi Ali et Abid Belabane. Son alimentation dépend uniquement des précipitations sur sa surface exposée. Par ailleurs, certaines failles, comme celle de Hammam Rabi, assurent la communication entre la nappe et le système karstique, permettant ainsi le transfert des eaux karstiques vers le réservoir superficiel.

La vidange de la nappe se fait par plusieurs sources comme : Ain Tebouda, Ain Bourached et Ain Sidi Ali.

B) Nappe karstique

Cette nappe, la plus importante et la plus précieuse pour l'approvisionnement des zones urbaines, de l'industrie et de l'agriculture, se situe dans les sédiments carbonatés du Jurassique

inférieur et moyen, principalement au sein de la formation carbonatée de Nador. Elle comprend une partie captive localisée dans la vallée de Saida et une partie libre dans le reste de l'aquifère (fig.II.14). La nappe présente des discontinuités et une hétérogénéité dans son comportement géologique, dues aux perturbations locales causées par des couches argileuses et de nombreuses failles tectoniques. Ces dernières jouent un rôle majeur dans :

- Les effondrements profonds qui définissent les zones imperméables à l'Ouest, au Nord-Ouest et au Nord-Est de la nappe,
- La formation de lignes de partage des eaux souterraines à l'intérieur de l'aquifère,
- La présence de lignes de décharge de la nappe auxquelles sont rattachées la plupart des sources.

II.4.4. Phénomène de fissuration et de karstification

De nombreuses campagnes de mesures et d'observations ont révélé une forte densité de fissuration dans les affleurements des dolomies et calcaires des formations de Bouloual et de Nador, atteignant entre 60-70 et 250-300 fissures par m² (Bouassria, 1998).

Cette intense fissuration, combinée à l'activité géologique des eaux souterraines, a favorisé la karstification des calcaires et dolomies, caractéristique des Monts de Saida. Ce processus se manifeste souvent par la formation de chenaux, cavernes, et autres structures similaires. Ce phénomène engendre des pertes d'eau significatives dans certaines zones, comme à Ghar Amira. Le karst est souvent décrit comme un milieu où « l'hétérogénéité atteint son paroxysme » (De Marsily, 1981). L'aquifère karstique se caractérise par une forte hétérogénéité, avec des circulations d'eau qui ont créé des cavités dont la taille et la distribution sont à la fois organisées et hiérarchisées.

Mangin (1975) a proposé un schéma fonctionnel constitué de deux sous-systèmes :

- Le sous-système d'infiltration, qui représente la zone non saturée :
 - Près de la surface, un aquifère épikarstique composé de roches altérées et fissurées favorise un processus d'infiltration retardée.
 - La zone d'infiltration sous-jacente présente deux modes d'infiltration :
 - L'infiltration rapide, ou ruissellement souterrain, se produit dans les fractures de grande taille avec un écoulement monophasique.
 - L'infiltration retardée, qui passe par les petites fissures, où l'écoulement est diphasique.
- Le sous-système karst noyé, correspondant à la zone saturée : En aval du système, des drains assurent la transmission et sont connectés aux structures annexes qui remplissent un rôle de réservoir capacitif (Djidi, 2015).

II.4.5. Conditions aux limites

L'analyse du comportement d'une nappe aquifère dépend essentiellement d'une définition précise de ses conditions aux limites. Pour la nappe karstique des Monts de Saida, ces limites peuvent être établies de la manière suivante (Fig. II.14) :

A) Limites latérales

La nappe karstique de Saida est délimitée au Sud-ouest par un contour imperméable constitué de deux failles perpendiculaires. À l'Ouest, des failles à rejets importants forment une barrière imperméable qui limite l'extension de la nappe dans sa partie nord-ouest. Au Nord, la nappe est bordée par une ligne de décharge située le long du contact avec le socle triaso-paléozoïque, ainsi que par les plateaux d'Ain Soltane et d'Ain Balloul. Un contour imperméable est également présent dans la région de Djebel Mozdbab, où la nappe est interrompue au Nord du horst de Mozdbab par une faille. Enfin, au Nord-Est, la faille diagonale sur le flanc Est du môle de Tiffrit constitue une autre limite imperméable.

B) Limites verticales

À l'exception de la vallée de l'Oued Saida, où la nappe est confinée et délimitée géologiquement par des marnes du Callovo-Oxfordien au Sud et par des marnes du Bathonien (Mozdbab) et du Callovo-Oxfordien (Saida) au Nord, la nappe est libre sur l'ensemble de sa surface et ne possède pas de toit véritable. Le substratum de la nappe est constitué par les marnes du Toarcien (Es Safeh), présentes dans la partie sud et centrale du réservoir, ainsi que par le socle triaso-paléozoïque situé au Nord.

La recharge du système se fait par l'infiltration des eaux de pluie dans la partie libre de l'aquifère. Cependant, dans la vallée et sur le plateau, la présence de terrains de couverture imperméables entrave la percolation des eaux pluviales. Localement, la recharge peut également provenir des pertes. Les eaux thermales participent également à cette alimentation. (Djidi, 2015)

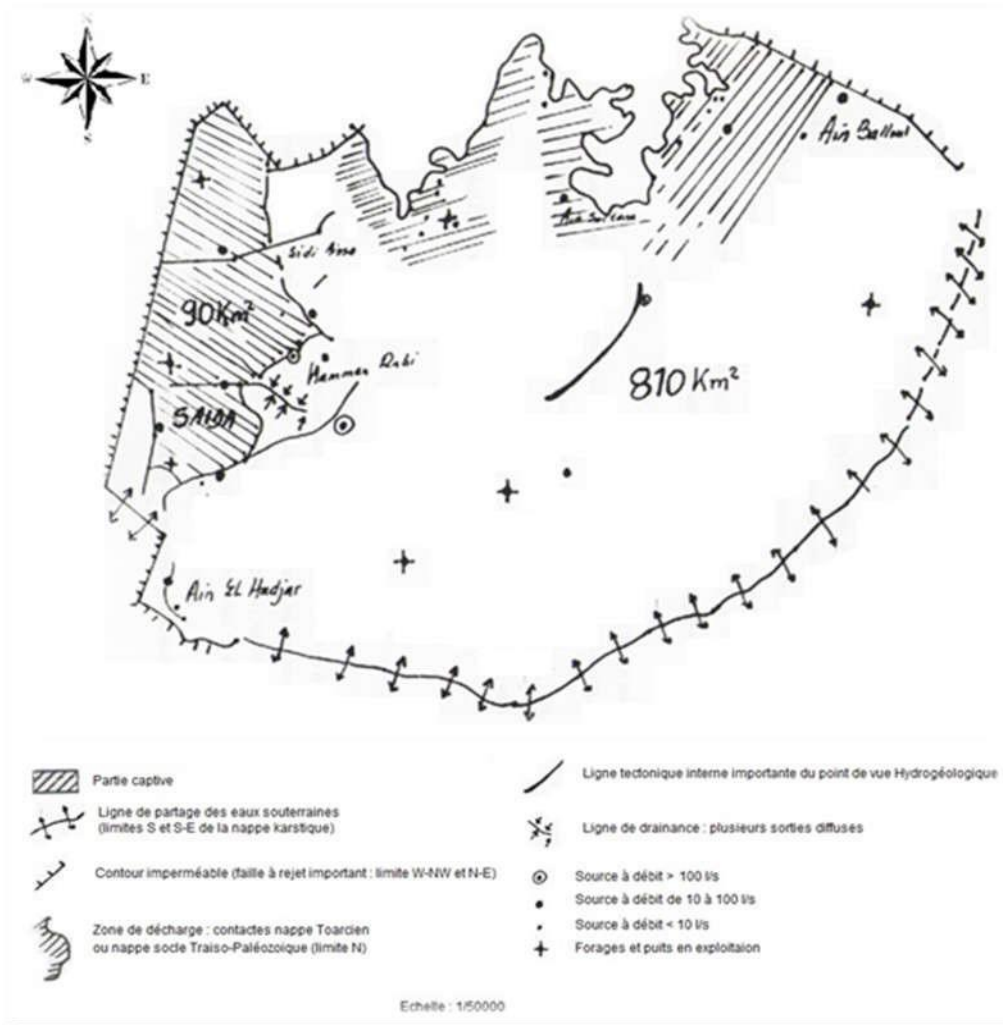


Figure II.14: Synthèse hydrogéologique de la nappe karstique des monts de Saida (DHW de Saida).

II.5. Influence de la fracturation sur l'architecture du réseau hydrographique

II.5.1. Introduction

Les cartes de linéaments, fréquemment incluses dans les cartes géologiques, représentent des outils d'une grande importance économique. Elles jouent un rôle essentiel dans le choix des sites potentiels pour la construction d'ouvrages d'art (comme les barrages, ponts, autoroutes, etc.), ainsi que dans l'exploitation pétrolière, la gestion et le stockage des eaux souterraines. De plus, elles contribuent à la compréhension et à la gestion des catastrophes naturelles et environnementales, telles que les glissements de terrain, les séismes, la pollution et les inondations (Marghany & Hashim, 2010).

Les linéaments et les fractures figurent parmi les paramètres clés influençant la circulation des eaux en facilitant l'érosion et l'altération. En réalité, le réseau hydrographique suit généralement les zones de faiblesse pour réduire l'énergie requise pour son écoulement (Deffontaines, 1990).

Ce travail repose sur l'analyse d'images satellitaires et l'utilisation d'un système d'information géographique. Il vise à cartographier les linéaments du socle paléozoïque dans la région de Saida (Nord-ouest de l'Algérie) à partir des images satellitaires Landsat et à étudier l'influence directionnelle de ces linéaments sur le réseau hydrographique.

II.5.2. Matériel et méthodes

Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé une image Landsat 8 sans nuages, prise le 17 août 2017, couvrant la zone d'étude. Cette image a permis l'extraction du réseau de linéaments. De plus, un modèle numérique de terrain à résolution moyenne (30 m) a été employé pour l'extraction du réseau hydrographique.

Le réseau de fractures cartographié par l'ANRH (2008) a été numérisé afin d'être comparé aux linéaments extraits de l'image Landsat. L'intégration de ces diverses données dans un SIG permet d'établir des relations entre elles (fig. II.15). La méthode utilisée pour extraire les linéaments a d'abord impliqué l'amélioration de la qualité de l'image par l'application de l'Analyse en Composantes Principales (ACP). Ensuite, des filtres directionnels ont été appliqués à l'image traitée par la méthode ACP.

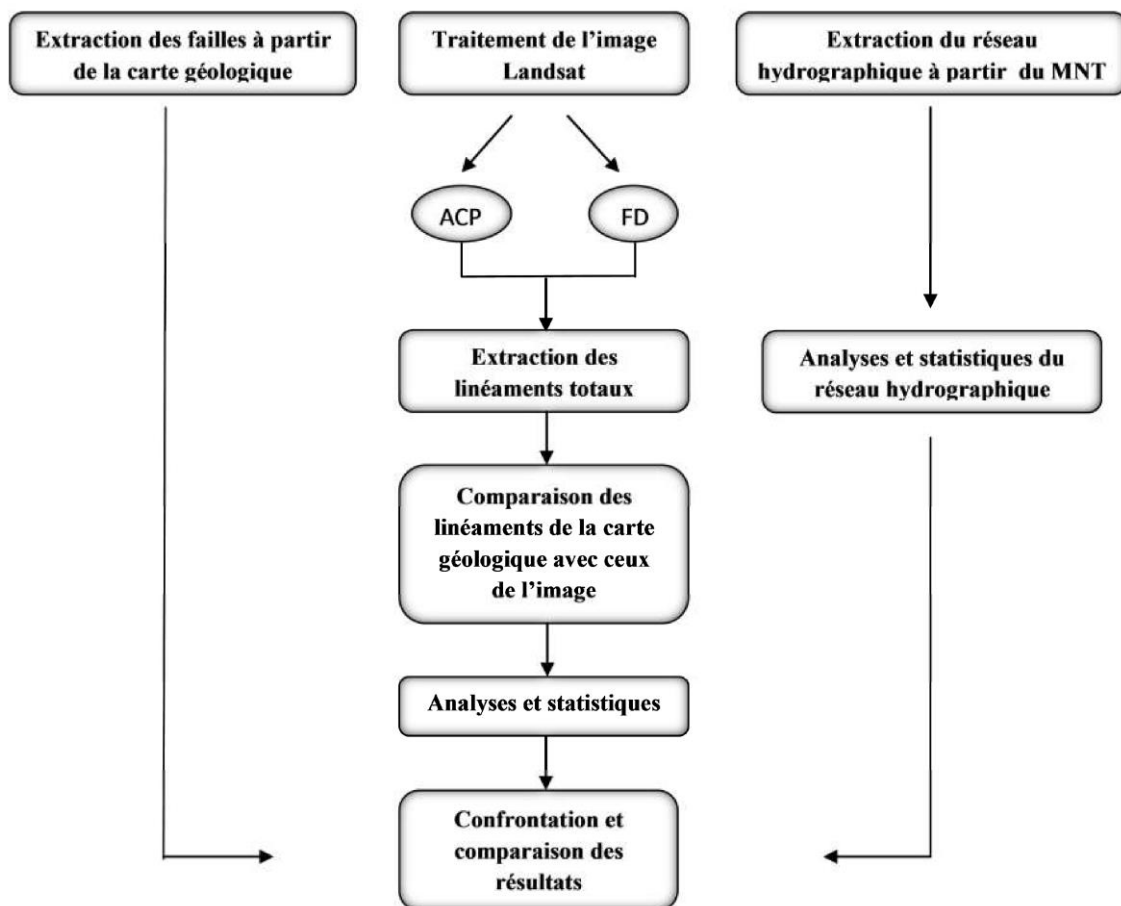


Figure. II.15: Organigramme de la méthodologie de travail.

Le filtrage est une technique utilisée pour supprimer le bruit présent dans les images satellitaires, améliorant ainsi leur qualité visuelle afin de faciliter l'interprétation. Ces filtres trouvent de nombreuses applications en géologie, notamment pour identifier les linéaments qui correspondent à des discontinuités lithologiques ou structurales dans les images. Le rehaussement de l'image a été réalisé dans plusieurs directions : N00°, N45°, N90° et N135° (fig. II.16), et la direction N00° a été retenue en raison du fort contraste obtenu sur l'image.

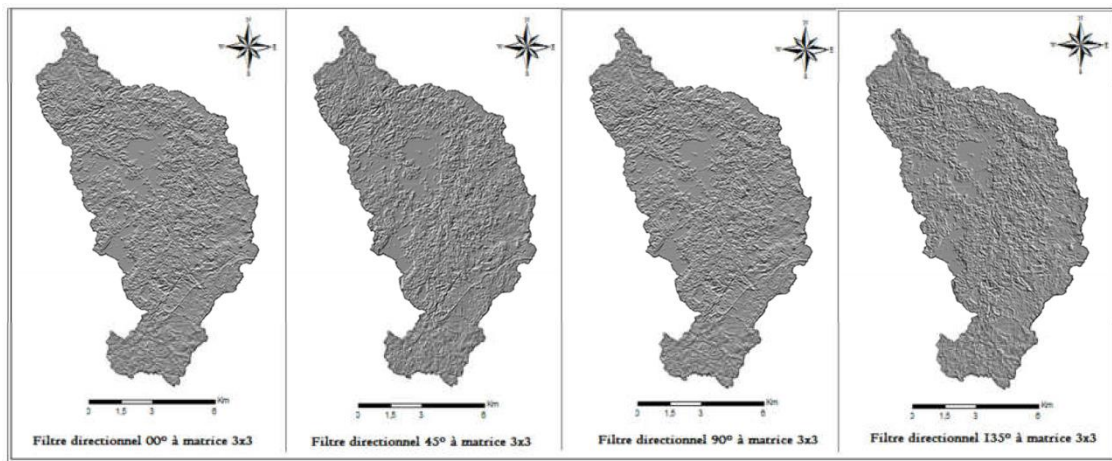


Figure II.16: Filtres directionnels appliqués à l'image ACP1

II.5.3. Résultats et discussions

II.5.3.1. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique de notre région semi-aride est principalement intermittent, et tous les cours d'eau se jettent dans l'oued Saida (fig. II.17). Cette principale voie d'écoulement a un débit pérenne, s'écoulant généralement vers le Nord-ouest ou le Nord, en accord avec la topographie générale de la région (fig. II.4).

Les cours d'eau ont été classés en cinq ordres selon la classification de Strahler (1952). La longueur totale des cours d'eau calculée dans cette région est de 766 km, couvrant des sous-bassins versants d'une superficie de 644 km². À partir de ces données, la densité de drainage de la région a été estimée à 1,19 km⁻¹, indiquant un réseau hydrographique bien développé. La figure II.18 illustre les différentes directions du réseau hydrographique, avec une nette prédominance des directions NE-SW et N-S (fig. II.19), ce qui influence la répartition du réseau, dominée par ces mêmes orientations.

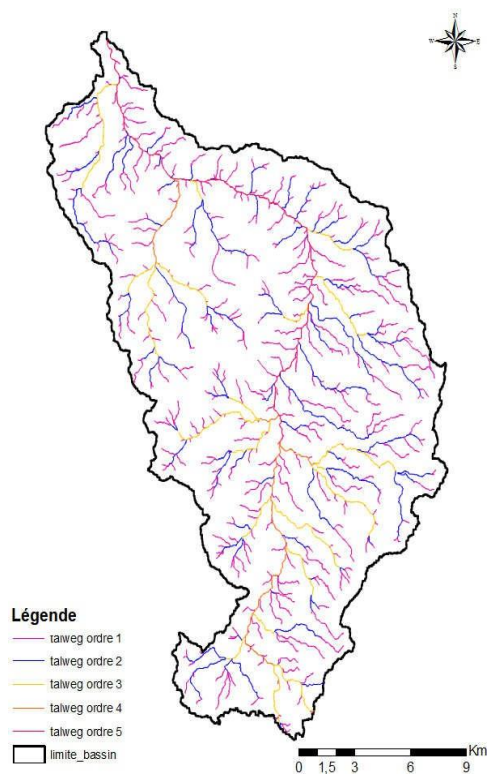


Figure II.17: Réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Saida.

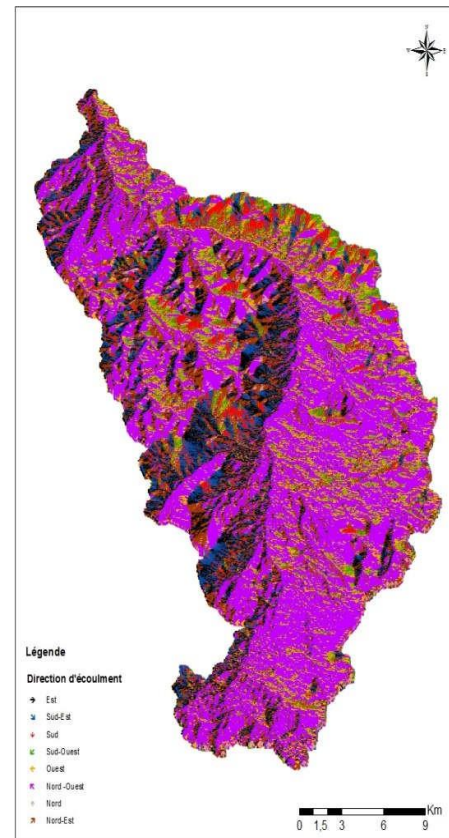


Figure II.18: Direction du réseau hydrographique

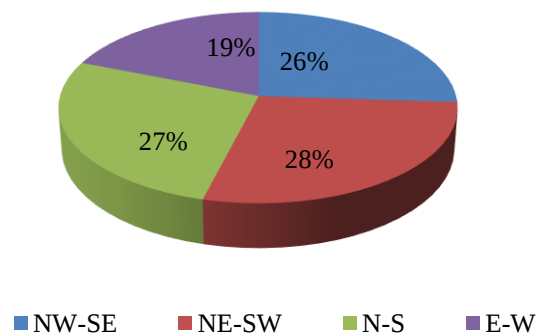


Figure II.19: Distribution de direction d'écoulement

II.5.3.2. Réseau de linéaments

Les résultats révèlent quatre directions principales dans la région : N-S, NE-SW, E-W et NW-SE. Les linéaments sont principalement orientés NE-SW et NW-SE, représentant 54% du total, tandis que les directions E-W et N-S représentent respectivement 19 % et 27 % (fig. II.20 et II.21). Pour évaluer la fiabilité de ces résultats, nous avons comparé les linéaments extraits des images avec les failles répertoriées sur la carte géologique de Cailleux (1978) (fig. II.20). Cette comparaison montre que les principaux réseaux de fractures indiqués sur la carte ont bien été détectés. De plus, le traitement d'image a permis d'identifier d'autres linéaments, principalement de petite taille, qui n'étaient pas représentés sur le terrain.

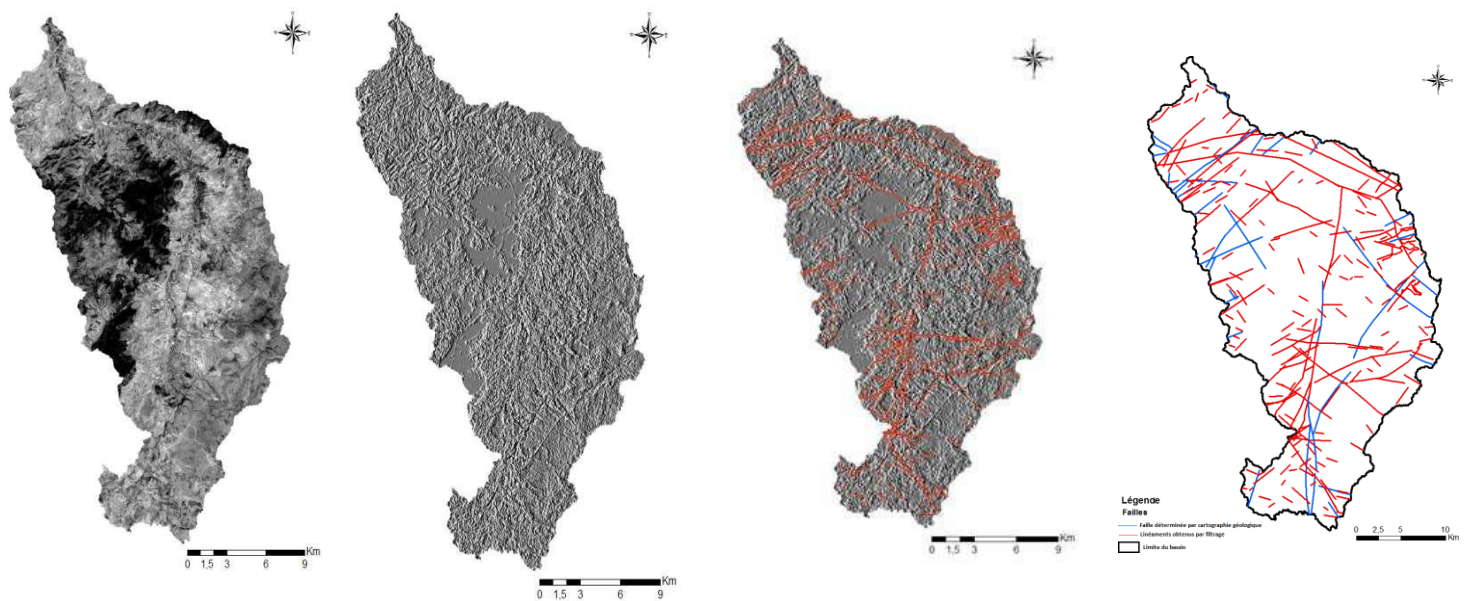


Figure II.20: Carte de linéament de la zone étudiée
(Filtre directionnel 00° à matrice 3x3 appliqués à l'image ACP1)

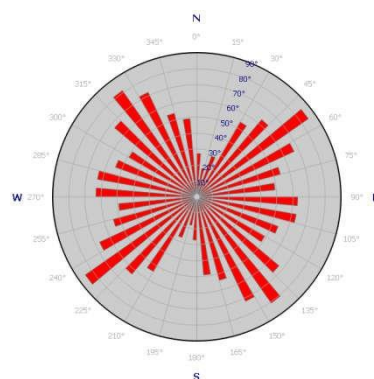


Figure II.21: Rosace d'orientation des linéaments

II.5.3.3. Confrontation du réseau hydrographique avec les linéaments

La comparaison des données statistiques du réseau hydrographique avec celles des linéaments a permis de mettre en évidence des relations génétiques entre les orientations des failles et les principales directions de circulation des eaux de surface (fig. II.19 et II.21).

Dans la région étudiée, l'analyse de l'image satellitaire a révélé une prédominance des directions NE-SW et NW-SE, représentant 54% des linéaments recensés. Cette influence se manifeste à travers l'ensemble du réseau hydrographique. Pour le cours d'eau principal (ordre 5), l'influence des linéaments orientés N-S est notable dans la partie nord de la région. Le réseau hydrographique suit fréquemment cette direction, en particulier pour les cours d'eau de l'ordre 5, ce qui s'explique par la topographie de la région, caractérisée par des pentes généralement orientées vers le Nord-ouest.

Les linéaments orientés E-W présentent une fréquence relativement faible (19 %). Leur influence est plus marquée sur les petits affluents, mais elle diminue à mesure que l'ordre des cours d'eau augmente.

La superposition des linéaments identifiés sur l'image satellitaire avec la carte du réseau hydrographique met en évidence les relations spatiales et directionnelles entre ces différents éléments. Dans la zone d'étude, l'organisation des segments du réseau hydrographique est influencée par deux facteurs principaux : les structures géologiques hercyniennes, en particulier la fracturation, et une topographie marquée par des pentes orientées principalement vers le NW. Ainsi, la majorité des cours d'eau suit les directions NE-SW et NW-SE, correspondant aux limites des formations géologiques et aux familles de failles hercyniennes. La fréquence relativement élevée des cours d'eau orientés N-S, malgré une fracturation moins marquée dans cette direction, semble liée à la topographie de la région.

Cette étude ouvre de nouvelles perspectives pour analyser la répartition des ressources en eau de surface dans les zones présentant différentes orientations structurales. Elle fournira également des recommandations pour une gestion optimale des phénomènes hydrologiques extrêmes (crues et étiages) et pour améliorer les performances des infrastructures. L'objectif est d'assurer une utilisation plus efficace des ressources en eau dans la région de Saïda.

II.6. Conclusion

L'étude morphométrique du bassin versant de l'oued Saida a révélé plusieurs particularités de la zone d'étude. D'une superficie totale de 644 km² pour un périmètre de 164,5 km, ce bassin se distingue par un relief varié, structuré en trois principales formations géomorphologiques:

- Une zone montagneuse,
- Une zone plissée,
- Une vallée (Oued Saida).

Selon le coefficient de compacité (1,81), le bassin versant de l'oued Saida est classé comme modérément allongé, influençant ainsi le temps de concentration des écoulements. D'après l'indice de pente globale, le bassin présente un relief assez accentué. La topographie de la région est caractérisée par une altitude maximale de 1232 m et une altitude minimale de 440 m, ce qui favorise un ruissellement significatif.

La faible torrentialité du bassin versant s'explique par la faible densité de son réseau hydrographique, entraînant un temps de concentration long et favorisant ainsi deux phénomènes:

- ✓ Soit l'infiltration des eaux au niveau des formations géologiques perméables, en particulier lorsque le couvert végétal est plus ou moins dense.
- ✓ Soit la stagnation des eaux, surtout sur des structures lithologiques imperméables avec une pente faible, comme cela se constate en aval du bassin versant.

On peut conclure que le temps de concentration est influencé par plusieurs facteurs, tels que la forme du bassin, le couvert végétal, la lithologie, ainsi que la superficie, la pente moyenne et la longueur du thalweg principal.

Géologiquement, le bassin des Monts de Saida se caractérise par l'échelle stratigraphique suivante :

- Le Paléozoïque: socle constitué de schistes et de granites.
- Le Jurassique moyen: formation carbonatée du Bajo-Bathonien.
- Le Callovo-Oxfordien: formation détritique composée d'argiles et de grès.
- Le Kimméridgien: formation carbonatée à dolomies calcaires.
- Le Plio-Quaternaire: dépôts continentaux.

Hydrogéologiquement, la région des Monts de Saida se distingue par la présence de deux types de nappes phréatiques : une nappe superficielle, située uniquement dans la vallée de l'Oued Saida, et une autre, plus importante et plus significative, située dans les sédiments carbonatés du Jurassique inférieur et moyen (formation des carbonates de Nador : l'Aaléno- Bathonien). Cette nappe comprend une partie captive dans la vallée de Saida et une autre partie libre dans le reste du réservoir, et elle est fortement influencée par les phénomènes de fissuration et de karstification.

Dans la région de Saida, des terrains d'âge paléozoïque, structurés lors de l'orogénèse épihercynienne, affleurent à la surface. Le réseau hydrographique, dense, présente des directions d'écoulement variées. L'analyse de l'image satellitaire Landsat permet d'extraire le réseau de linéaments, dont la majorité correspond aux fractures géologiques observées sur le terrain. Ces linéaments s'orientent principalement selon quatre directions majeures : NE-SW, N-S, NW-SE et E-W. La comparaison des données statistiques du réseau hydrographique et des linéaments montre que la majorité des cours d'eau sont influencés par les structures géologiques, notamment la fracturation. De plus, la topographie, avec des pentes principalement orientées vers le Nord-ouest et le Nord, exerce également une influence secondaire sur les écoulements.

Chapitre III

Etude Hydro-climatique

III. Introduction

La climatologie et l'hydrologie constituent deux disciplines étroitement liées et complémentaires, dans la mesure où les conditions climatiques exercent une influence directe sur le fonctionnement des systèmes hydrologiques. Les variables climatiques, telles que les précipitations, la température, l'évapotranspiration et le vent, conditionnent la disponibilité des ressources en eau, les régimes d'écoulement des cours d'eau ainsi que l'occurrence d'événements extrêmes, notamment les sécheresses et les inondations. L'intégration de ces deux approches permet ainsi de mieux comprendre et anticiper les effets de la variabilité et du changement climatiques sur les ressources hydriques, et de contribuer à l'élaboration de stratégies de gestion durable et adaptative de l'eau.

Dans cette optique, l'analyse approfondie d'un ensemble de paramètres climatiques s'avère indispensable afin d'identifier les facteurs déterminants du bilan hydrologique. Celle-ci repose non seulement sur l'évaluation quantitative des apports en eau, principalement les précipitations, et des pertes liées à l'évaporation et à la transpiration végétale, mais également sur l'étude des processus intermédiaires tels que l'infiltration, le ruissellement et la recharge des nappes phréatiques. Une approche intégrée de ces composantes permet d'obtenir une vision globale et détaillée des interactions entre le climat et le cycle hydrologique, essentielle pour analyser les enjeux liés aux ressources en eau, en particulier dans le contexte de la variabilité et du changement climatiques.

Dans les régions semi-arides, les précipitations constituent la principale, voire l'unique, source d'alimentation des systèmes hydrologiques. Elles jouent un rôle essentiel dans la recharge des nappes phréatiques et des réservoirs, conditionnant la disponibilité des ressources en eau pour les usages domestiques, agricoles et énergétiques. Cependant, leur forte irrégularité temporelle et leur caractère souvent intense peuvent engendrer des crues soudaines et des inondations destructrices, accentuant la vulnérabilité des territoires et des écosystèmes.

Toute étude hydrologique à l'échelle d'un bassin versant repose sur l'exploitation de données climatiques et hydrométéorologiques fiables, dont la qualité conditionne directement la pertinence des analyses et des résultats obtenus. Ces données concernent principalement les précipitations, en termes de hauteur, d'intensité et de répartition spatio-temporelle, qui constituent l'élément moteur des processus hydrologiques, ainsi que d'autres variables complémentaires telles que la température et l'humidité, influençant l'évapotranspiration et le bilan hydrique. Les informations sont généralement issues de réseaux de stations météorologiques et hydrométriques, complétées, le cas échéant, par des données radar, satellitaires ou des simulations issues de modèles hydrologiques. Des insuffisances dans l'acquisition des données, des discontinuités dans les séries chronologiques ou des erreurs de mesure peuvent introduire des incertitudes importantes dans l'estimation des écoulements, de la recharge des nappes et des bilans hydrologiques. Il est donc indispensable de porter une attention particulière au contrôle de qualité, à l'homogénéisation des séries et à l'analyse critique des données avant leur utilisation dans les études de bassins versants et la gestion des ressources en eau.

III.1. Traitement des données

La pluviométrie constitue le facteur climatique prépondérant, jouant un rôle déterminant dans la dynamique des écoulements saisonniers, le fonctionnement des cours d'eau et les processus de recharge des aquifères. L'analyse de ces mécanismes est fondamentale pour assurer une gestion rationnelle et durable des ressources hydriques, ainsi que pour apprécier les risques associés aux situations de surplus ou de déficit pluviométrique. Dans cette étude, les données de précipitations proviennent de cinq stations pluviométriques (fig. III.1 et tabl. III.1), tandis que les autres variables climatiques sont issues exclusivement de la station de Saïda. Cette sélection repose sur l'hypothèse que les conditions climatiques mesurées à cette station sont représentatives de l'ensemble de la zone d'étude.

Les données climatiques nécessaires à l'analyse ont été collectées auprès de deux organismes principaux : l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (A.N.R.H) et l'Office National de la Météorologie (O.N.M). Cependant, les données disponibles montrent des lacunes significatives pour la plupart des stations, en particulier des périodes d'enregistrement incomplètes ou des anomalies dans les séries chronologiques.

Pour pallier ces manques, plusieurs méthodes de comblement peuvent être employées, telles que :

- L'interpolation statistique: utilisation des données disponibles d'autres stations ou périodes similaires pour estimer les valeurs manquantes.
- La modélisation climatique: recours à des modèles numériques pour simuler les paramètres manquants sur la base des conditions climatiques globales et locales.
- L'intégration de données satellitaires: exploitation d'images satellitaires pour compléter ou vérifier les observations locales.

Ces mesures sont essentielles pour garantir l'exactitude et la fiabilité des résultats obtenus, tout en permettant une interprétation rigoureuse des impacts climatiques sur les ressources hydriques de la région.

Tableau III.1: Caractéristiques des stations pluviométriques.

Stations	Coordonnées		Altitude
	X (Km)	Y (Km)	Z (m)
Saïda	268,5	178,8	750
Sidi Boubekeur	259,3	195,7	540
PK50	269,0	191,0	630
Ain Zerga Ferme	274,45	176,4	980
Ain El Hadjar	266,5	165,2	1015

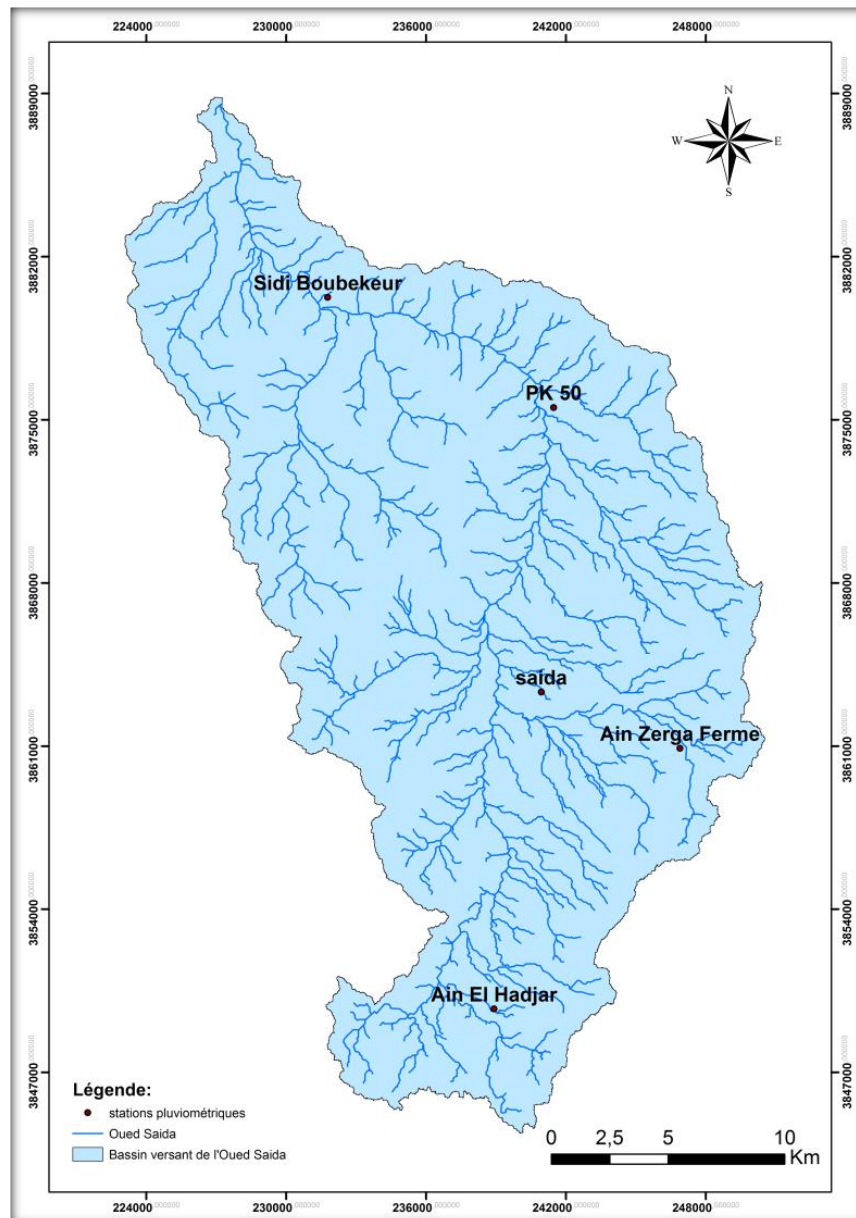


Figure III.1: Situation des stations pluviométriques.

La présence d'erreurs systématiques et de lacunes dans les séries pluviométriques rend nécessaire une analyse approfondie et des ajustements. Cela inclut la vérification de l'homogénéité des données et l'identification des anomalies dans les totaux annuels des précipitations. Ces étapes sont essentielles pour garantir la fiabilité des analyses climatiques et hydrologiques. L'objectif est de sélectionner une station de référence, c'est-à-dire une station disposant de la période d'observation la plus longue et de données de qualité suffisante pour servir de base à l'harmonisation des données des autres stations.

Dans ce contexte, la station de Saïda a été retenue comme station de référence. Cette sélection repose sur plusieurs critères :

- Homogénéité des données : les séries pluviométriques de cette station montrent une stabilité relative, sans fluctuations abruptes ou incohérentes liées à des erreurs de mesure ou à des interruptions prolongées.
- Des observations : la station dispose d'un enregistrement continu sur une période de 38 ans, allant de 1974/1975 à 2011/2012.
- Qualité des mesures : les données disponibles répondent aux critères de fiabilité nécessaires pour les analyses climatiques détaillées.

En revanche, les autres stations étudiées présentent une certaine hétérogénéité, principalement en raison d'interruptions prolongées dans les mesures, ce qui limite leur utilisation directe sans ajustements. Ces interruptions peuvent être dues à des pannes d'équipement, des modifications dans les méthodologies de collecte, ou des conditions locales difficiles. Ainsi, pour ces stations, des méthodes de correction et de comblement des lacunes devront être appliquées en s'appuyant sur les données homogènes et continues de la station de Saïda. Ce processus vise à réduire les biais et à améliorer la cohérence des analyses régionales.

L'extension des données manquantes est réalisée par la régression linéaire à l'aide du logiciel HYDROLAB. Cette méthode permet de déterminer les valeurs pluviométriques inconnues pour certaines stations en se basant sur les observations de la station de Saïda, utilisée comme référence. Elle permet:

- d'établir une relation mathématique entre deux séries pluviométriques (x et y),
 - de prolonger une série courte (y) en utilisant une série plus longue (x) sans lacunes,
 - de déterminer, par la méthode des moindres carrés, la droite de régression de la forme:
- $$y = ax + b. \quad (\text{Eq. III.1})$$

avec:

$$a = \frac{k \sum xy - \sum x \sum y}{k \sum x^2 - (\sum x)^2} \quad (\text{Eq. III.2})$$

$$b = \frac{\sum y \sum x^2 - \sum x \sum xy}{k \sum x^2 - (\sum x)^2} \quad (\text{Eq. III.3})$$

$$r^2 = a \frac{k \sum xy - \sum x \sum y}{k \sum y^2 - (\sum y)^2} \quad (\text{Eq. III.4})$$

Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau ci-dessous:

Tableau III.2: Résultats des corrélations par régression linéaire.

Stations		a	b	r	Equation de la droite de régression
X	Y				
Saida	Ain Zerga	0,60	135,04	0,88	$Y = 0,60 X + 135,04$
Saida	PK 50	0,82	55,88	0,93	$Y = 0,82 X + 55,88$
Saida	Sidi Boubekeur	0,64	69,79	0,91	$Y = 0,64 X + 69,79$
Saida	Ain El Hadjar	0,98	10,64	0,94	$Y = 0,98 X + 10,64$

Les résultats des différentes corrélations par régression linéaire sont présentés dans la figure III.2

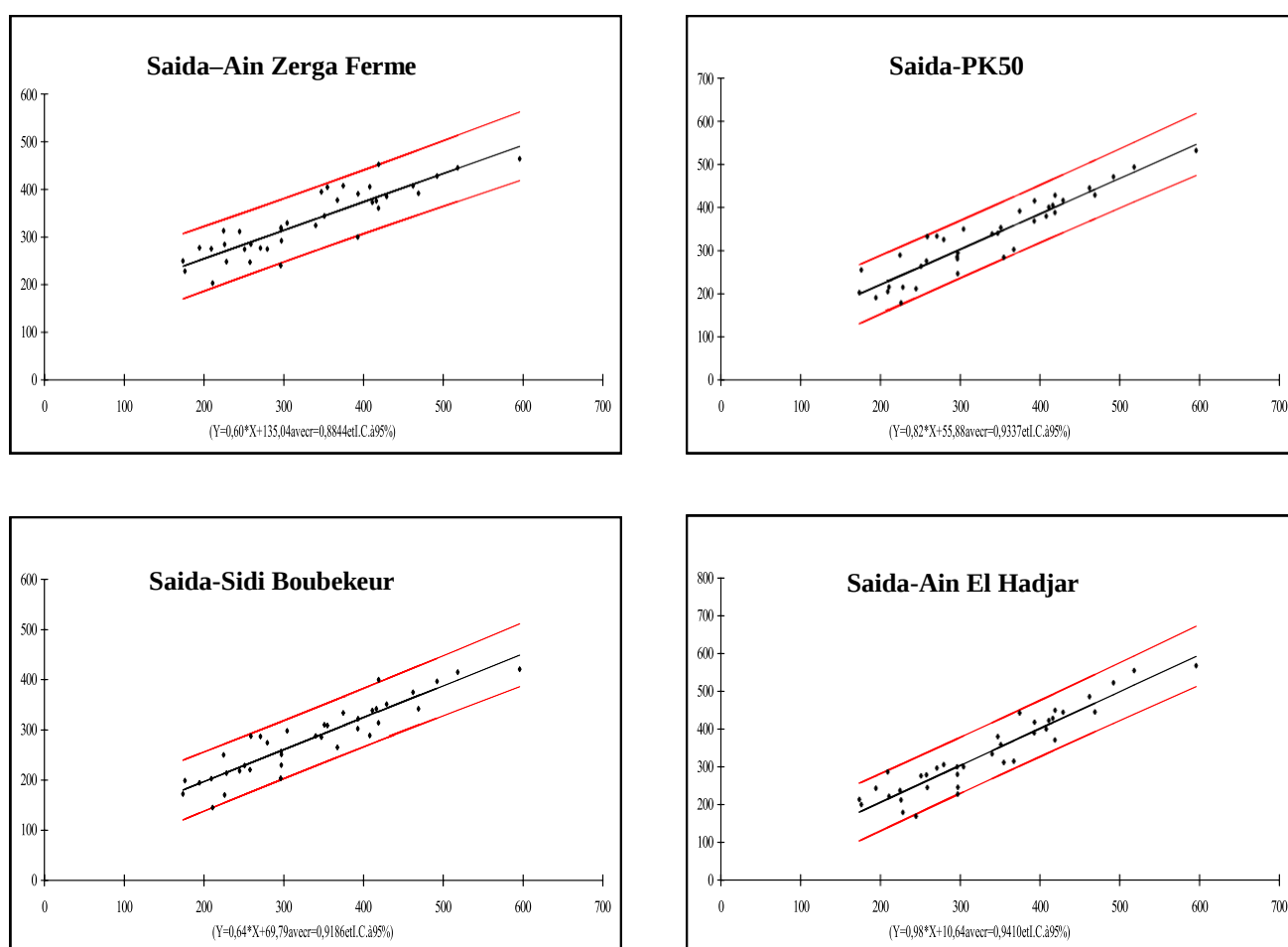


Figure III.2: Droite de la régression linéaire des précipitations annuelles (1974/1975 – 2011/2012).

1- Etude des précipitations

L'analyse des précipitations basée sur les relevés des stations pluviométriques permettra de calculer la moyenne annuelle des précipitations de l'ensemble du bassin versant.

1.1- Ajustement des précipitations annuelles

L'ajustement a été effectué à l'aide du logiciel Hydrolab (Laborde et Mouhous, 1998), en s'appuyant sur la loi normale. Le test d'adéquation χ^2 a confirmé que cet ajustement est conforme et approprié².

Les données pluviométriques annuelles sont représentées sur un diagramme de Gauss, où l'axe des abscisses correspond aux probabilités et l'axe des ordonnées aux valeurs des précipitations. Les distributions des précipitations pour les cinq stations (fig. III.3) révèlent un bon alignement des points, avec les bornes supérieure et inférieure correspondant à un intervalle de confiance de 95%. Cet ajustement présente une qualité satisfaisante.

Tableau III.3: Caractéristiques des précipitations annuelles du bassin versant de l'Oued Saida

Station	Moyenne	Écart-type	Coefficient de variation
Ain Zerga Ferme	333,6	69,20	0,21
PK 50	330,0	90,49	0,27
S. Boubekeur	281,7	71,09	0,25
A. El Hadjar	335,9	106,52	0,32
Saida	333,0	102,62	0,31

Nous avons également utilisé cette méthode pour estimer les fréquences de non- dépassement et les temps de retour des précipitations, dont les résultats sont présentés dans le tableau III.4.

Tableau III.4: Pluies annuelles fréquentielles du bassin versant de l'Oued Saida

Station	Moyenne	10 ans	20 ans	50 ans	100 ans	1000ans
Ain Zerga Ferme	333,6	422,3	447,5	475,8	494,7	547,5
PK 50	330,0	446,0	478,9	515,9	540,6	609,7
S. Boubekeur	281,7	372,8	398,6	427,7	447,1	501,4
A. El Hadjar	335,9	472,4	511,1	554,7	583,7	665,1
Saida	333,0	464,5	501,8	543,8	571,8	650,1

²

$$\chi^2 = \sum \frac{(n_i - np_i)^2}{np_i} \text{ (Eq. III. 5), } np_i = \frac{\sum \text{observations}}{\text{Nb de classes}} \text{ (Eq. III. 6)}$$

Voir tableaux 1 et 2 en annexe.

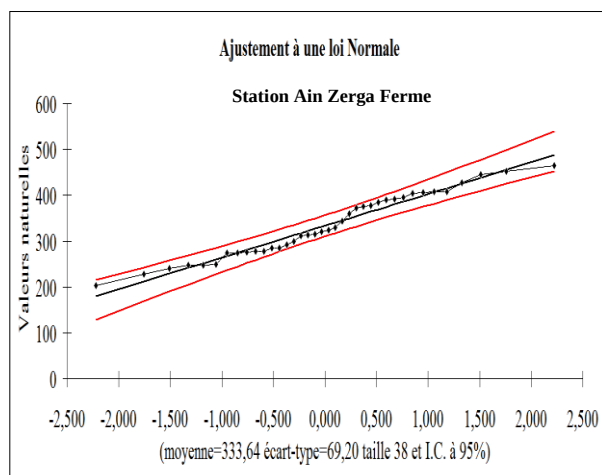
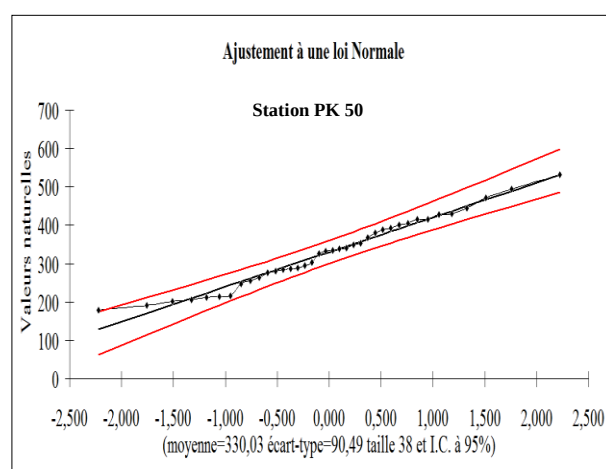
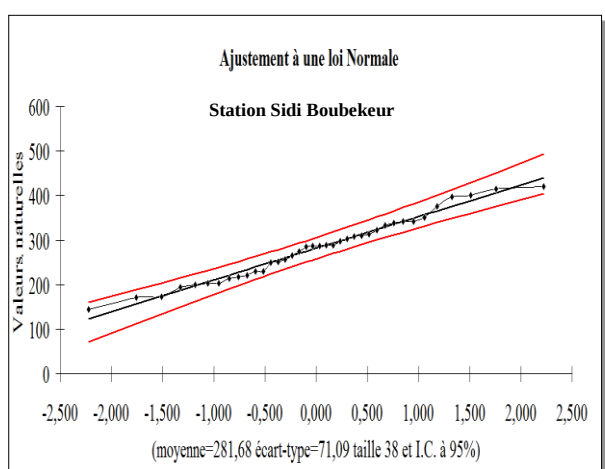
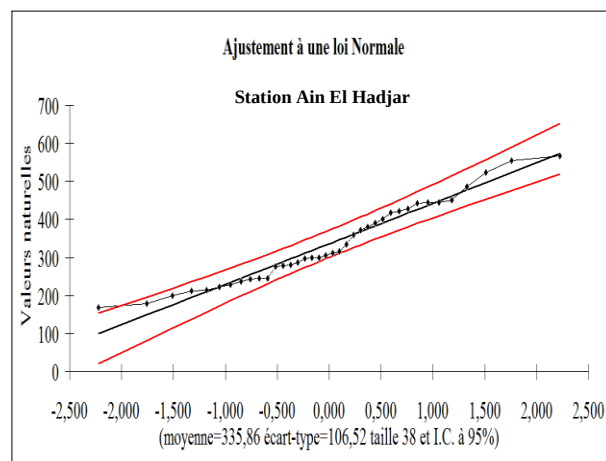
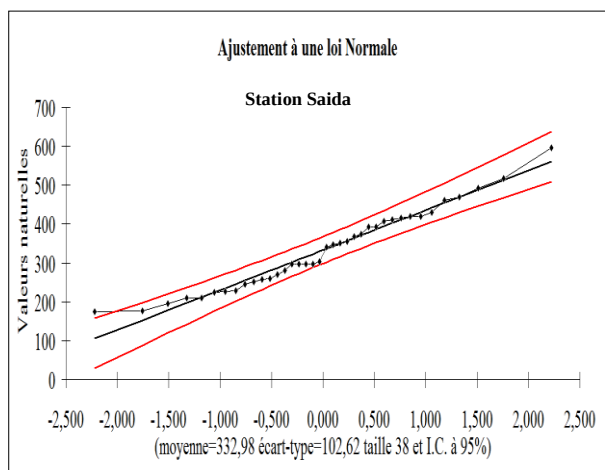


Figure III.3: Ajustement des précipitations annuelles à une loi normale (1974/1975 – 2011/2012)

1.2- Répartition des précipitations moyennes annuelles

Le diagramme de la répartition des précipitations moyennes annuelles pour les différentes stations, couvrant la période de 1974/1975 à 2011/2012 (fig. III.4), met en évidence une forte variation des moyennes annuelles entre les stations. Cette variation est influencée par plusieurs facteurs, tels que l'altitude, la distance par rapport à la mer, la pluviométrie et l'exposition aux vents humides.

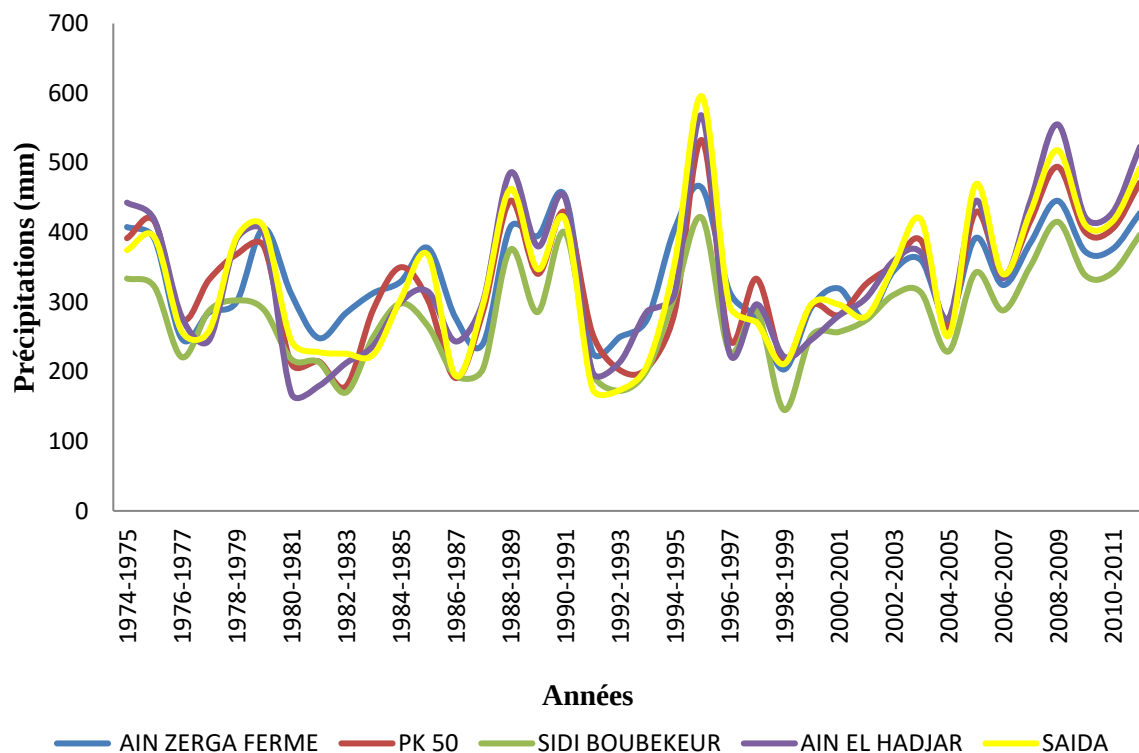


Figure III.4: Variations des précipitations moyennes annuelles au niveau du bassin de Saida (1974/1975 – 2011/2012).

1.3- Répartition mensuelle des précipitations

Les moyennes mensuelles des précipitations pour la station de Sidi Boubekeur, Ain El Hadjar et Saida sont présentées dans le tableau III.5.

Tableau III.5: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations (1974/1975– 2011/2012).

Station	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Sidi Boubekeur	14,9	34,7	42,0	29,0	33,2	32,6	31,8	32,6	25,8	5,8	2,9	4,0
Ain El Hadjar	19,2	35,5	46,5	38,9	45,2	36,1	29,6	34,4	26,1	8,3	2,6	4,6
Saida	16,6	43,4	44,2	35,6	39,9	35,3	36,3	36,8	29,5	8,1	3,1	7,6

La figure III.5 illustre la variation mensuelle moyenne des précipitations pour la période de 1974/1975 à 2011/2012, montrant des différences entre les stations. Une saison froide et humide, s'étendant d'Octobre à Mai, avec un maximum observé en Novembre. La saison sèche, quant à elle, dure de Juin à Septembre, avec les précipitations les plus faibles enregistrées en Juillet.

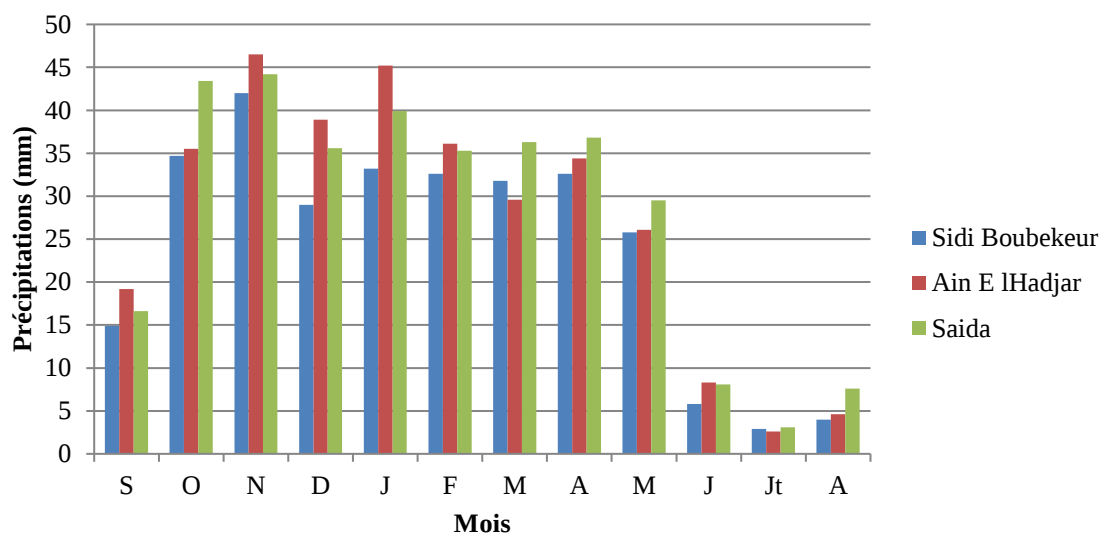


Figure III.5: Histogramme des précipitations mensuelles des stations de Sidi Boubekeur, Ain El Hadjar et de Saïda pour la période 1974/1975-2011/2012.

1.4- Précipitations saisonnières

La répartition des précipitations saisonnières, présentée dans la figure III.6, révèle que, malgré une forte variabilité, les précipitations hivernales demeurent les plus abondantes (tableau III.6).

Tableau III.6: Répartition saisonnière des précipitations

Stations	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Indice Saisonnier
	Automne(A)			Hiver(H)			Printemps(P)			Eté(E)			
	mm	%		mm		%	mm		%		mm	%	
S. Boubekeur	91,6		31,7	94,7		32,7	90,2		31,2	12,7		4,4	H.A.P.E.
Ain El Hadjar	101,1		30,9	120,2		36,8	90,1		27,6	15,5		4,7	H.A.P.E.
Saïda	104,1		31,0	110,8		32,9	102,5		30,5	18,8		5,6	H.A.P.E.

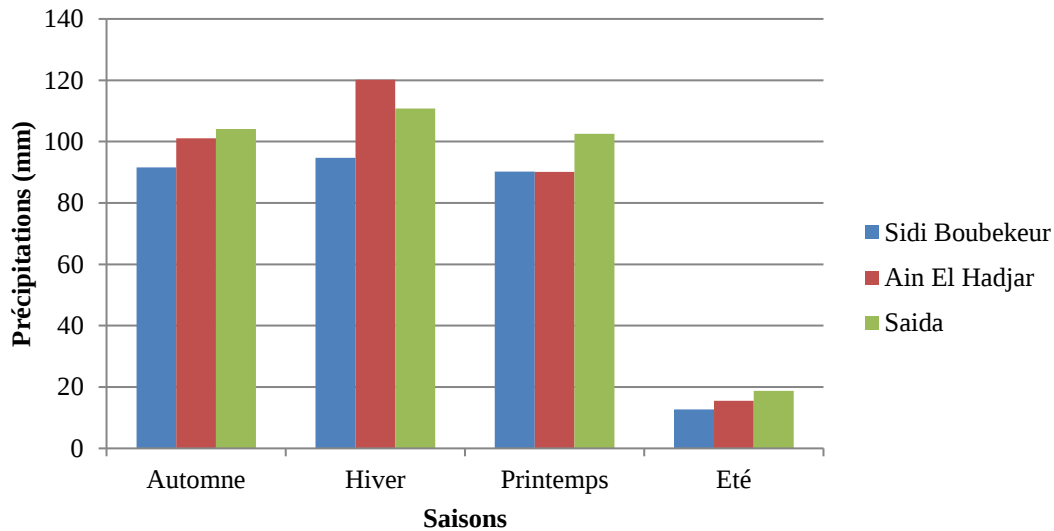


Figure III.6 : Variations saisonnières des précipitations (1974/1975-2011/2012)

1.5- Etude des précipitations moyennes dans le bassin versant d'Oued Saida

On peut estimer les précipitations moyennes sur l'ensemble du bassin versant grâce à plusieurs méthodes. Les plus couramment utilisées sont la méthode de la moyenne arithmétique, la méthode des polygones de Thiessen et la méthode des isohyètes (tabl. 3, 4 & 5 en annexe).

a. Moyenne arithmétique

La méthode la plus simple consiste à calculer la moyenne arithmétique des précipitations mesurées aux différentes stations. Cependant, cette approche n'est valable que si les stations sont bien réparties et si le relief du bassin est homogène.

Cette méthode est souvent peu recommandée en raison de sa faible représentativité. Il est préférable d'utiliser des méthodes graphiques, comme le tracé d'isohyètes, ou des méthodes statistiques, qui permettent de pondérer chaque point de mesure pour une estimation plus précise. Elle est donnée par la relation :

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^N P_i}{N} \quad (\text{Eq. III.7})$$

avec:

P_m : Précipitations moyennes annuelles sur le bassin (mm).

P_i : Précipitations moyennes annuelles au niveau de chaque station (mm).

N : Nombre de stations d'observation.

b. Méthode des polygones de Thiessen (fig. III.7)

La méthode des polygones de Thiessen est largement privilégiée en raison de sa simplicité d'application et de la fiabilité des résultats qu'elle fournit. Elle s'avère particulièrement pertinente dans le cas d'un réseau pluviométrique à répartition irrégulière.

Cette méthode consiste à estimer des valeurs pondérées en fonction de l'influence de chaque station pluviométrique. Pour ce faire, on relie d'abord les stations par des segments de droite, puis l'on trace les médiatrices de ces segments. Les points d'intersection de ces médiatrices définissent ainsi les polygones de Thiessen.

Les précipitations moyennes pondérées P_m du bassin est calculée en faisant la somme des précipitations P_i de chaque station, multipliées par leur facteur de pondération (aire A_i), puis en divisant le tout par la surface totale A du bassin. La formule de la précipitation moyenne sur le bassin est donc :

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^N A_i P_i}{A} \quad (\text{Eq. III.8})$$

avec:

P_m : Précipitations moyennes sur le bassin (mm),

P_i : Précipitations enregistrées à la station i (mm),

A : Aire totale du bassin (km²),

A_i : Superficie du polygone associée à la station i (km²),

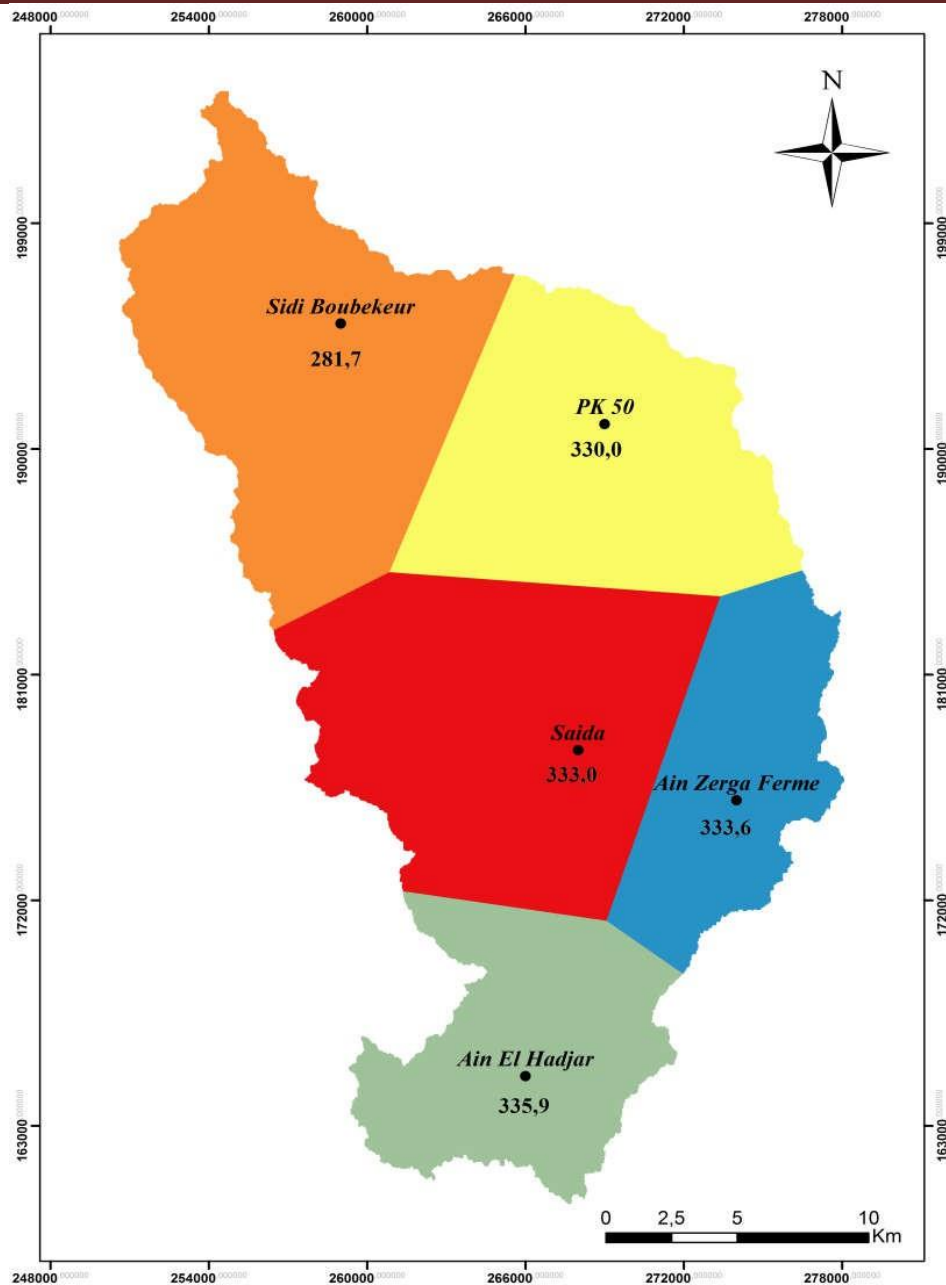


Figure III.7: Carte des polygones de Thiessen du bassin versant de l'oued Saida

c. Méthode des isohyètes (fig.III.8)

La méthode la plus précise pour estimer la moyenne des précipitations à partir des données ponctuelles enregistrées par plusieurs stations pluviométriques, situées dans ou à proximité du bassin, est fondée sur l'exploitation des isohyètes.

Les isohyètes sont des lignes reliant des points de même pluviosité. À partir des valeurs de précipitation mesurées aux stations du bassin et des stations avoisinantes, on peut tracer un réseau d'isohyètes. Contrairement aux courbes de niveau, ce tracé n'est pas unique et doit être réalisé avec soin pour être aussi réaliste que possible, en tenant compte de la région, du réseau de stations, de la qualité des mesures, etc. Aujourd'hui, des méthodes automatiques

permettent de générer ces isovaleurs à l'aide de techniques statistiques avancées, comme le krigeage. Une fois les courbes isohyètes établies, on peut calculer la pluie moyenne selon la méthode suivante :

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^k A_i P_i}{A} \quad (\text{Eq. III.9})$$

$$P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \quad (\text{Eq. III.10})$$

avec :

P_m : Précipitations moyennes sur le bassin (mm),

P_i : Moyenne des hauteurs h de précipitations entre deux isohyètes i et $i+1$ (mm),

A_i : Surface entre deux isohyètes i et $i+1$ (km²),

A : Surface totale du bassin (km²),

K : Nombre totale des isohyètes.

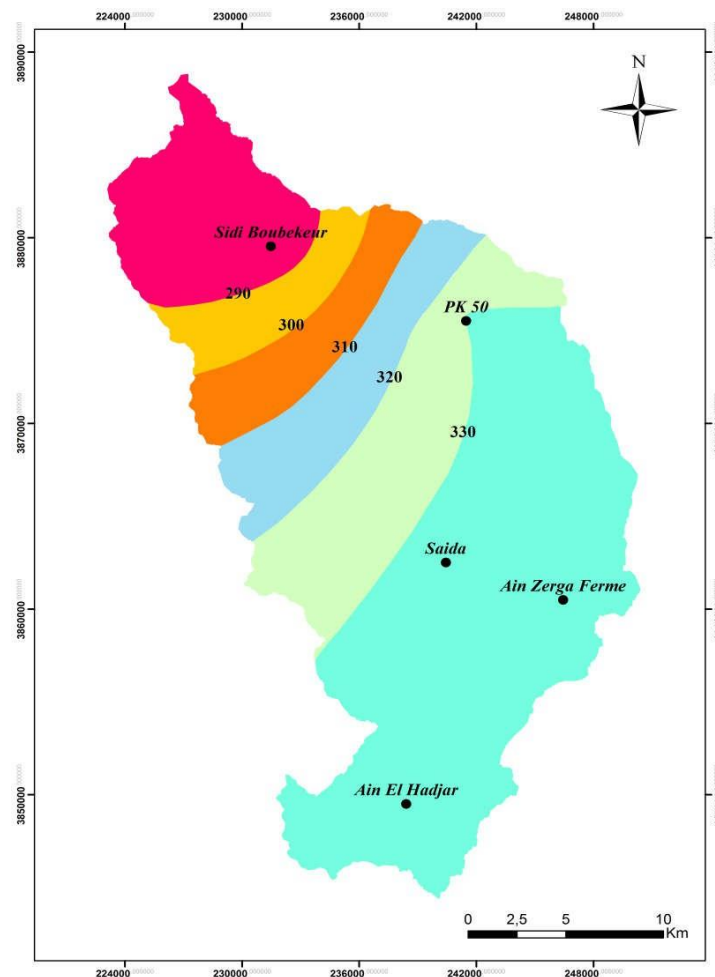


Figure III.8: Carte en courbes isohyètes du bassin versant de l'oued Saida

Les résultats obtenus après calcul sont synthétisés dans le tableau III.7.

Tableau III.7: Précipitations moyennes estimées par différentes méthodes (1974/1975- 2011/2012)

Méthode d'estimation	Précipitations moyennes(mm)
Moyenne arithmétique	322,8
Thiessen	320,6
Isohyètes	320,1

Les trois méthodes appliquées donnent des résultats relativement proches.

On peut donc estimer que les précipitations moyennes du bassin versant sont d'environ **321,2mm/an**.

2- Vents

La région de Saida, comme l'ensemble des régions de l'Ouest Algérien et les hauts plateaux en particulier, est caractérisée par des vents fréquents, surtout en Hiver. Durant cette saison, les vents dominants proviennent principalement du Nord et du Nord-Ouest (voir tableau III.8 et fig. III.9).

Tableau III.8: Fréquence du vent (%) à la station de Saida (1982/1983–2011/2012)

Direction	NORD	NORD EST	EST	SUD EST	SUD	SUD OUEST	OUEST	NORD OUEST
Fréquence (%)	14,7	2,2	1,4	2,9	10,6	3,2	7,2	8,9

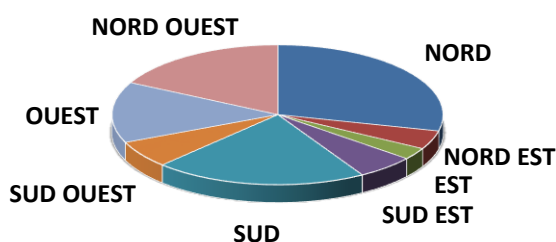


Figure III.9: Fréquence des vents (%) à la station de Saida (1982/1983–2011/2012)

Ces vents ne présentent pas de caractère nuisible, à la différence du Sirocco, qui souffle du Sud en charriant des poussières et compromet sérieusement les rendements agricoles, en particulier au Printemps et en Été (tabl. III.9).

Tableau III.9: Nombre de jours de sirocco moyen. Station de Saida (1982/1983–2011/2012)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Nombre de jours sirocco moyen	1	2	0	0	0	0	1	1	2	3	3	3

Le tableau III.10 présente la variation de la vitesse moyenne mensuelle des vents, en m/s dans la région de Saida sur la période 1982/1983–2011/2012.

Tableau III.10: Vitesse moyenne mensuelle du vent (m/s). Station de Saida (1982/1983–2011/2012)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Vent moyen (m/s)	2,3	2,3	2,6	2,6	2,8	2,8	2,8	3,0	2,8	2,8	2,6	2,6

3- Humidité

Dans la zone étudiée, l'humidité relative est généralement élevée en début d'Hiver et au Printemps, oscillant entre 39 % et 71 % (tableau III.11 et fig. III.10), ce qui met en évidence le caractère sec de la saison estivale.

Tableau III.11: Humidité moyenne mensuelle en (%) à la station de Saida (1982/1983–2011/2012)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Humidité moyenne(%)	53	60	67	71	69	67	64	61	58	47	39	41

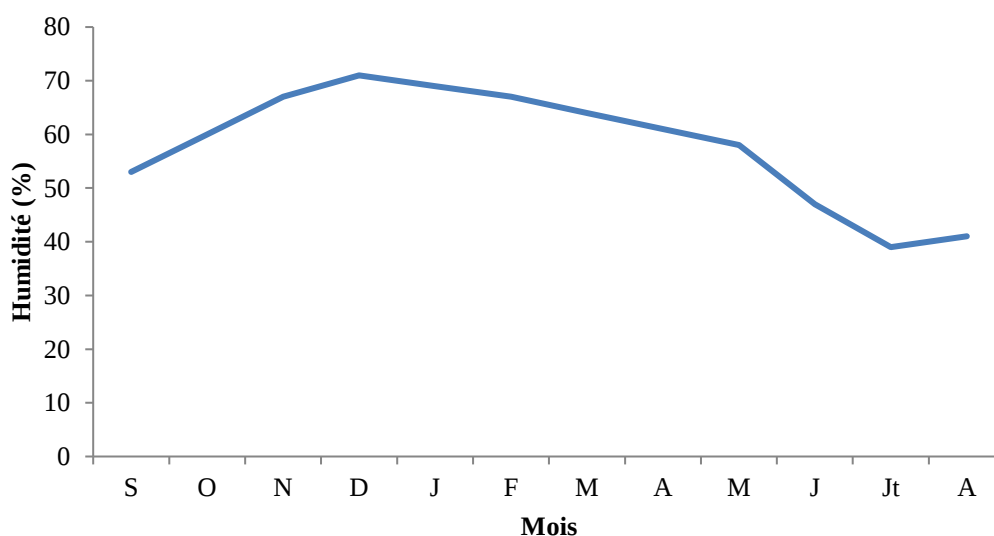


Figure III.10: Humidité relative de l'air (%) à la station de Saida (1982/1983–2011/2012)

4- Températures

L'analyse climatique de la région de Saïda met en évidence deux régimes saisonniers contrastés (tableaux III.12 et fig. III.11). La première correspond à une phase froide et humide, caractérisée par une température moyenne de 8,5 °C et une humidité relative moyenne de 69 %. La seconde traduit un régime chaud et sec, avec une température moyenne de 27,5 °C et une humidité relative de 41 %, confirmant ainsi le contraste thermique et hydrique marqué entre les deux saisons.

Tableau III.12: Moyennes mensuelles et annuelles des températures.
Station de Saïda (1982/1983–2011/2012)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Année
T min (°C)	15	12	7	4	3	3	5	7	10	15	18	19	9,83
T max (°C)	30	25	18	15	14	15	18	21	26	32	36	36	23,83
T moy (°C)	22,5	18,5	12,5	9,5	8,5	9	11,5	14	18	23,5	27	27,5	16,83

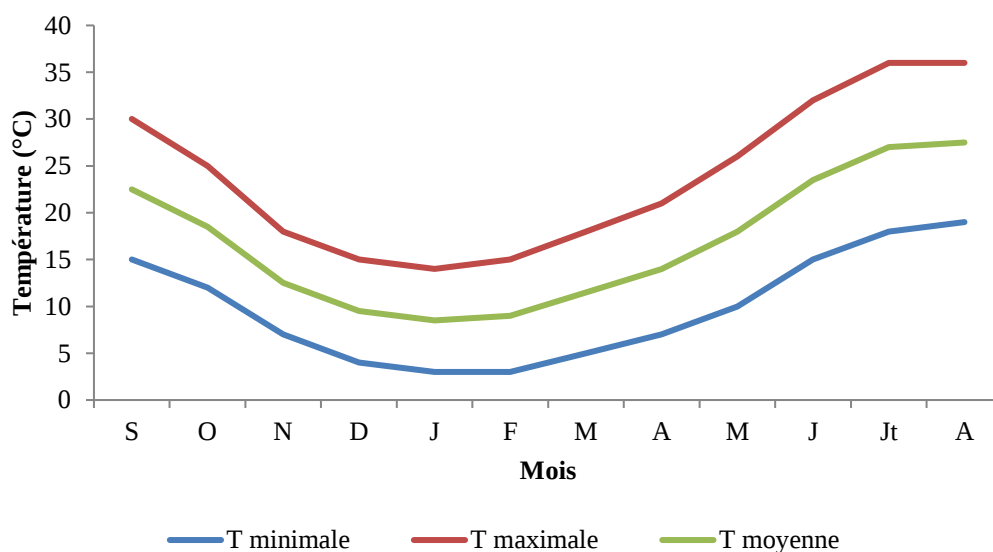


Figure III.11: Variation des températures moyennes mensuelles à la station de Saïda (1982/1983–2011/2012)

5- Régime climatique

5.1- Courbe pluviothermique

Conformément au critère défini par Gaussen et Bagnouls, un mois est qualifié de sec lorsque la hauteur moyenne mensuelle des précipitations (P, en mm) est inférieure ou égale au double de la température moyenne mensuelle (T, en °C). L'équation $P \leq 2T$, dite « limite de sécheresse », sert de référence à la construction des diagrammes pluviothermiques de Gaussen-Bagnouls, dans lesquels l'échelle des températures est représentée avec un rapport double par rapport à celle des précipitations.

Tableau III.13: Moyennes mensuelles des précipitations et des températures.
A la station de Saïda (1982/1983–2011/2012)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P(mm)	19,8	42,1	44,2	33,2	42	34,9	36,6	38,3	31,4	8,8	3,5	9,7
T(°C)	22,5	18,5	12,5	9,5	8,5	9	11,5	14	18	23,5	27	27,5

L'analyse du diagramme (fig.III.12) de la station de Saïda révèle que la période comprise entre mai et septembre correspond à une phase sèche, durant laquelle les températures moyennes excèdent les précipitations mensuelles. En revanche, les mois restants de l'année se caractérisent par un régime humide, marqué par un excédent pluviométrique par rapport aux températures.

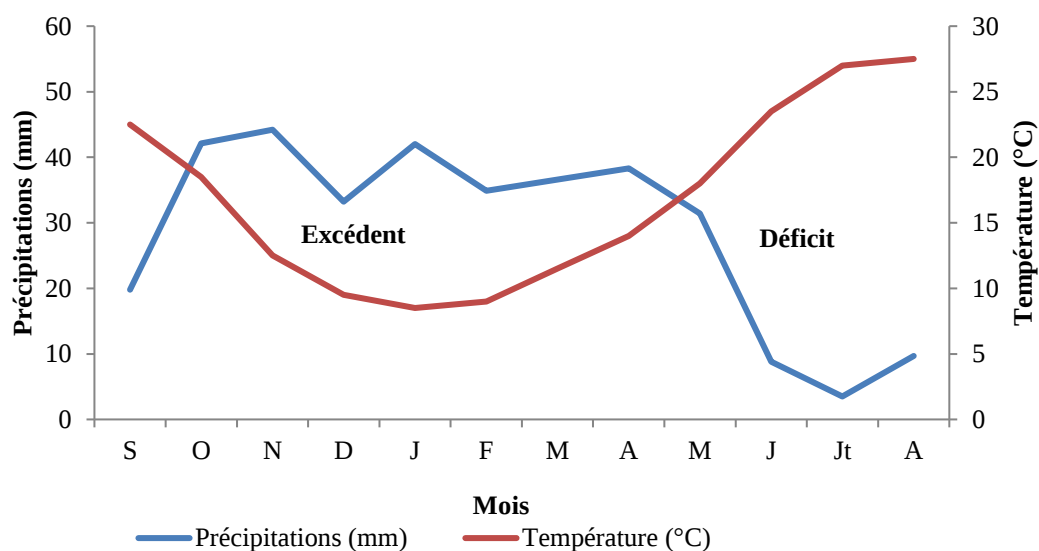


Figure III.12: Courbe pluvio-thermique de la station de Saïda (1982/1983–2011/2012)

Le diagramme ombrothermique met en relation l'évolution mensuelle des précipitations et de la température au cours de la période d'étude. On y distingue deux périodes :

- Période excédentaire (Automne-Hiver), de Septembre à Avril, les précipitations restent relativement élevées, avec des valeurs maximales observées en Octobre, Novembre et en janvier. Parallèlement, les températures sont modérées à basses, atteignant leur minimum en Janvier. Cette configuration traduit une période d'excédent hydrique, favorable à la recharge des nappes phréatiques, à l'augmentation des écoulements et le maintien de l'humidité des sols.
- Période déficitaire (fin du Printemps-Eté) où on observe une diminution progressive des précipitations, combinée à une augmentation marquée des températures, culminant en Juillet-Août. Les précipitations deviennent très faibles durant cette période, traduisant un déficit hydrique prononcé, caractéristique des régions à climat semi-aride à méditerranéen. Cette phase est associée à une forte évapotranspiration, à une réduction des écoulements de surface et à un stress hydrique important pour les écosystèmes et l'agriculture.
- Transition saisonnière marquant les mois de Mai et Septembre qui constituent des périodes de transition, marquant respectivement le passage vers la saison sèche et le retour progressif vers des conditions plus humides.

5.2-Indices de De Martonne

L'indice d'aridité de De Martonne³ ($I = 12,84$) indique un climat semi-aride (fig.III.13) avec une variabilité mensuelle décrite dans le tableau III.14.

Tableau III.14: Indice d'aridité mensuel à la station de Saida (1982/1983–2011/2012)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
i	7,31	17,73	23,57	20,43	27,24	22,04	20,43	19,15	13,46	3,15	1,14	3,10

³Pour $20 < I < 30 \rightarrow$ climat tempéré, $10 < I < 20 \rightarrow$ climat semi-aride.

$5 < I < 10 \rightarrow$ climat désertique, $I < 5 \rightarrow$ climat hyperaride. (Voir tableau 6 en annexe).

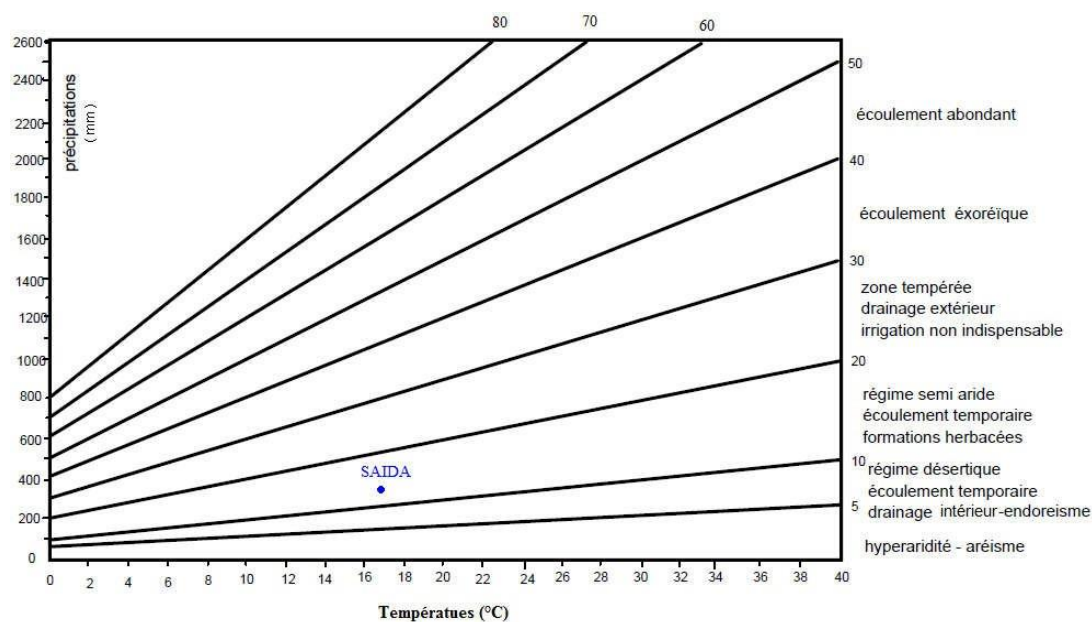


Figure III.13: Abaque d'indice d'aridité de De Martonne.

5.3-Indices de Moral

En ce qui concerne l'indice pluviométrique, la méthode de Moral⁴ permet d'établir, dans le tableau III.15, les indices qui indiquent 5 mois de sécheresse et 7 mois humides :

Tableau III.15: Valeurs des indices pluviométriques mensuels de Moral

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Annuel
P (mm)	19,8	42,1	44,2	33,2	42	34,9	36,6	38,3	31,4	8,8	3,5	9,7	344,5
T (°C)	22,5	18,5	12,5	9,5	8,5	9	11,5	14	18	23,5	27	27,5	16,83
I am	0,41	1,18	1,91	1,70	2,24	1,83	1,68	1,50	0,91	0,17	0,05	0,14	-
Catégorie	S	h	h	h	h	h	h	h	s	a	a	a	-
Im	0	+1	+1	+1	+1	+1	+1	+1	0	-1	-1	-1	+4

Tableau III.16: Indices de Moral

Station	P(mm)	T(°C)	Ia	Im
Saida	344,5	16,83	1,09	+4(0-7-2-3) (p-h-s-a)

Les différents indices utilisés aboutissent à un résultat cohérent. En effet, la région étudiée est globalement caractérisée par un régime semi-aride avec un Hiver humide.

⁴ La classification en mois secs et humides ne permettant pas de préciser les caractères climatiques, MORAL, a proposé de distinguer quatre types de mois définis par des relations (I). Chaque mois reçoit alors un poids spécifique en fonction de son type (II). (Voir tableau 6 en annexe).

6- Déficit d'écoulement

L'évapotranspiration constitue un élément fondamental du bilan hydrique. Elle représente la quantité d'eau perdue par le système, à la fois par évaporation à partir du sol et des surfaces libres, et par la transpiration des végétaux. L'estimation de l'évapotranspiration réelle, ainsi que du déficit hydrique ou du déficit d'écoulement, peut être réalisée à l'aide de différentes méthodes de calcul.

6.1- Méthode de Turc

L'évapotranspiration réelle est déterminée à l'aide de la formule suivante :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (\text{Eq. III.11})$$

avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm).

T : Température moyenne annuelle (°C).

$$L = 300 + 25T + 0,05T^3 \quad (\text{Eq.III.12})$$

Les résultats obtenus sont consignés dans le tableau suivant :

Tableau III.17: Evapotranspiration réelle d'après Turc.

	P	T	E.T.R.	E.T.R. % Précipitations
Station de Saida	344,5	16,83	339,40	98,52

6.2- Méthode de Coutagne

Le déficit d'écoulement est déterminé à partir de la relation suivante:

$$D = P - \lambda P^2 \quad (\text{Eq.III.13})$$

D: Déficit d'écoulement (m/an).

P: Précipitations moyennes annuelles (m/an).

T : Température moyenne annuelle (°C).

Le paramètre λ s'exprime par la formule suivante: $\lambda = \frac{1}{0,8+0,14T}$ (Eq. III.14)

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

$$\text{On a : } \lambda = 0,317 \frac{1}{8\lambda} = 0,394 \frac{1}{2\lambda} = 1,577 \quad (\text{Eq. III.15})$$

Pour la station de Saida, la méthode n'est pas applicable car $P < \frac{1}{8\lambda}$ donc le déficit d'écoulement est équivalent aux précipitations.

6.3- Méthode de P. Verdeil

Le report des précipitations annuelles sur l'abaque illustrant le phénomène en Algérie (figure III.14) permet d'estimer un déficit d'écoulement $D = 320$ mm, correspondant à 93 % des précipitations annuelles, tandis que la lame d'eau écoulee est évaluée à 24,5 mm, intégrant à la fois le ruissellement de surface et l'infiltration.

6.4- Méthode de WUNDT

Wundt a proposé un abaque permettant d'estimer le déficit d'écoulement à partir de la température moyenne annuelle et des précipitations. Son application à la station étudiée (fig. III.15) met en évidence un déficit annuel d'environ 330 mm, correspondant à 96 % des précipitations.

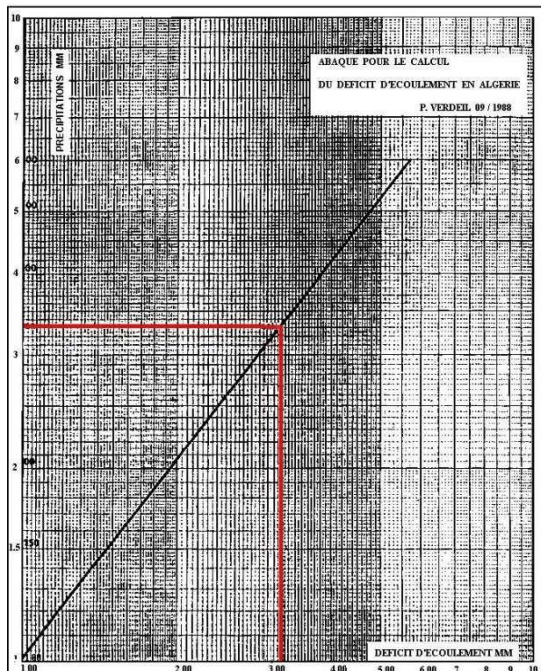


Figure III.14: Abaque de P. Verdeil.

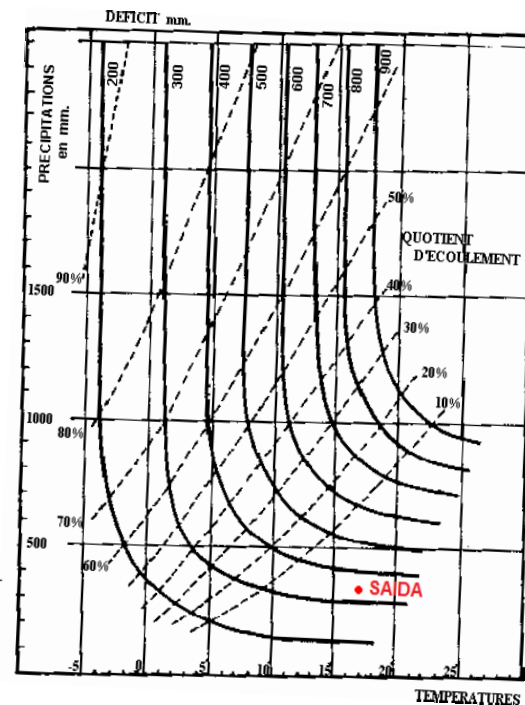


Figure III.15: Abaque de Wundt modifié par Coutagne

6.5- Méthode de Thornthwaite⁵

6.5.1- Evapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration représente le flux de vapeur d'eau restitué à l'atmosphère, issu à la fois de la transpiration des couverts végétaux et de l'évaporation à partir du sol, des surfaces d'eau libre et des éléments interceptant les précipitations. Les valeurs mensuelles de l'évapotranspiration potentielle (ETP), calculées sur l'ensemble de l'année, sont présentées dans le tableau ci-après :

Tableau III.18: Valeurs de l'ETP à la station de Saida (1982/1983–2011/2012)

	T(°C)	i	E.T.P. non corrigées (cm)	Coefficient de correction	E.T.P. corrigées (cm)
Septembre	22,5	9,75	10,02	1,03	10,32
Octobre	18,5	7,25	7,08	0,97	6,87
Novembre	12,5	4,00	3,53	0,87	3,07
Décembre	9,5	2,64	2,17	0,86	1,87
Janvier	8,5	2,23	1,78	0,88	1,57
Février	9	2,43	1,97	0,85	1,68
Mars	11,5	3,53	3,05	1,03	3,14
Avril	14	4,75	4,32	1,09	4,71
Mai	18	6,95	6,74	1,2	8,09
Juin	23,5	10,41	10,82	1,2	12,99
Juillet	27	12,85	13,85	1,22	16,89
Août	27,5	13,21	14,31	1,16	16,59
Annuel	16,83	80,02	-	-	87,79

L'évapotranspiration potentielle, calculée et corrigée par la formule de Thornthwaite atteint une valeur de 877,9 mm. Elle présente un maximum en Juillet et un minimum en Janvier.

⁵Voir tableaux 7,8 et 9 en annexe.

6.5.2- Evapotranspiration réelle (E.T.R.)

Le bilan hydrique de Thornthwaite intègre à la fois l'évapotranspiration réelle (ETR) et les précipitations. Le calcul de l'ETR distingue deux situations :

- Lorsque les précipitations mensuelles sont supérieures ou égales à l'évapotranspiration potentielle (ETP), l'ETR est assimilée à l'ETP.
- Lorsque les précipitations sont inférieures à l'ETP, l'ETR reste équivalente à l'ETP tant que le stockage hydrique du sol permet de compenser le déficit. Une fois cette réserve utile épuisée, l'ETR devient inférieure à l'ETP et un déficit d'évapotranspiration est enregistré.

À la station de Saïda, l'évapotranspiration réelle annuelle est évaluée à 344,5 mm. Le déficit hydrique agricole atteint 533,4 mm, principalement concentré entre les mois de Juin et Octobre, avec un maximum observé en Juillet. La réserve utile du sol se reconstitue progressivement de Novembre à Mai, sans toutefois conduire à la formation d'un excédent hydrique (tabl. III.19).

Tableau III.19: Bilan de Thornthwaite à la station de Saida (1982/1983–2011/2012).

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Annue I
P(mm)	19,8	42,1	44,2	33,2	42	34,9	36,6	38,3	31,4	8,8	3,5	9,7	344,5
ETP(mm)	103,2	68,7	30,7	18,7	15,7	16,8	31,4	47,1	80,9	129,9	168,9	165,9	877,9
RFU(mm)	0	0	13,5	28	54,3	72,4	77,6	68,8	19,3	0	0	0	
ETR(mm)	19,8	42,1	30,7	18,7	15,7	16,8	31,4	47,1	80,9	28,1	3,5	9,7	344,5
Déficit agricole(mm)	83,4	26,6	0	0	0	0	0	0	0	101,8	165,4	156,2	533,4
Excédent(mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

RFU⁵=100 mm

⁵Dans le bilan de Thornthwaite, **RFU (Réserve en Eau Facilement Utilisable) = 100 mm** signifie que le sol de cet endroit particulier peut stocker une quantité d'eau (disponible pour les plantes via l'évapotranspiration) d'environ 100 millimètres, ce qui est une valeur moyenne typique pour de nombreux sols, bien que la capacité puisse varier de 0 à 200 mm selon le type de sol et son sous-sol.

$$R = \frac{P^3}{3E^2} \text{ (m)} \quad (\text{Eq.III.16})$$

P = Précipitations moyennes annuelles (m). **E** = Evapotranspiration potentielle (m).

6.6-Discussion des résultats

Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle et réelle, calculées selon diverses méthodes, sont présentées dans le tableau III.20.

Tableau III.20: Résultats de l'E.T.R. d'après les différentes méthodes.

Paramètre	Méthode	Valeur (mm)	% Précipitations
E.T.P.	Thornthwaite	877,9	/
E.T.R.	Turc	339,40	98,52
	Coutagne	344,5	100
	Wundt	330	96
	Verdeil	320	93
	Thornthwaite	344,5	100

Les différentes estimations de l'évapotranspiration réelle présentant des valeurs comparables, la valeur retenue comme référence pour le calcul du bilan hydrologique est celle proposée par Verdeil, soit environ 320 mm.

La méthode de Verdeil a été retenue dans le cadre de cette étude en raison de son approche simple et pragmatique, permettant d'estimer l'évapotranspiration réelle à partir de données climatiques couramment disponibles, notamment les précipitations et les températures. Elle se distingue également par sa facilité d'application, sa robustesse et la bonne adéquation des résultats obtenus avec les conditions locales.

Afin d'établir le bilan hydrique du bassin, le facteur d'évapotranspiration a été évalué à l'aide de plusieurs méthodes empiriques, tandis que le ruissellement a été estimé en appliquant la formule de Tixeront-Berkaloff⁶. L'infiltration a ensuite été déduite à partir de l'équation du bilan hydrique, les résultats étant synthétisés dans le tableau III.21.

Tableau III.21: Bilan hydrique au niveau du bassin versant de Saïda.

Méthodes	P (mm)	ETR (mm)	P-ETR=R+I	R (mm)	I (mm)
Thornthwaite	344,5	344,5	0	0	0
Turc	344,5	339,40	-	0	0
Coutagne	344,5	344,5	0	0	0
Wundt	344,5	330	-	0	0
Verdeil	344,5	320 Soit 92,88%	24,5	14,17 Soit 4,11%	10,33 Soit 2,99%

Ces résultats doivent être considérés comme préliminaires et ne reflètent pas pleinement la réalité observée sur le terrain. Ils permettent néanmoins de mettre en évidence l'importance des volumes d'eau évaporés. Leur principale limite réside toutefois dans l'estimation de la lame d'eau infiltrée.

III.2. Etude hydrologique

L'écoulement des oueds est irrégulier, torrentiel en crue et souvent absent en période sèche, fortement contrôlé par le climat, la pente et la perméabilité des sols.

Le bassin de l'Oued Saïda se distingue par une forte irrégularité des précipitations, entraînant des écoulements eux aussi très variables. Dans le cadre de notre zone d'étude, l'analyse des débits de l'oued Saïda vise à fournir une vision globale du potentiel en eaux de surface du bassin. Cette étude repose sur les données de la station hydrométrique Sidi Boubekeur située à l'aval du bassin de l'oued Saïda, fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques. Les caractéristiques de la station hydrométrique étudiée sont présentées dans le tableau III.22.

Tableau III.22: Caractéristiques de la station hydrométrique de Sidi Boubekeur

Stations	Code	Coordonnées Lambert		Altitude
		X (Km)	Y(Km)	Z (m)
Sidi Boubekeur	111129	258,95	195,40	520

III.2.1. Analyse des débits

III.2.1.1. Débits mensuels

Les débits présentent une forte variabilité (tab.III.23, fig.III.16), traduisant un régime très irrégulier au cours de l'année. Ils amorcent généralement une augmentation à partir du mois de Septembre.

Tableau III.23: Moyennes mensuelles interannuelles des débits (m^3/s) (1989/1990-2011/2012).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	An
Station													
Sidi Boubekeur	0,39	1,18	0,74	0,69	0,87	0,70	0,98	0,59	0,40	0,22	0,09	0,13	0,58

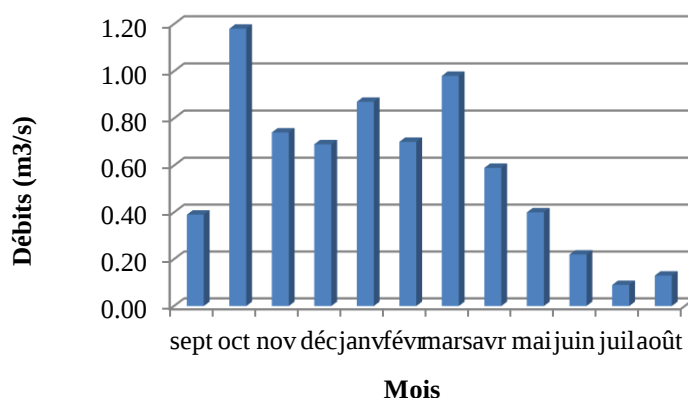


Figure III.16 : Histogramme des débits moyens mensuels interannuels (1989/1990- 2011/2012)

1. Variation mensuelle des débits en fonction des précipitations

D'après cette analyse, il apparaît une forte corrélation entre les précipitations et le régime des débits: les faibles débits observés coïncident avec la saison sèche, caractérisée par de faibles précipitations, tandis que les débits élevés correspondent à la saison pluvieuse marquée par des précipitations importantes. La représentation graphique des débits en fonction des précipitations met ainsi en évidence une évolution parallèle de ces deux paramètres tout au long de l'année (fig. III.17).

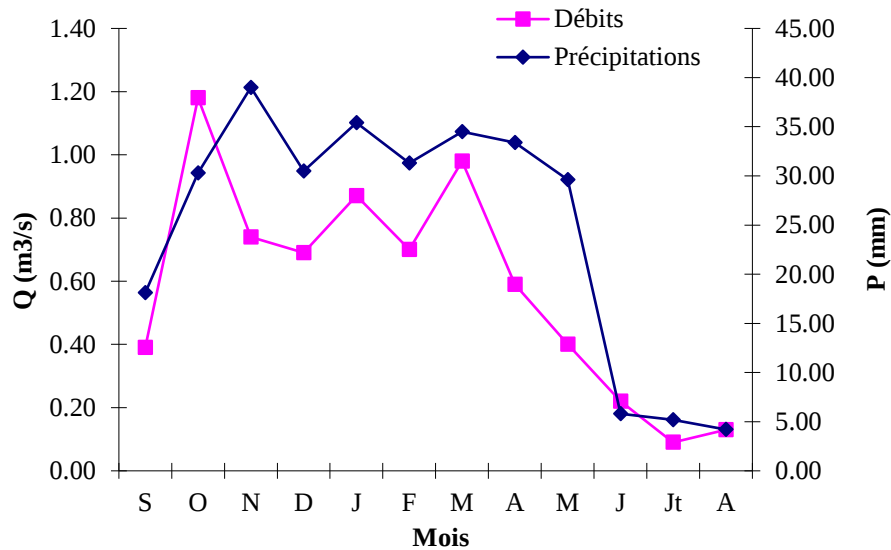


Figure III.17: Variation mensuelle des débits en fonction des précipitations à la station de Sidi Boubekeur (1989/1990-2011/2012).

III.2.1.2. Variation Saisonnière

L'étude de la variabilité saisonnière des débits représente l'approche la plus simple pour caractériser le régime d'un cours d'eau. Elle repose notamment sur l'analyse des coefficients mensuels de débit ainsi que des coefficients de variation.

A- Les régimes saisonniers et les coefficients mensuels des débits

Le régime d'un cours d'eau est caractérisé par les coefficients moyens de débit, définis comme le rapport entre les débits moyens mensuels et le module de la période étudiée. Les CMD inférieurs à 1 traduisent les périodes de basses eaux, tandis que les CMD supérieurs à 1 correspondent aux périodes de hautes eaux (tableau III.24).

Tableau III.24 : Répartitions des débits mensuels.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
M	0,39	1,18	0,74	0,69	0,87	0,70	0,98	0,59	0,40	0,22	0,09	0,13
CMD	0,67	2,03	1,28	1,19	1,50	1,21	1,69	1,02	0,69	0,38	0,16	0,22
Max	202,00	520,00	140,18	202,00	108,00	94,80	170,40	358,46	49,08	94,80	102,90	62,40
Min	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
σ	0,52	1,60	0,48	0,42	0,83	0,49	1,56	0,65	0,43	0,30	0,11	0,20
Cv	1,33	1,36	0,65	0,61	0,95	0,69	1,59	1,10	1,07	1,34	1,27	1,52

M : Débit moyen (m³/s), CMD : Coefficient mensuel de débit, Ma : Débit maximum du mois,
Min : Débit minimum du mois, σ : Ecart type, Cv : Coefficient de variation

Les régimes moyens de ce bassin, à alimentation essentiellement pluviale, se caractérisent généralement par des hautes eaux durant la saison froide, d'Octobre à Avril, et par des basses eaux en saison chaude, de Mai à Septembre. Le maximum mensuel des débits est observé en Octobre, tandis que le mois de Juillet enregistre le CMD le plus faible, correspondant au minimum mensuel d'écoulement.

La période de basses eaux débute de manière encore plus précoce, dès le mois de Mai. Cette situation s'explique principalement par la variabilité saisonnière des précipitations ainsi que par l'influence marquée des températures dans la région de Saïda, qui renforcent l'évapotranspiration potentielle (ETP). Il apparaît ainsi clairement que les régimes hydrologiques dépendent en grande partie des précipitations et des conditions thermiques, notamment de l'évaporation.

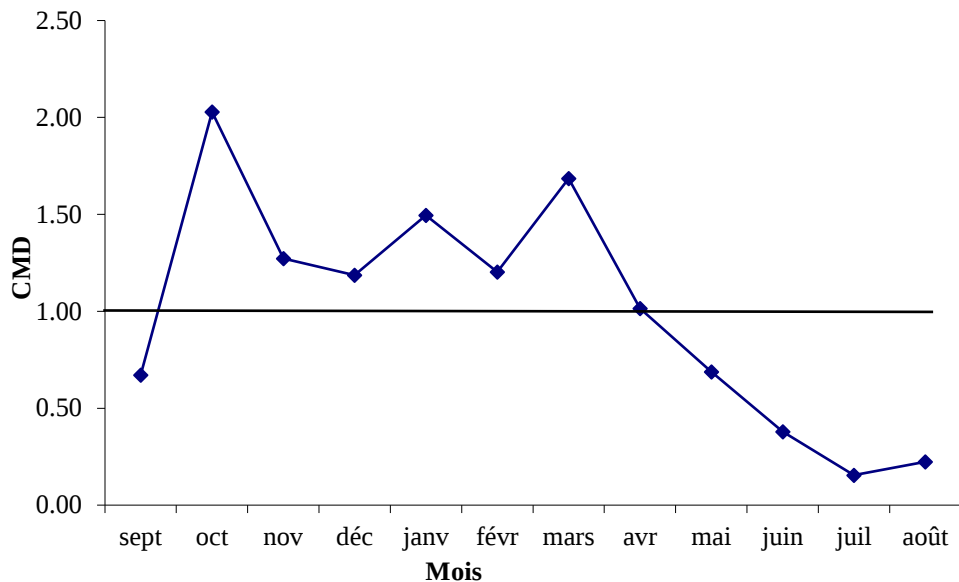


Figure III.18 : Courbe des coefficients mensuels des débits à la station de Sidi Boubekeur (1989/1990-2011/2012)

B- Coefficient de variation

L'irrégularité mensuelle et saisonnière des débits (tableau III.25) est clairement mise en évidence par les valeurs du coefficient de variation (Cv) calculées pour les différents mois de l'année. Les résultats montrent que l'écoulement mensuel présente une forte variabilité : pour certains mois, le Cv dépasse largement l'unité et varie entre 0,61 et 1,59 (fig. III.19).

La variabilité inter mensuelle des débits est globalement très marquée, probablement en raison de la faiblesse des précipitations et de leur caractère fortement irrégulier. Ces résultats témoignent d'un régime hydrologique présentant une variabilité encore plus accentuée que celle observée à l'échelle annuelle.

Contrairement aux précipitations, la variabilité maximale de l'écoulement fluvial se manifeste durant la saison froide, correspondant à la période des hautes eaux, notamment au mois de Mars. Cette situation s'explique par l'importance et la fréquence élevée des crues en saison froide. À l'inverse, la variabilité plus modérée des basses eaux peut être attribuée à la rareté des crues en saison chaude ainsi qu'au rôle dominant des apports souterrains, qui soutiennent l'écoulement des cours d'eau durant les périodes d'étiage.

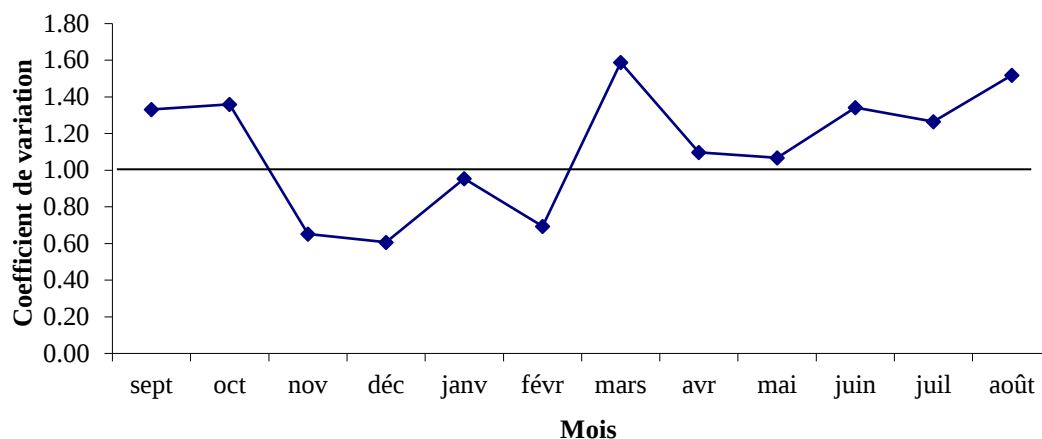


Figure III.19 : Courbes des coefficients de variations mensuelles des débits à la station de Sidi Boubekeur (1989/1990-2011/2012)

C- Les variations saisonnières des débits

Le tableau III.25 présente la distribution saisonnière des débits sur la période 1989/1990–2011/2012.

Tableau III.25 : Variation saisonnière des débits (1989/1990-2011/2012)

Sidi Boubekeur				
Saison	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Débit	2,31	2,26	1,97	0,44

La répartition saisonnière des débits (fig. III.20) indique que l'essentiel des écoulements se produit respectivement en Automne, en Hiver et au Printemps. Le pic observé en Automne s'explique par la fréquence des pluies orageuses au cours de cette saison.

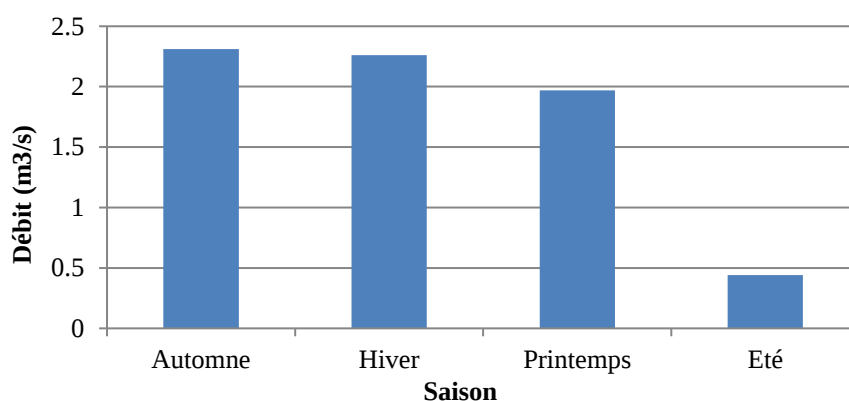


Figure III.20 : Variation saisonnière des débits moyens mensuels de la station de Sidi Boubekeur (1989/1990-2011/2012)

III.2.1.3. Débits moyens annuels

L'écoulement moyen annuel correspond au volume d'eau écoulé sur une année à l'exutoire d'un bassin versant. Le module brut, ou absolu, est généralement exprimé en m^3/s , tandis que le module spécifique est exprimé en $\text{L} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

1. Variation des débits annuels moyens bruts (m^3/s)

Le régime annuel présente une forte irrégularité d'une année à l'autre (fig. III.21). On constate que, sur plusieurs années, la majorité des débits moyens annuels reste inférieure au débit moyen interannuel. Les variations annuelles des modules, présentées dans le tableau III.26 et le tableau 10 en annexe, indiquent que le débit moyen à la station de Sidi Boubekeur est d'environ $0,58 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tableau III.26: Valeurs caractéristiques des modules au niveau du bassin versant de l'oued Saïda

Station	Moyenne (m^3/s)	Max (m^3/s) (année)	Min (m^3/s) (année)	Nbre d'années > moyenne	Coeff. Immodération $R = QM/Qm$	Coefficient Variation
Sidi Boubekeur	0,58	1,34 (1995-1996)	0,16 (1992-1993)	10 sur 23	8,38	0,54

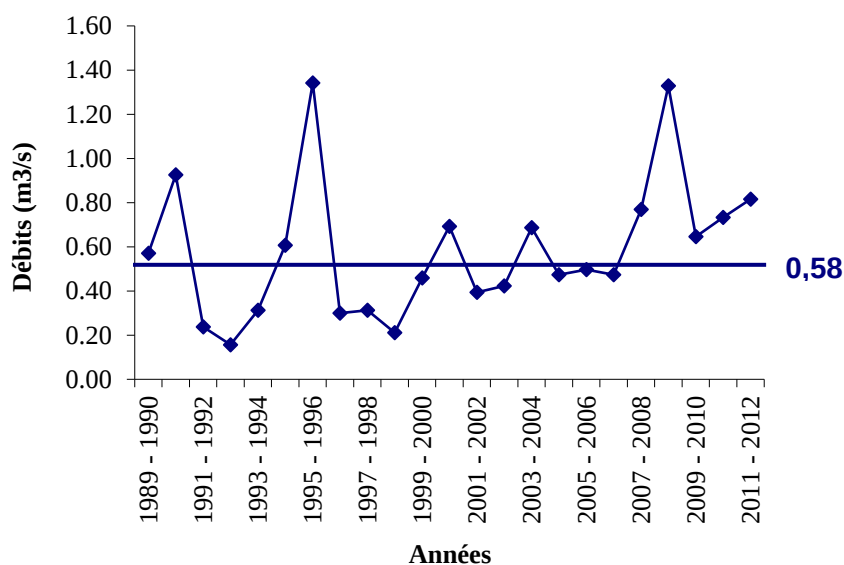


Figure III.21: Variations des débits moyens annuels à la station de Sidi Boubekeur (1989/1990-2011/2012)

Afin d'établir la relation entre les précipitations annuelles moyennes et les débits moyens annuels des cours d'eau, la figure III.22 illustre une corrélation linéaire forte, avec un coefficient de corrélation $r = 0,87$.

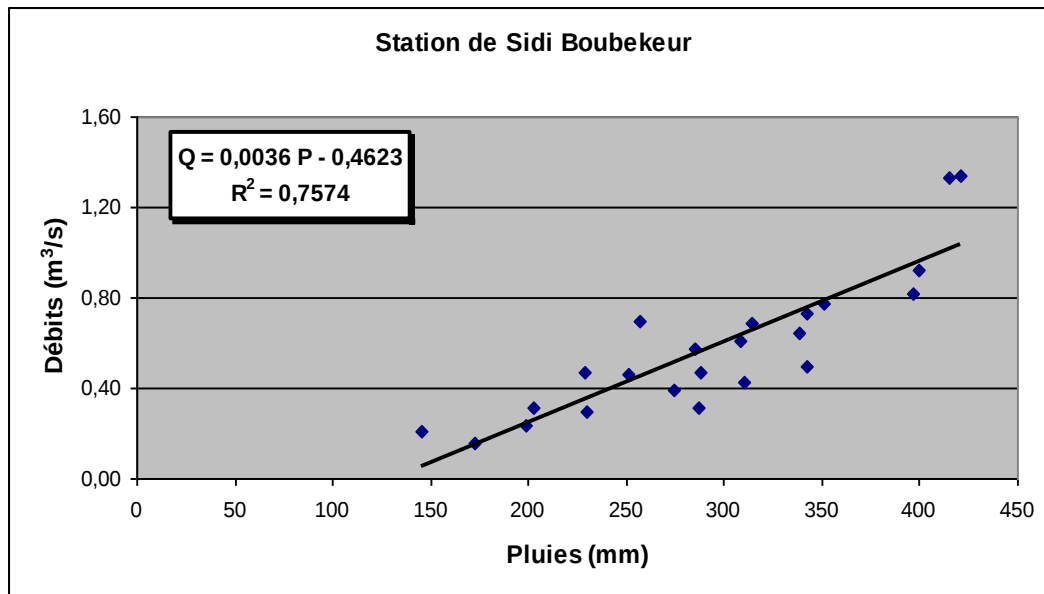


Figure III.22: Corrélation linéaire entre les pluies moyennes annuelles et les débits moyens annuels de la station étudiée.

De manière générale, il apparaît qu'il existe une étroite relation saisonnière et annuelle entre les précipitations et le régime des cours d'eau, les précipitations constituant le principal facteur déterminant les régimes hydrologiques et représentant la source fondamentale des débits.

2. Etude statistique des débits annuels

L'analyse fréquentielle des débits annuels revêt un intérêt majeur pour la conception des projets d'aménagement hydraulique. Dans cette étude, nous cherchons à déterminer une loi de distribution adaptée aux débits annuels. La forte variabilité des débits sur la période considérée, mise en évidence par des coefficients de variation supérieurs à 0,5, suggère un ajustement suivant une loi Log-normale. Pour en vérifier la pertinence, un ajustement graphique est réalisé, suivi du test du χ^2 .

Le test graphique (fig. III.23) montre que les débits moyens annuels suivent correctement une loi Log-normale pour un seuil de probabilité de 0,05.

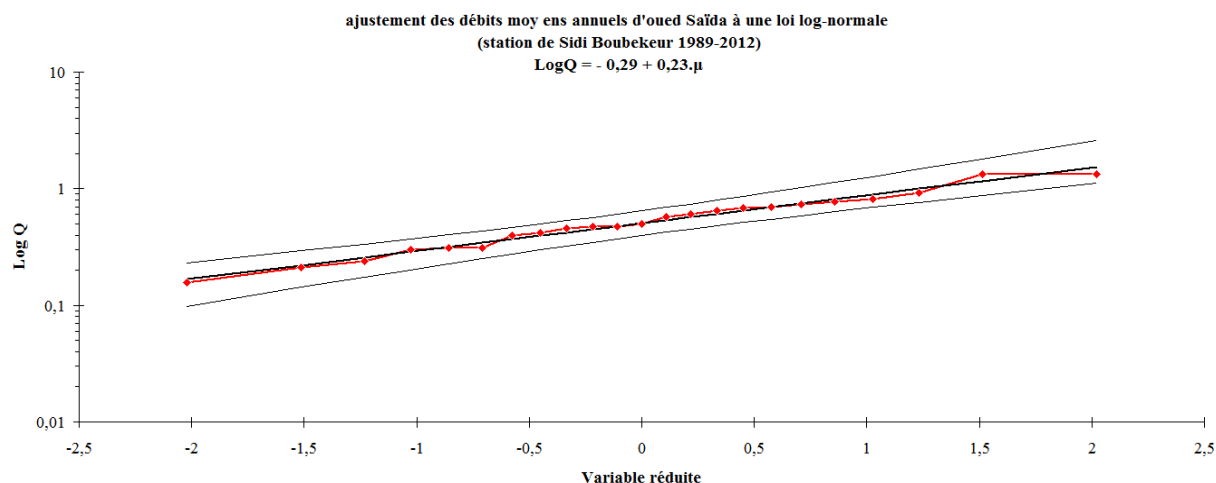


Figure III.23: Ajustement des débits moyens annuels à une loi log normale pour la station d'étude.

L'ajustement des débits moyens annuels de nos séries à la loi log normale⁶(fig. III.23) a permis d'obtenir les résultats présentés dans le tableau III.27, à partir desquels les principaux modules fréquentiels ont été estimés (Tableau III.28).

Tableau III.27: Ajustement à une loi log normale des modules annuels

Station Paramètres	Sidi Boubekeur
Moy Log Q	-0,29
$\sigma_{\text{Log}Q}$	0,23
Equation de la droite $\text{Log} Q = \text{Log } \bar{Q} + U\sigma_{\text{Log}Q}$	$\text{Log} Q = -0,29 + 0,23U$

$\text{Log } Q$ = logarithme des débits moyens, $\sigma_{\text{Log}Q}$ = écart type des logarithmes, U = variable réduite.

Tableau III.28: Modules caractéristiques pour des périodes de récurrences données en m³/s.

Période	T=02 ans F=0,50 U=0,000	T=05 ans F=0,80 U=0,841	T=10 ans F=0,90 U=1,282	T=20 ans F=0,95 U=1,645	T=50 ans F=0,98 U=2,054	T=100 ans F=0,99 U=2,327	T=1000 ans F=0,999 U=3,091
Sidi Boubekeur	0,51	0,80	1,02	1,25	1,57	1,82	2,77

⁶ L'adéquation à la loi log normale a été testée par le test du χ^2 (tableau 11 en annexe).

III.2.2. Relation pluie-débit

1. Corrélation annuelle

Nous avons étudié la corrélation simple entre les précipitations et les lames d'eau écoulées à la station de Sidi Boubekeur (Fig.III.24).

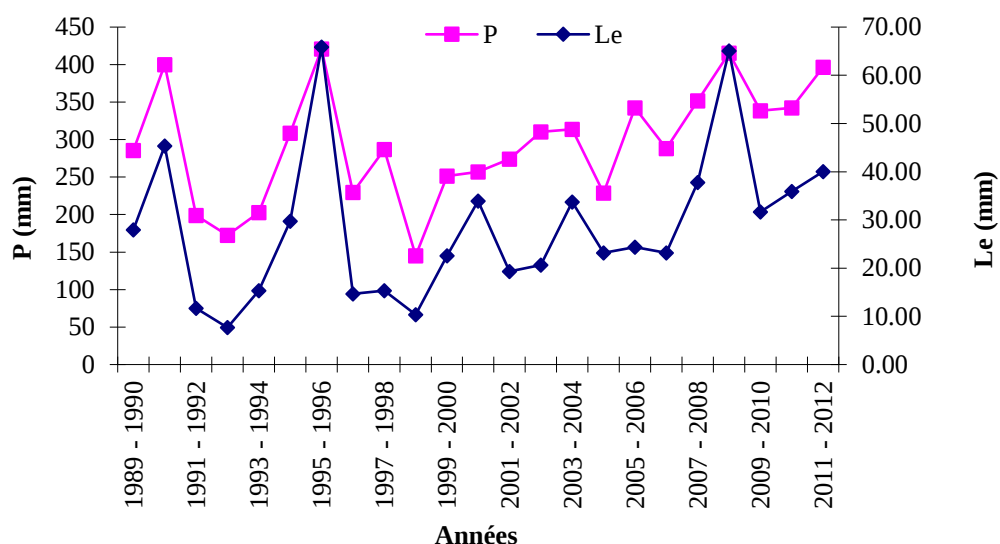


Figure III.24: Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Sidi Boubekeur).

Le tableau III.29 présente les résultats des coefficients de détermination ainsi que les modèles établissant la relation entre les précipitations et les lames d'eau écoulée.

Tableau III.29: Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée annuelle

Station	Linéaire	Exponentielle	Logarithmique	Polynomiale	puissance
Sidi Boubekeur	$Le = 0,1741P - 22,696$ $R^2 = 0,7573$	$Le = 3,7166e^{0,0065P}$ $R^2 = 0,8143$	$Le = 44,78 \ln(P) - 224,4$ $R^2 = 0,6778$	$Le = 0,0006P^2 - 0,1941P + 27,312$ $R^2 = 0,8268$	$Le = 0,0013P^{1,7405}$ $R^2 = 0,8003$

La modélisation par corrélation des données annuelles fournit de bons coefficients de corrélation, quel que soit le type de relation retenu (fig. III.25). Les tendances polynomiales et exponentielles apparaissent comme des corrélations acceptables.

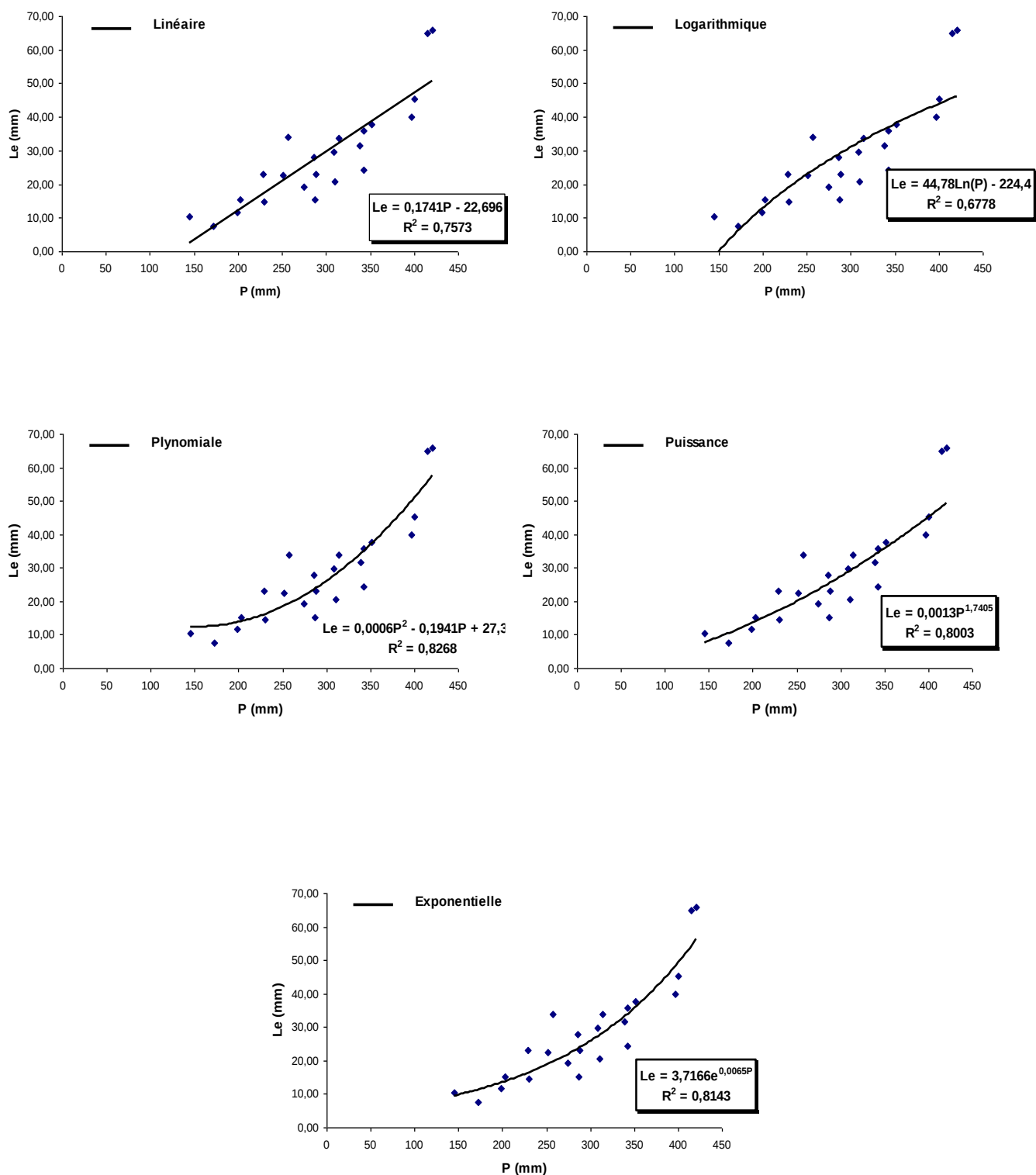


Figure III.25 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee annuelle (Station de Sidi Boubekeur).

2. Corrélation mensuelle

Tableau III.30 : Représentation des différents types de régression.

Station	Linéaire	Exponentielle	Logarithmique	Polynomiale	puissance
Sidi Boubekeur	$Le = 0,0897P + 0,0254$ $R^2 = 0,6972$	$Le = 0,3492e^{0,0662P}$ $R^2 = 0,8266$	$Le = 1,2049Ln(P) - 1,402$ $R^2 = 0,6488$	$Le = 0,0002P^2 + 0,0828P + 0,064$ $R^2 = 0,6974$	$Le = 0,1115P^{0,9202}$ $R^2 = 0,8232$

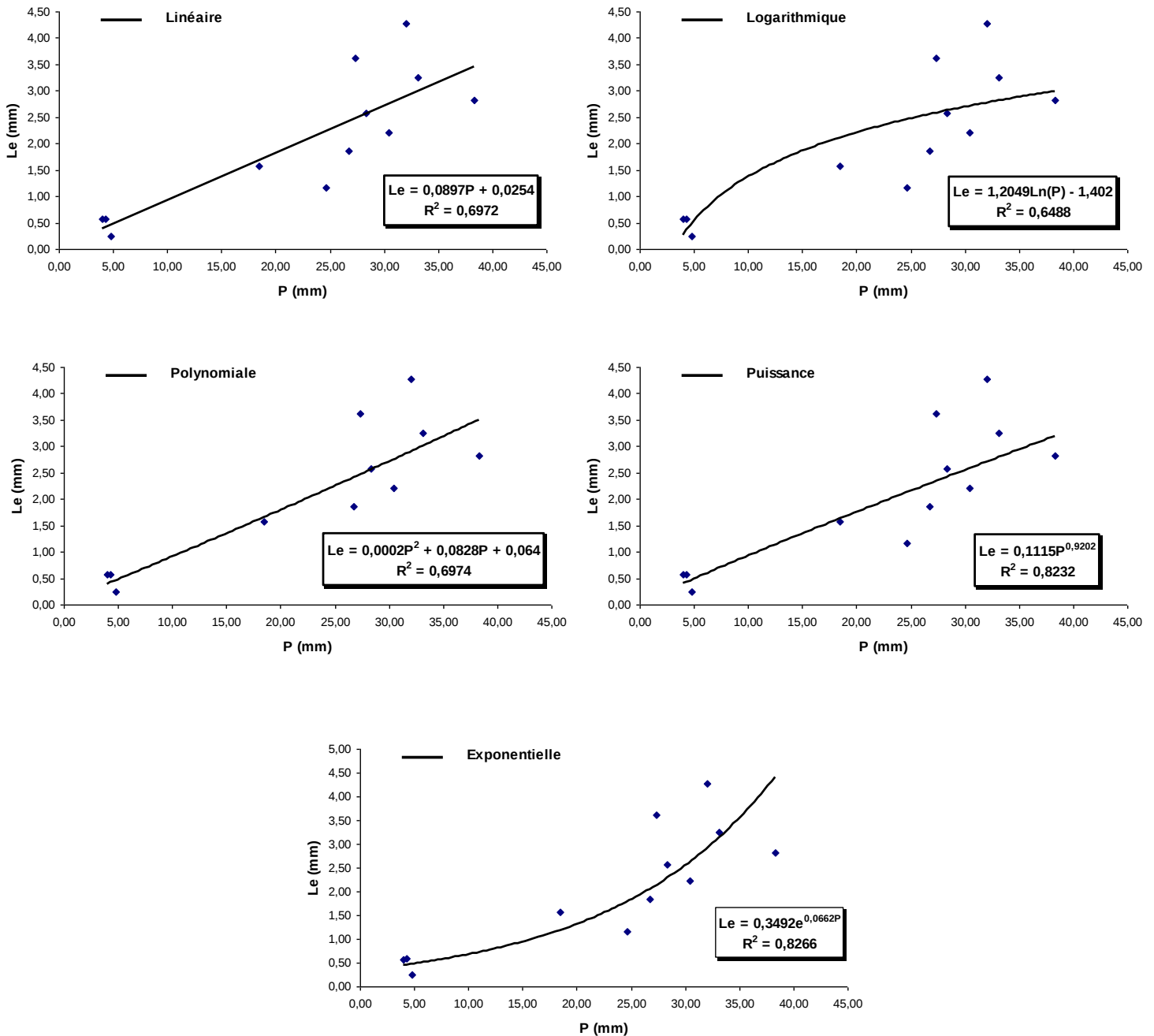


Figure III.26: Corrélations entre les lames d'eau écoulées et les pluies mensuelles (Station de Sidi Boubekeur)

Les corrélations entre les lames d'eau écoulées et les précipitations révèlent de bonnes relations à l'échelle mensuelle. Les lames d'eau écoulées s'ajustent bien à des lois de type exponentiel ou puissance pour la station de Sidi Boubekeur.

III.3. Conclusion

L'analyse des données climatiques indique que le bassin versant de l'oued Saïda est soumis à un climat de type semi-aride, caractérisé par une forte variabilité saisonnière. En effet, les hivers sont relativement froids et marqués par des précipitations importantes, tandis que les étés

sont très chauds et généralement secs. Cette alternance entraîne une distinction nette entre deux saisons principales : la saison humide, qui s'étend approximativement d'Octobre à Avril, et la saison sèche, prédominante de Mai à Septembre, période durant laquelle les précipitations deviennent rares et les températures atteignent leurs maximas.

L'étude des précipitations sur l'ensemble du bassin a permis d'estimer une lame d'eau moyenne annuelle de 321,2 mm, ce qui traduit une disponibilité modérée en eau. L'analyse détaillée des séries chronologiques pluviométriques pour la période 1982/1983–2011/2012 a conduit à retenir une valeur moyenne légèrement plus élevée, de 344,5 mm, comme représentative du régime pluviométrique de la région. Ces précipitations, concentrées principalement durant les mois d'Hiver et de Printemps, influencent directement les écoulements des cours d'eau et la recharge des nappes phréatiques.

Les températures mensuelles moyennes montrent également une forte amplitude saisonnière, avec un minimum de 8,5 °C en Janvier et un maximum de 27,5 °C en Août. Cette variation thermique accentuée a un impact significatif sur l'évapotranspiration, le régime hydrologique du bassin et la disponibilité en eau, notamment durant la saison sèche où l'évaporation peut largement dépasser les apports pluviométriques. Ainsi, la combinaison de précipitations limitées et d'étés très chauds fait de la gestion des ressources en eau un enjeu majeur pour ce bassin semi-aride.

L'analyse du bilan hydrologique à la station de Saïda révèle que la majeure partie des précipitations, soit environ 92,88 %, est rapidement restituée à l'atmosphère par le biais de l'évapotranspiration. Ce phénomène traduit la forte demande évaporative caractéristique des milieux semi-arides, où la chaleur et la faible humidité de l'air favorisent l'évaporation directe de l'eau des sols et des surfaces libres, ainsi que la transpiration des végétaux.

En revanche, seulement une petite fraction des apports pluviométriques contribue réellement aux ressources en eau disponibles pour le bassin. Le ruissellement de surface, qui alimente directement les cours d'eau et les systèmes de drainage, ne représente que 4,11 % des précipitations, tandis que l'infiltration des eaux dans le sol, qui permet la recharge des aquifères souterrains, se limite à 2,99 %. Ces proportions illustrent un déséquilibre hydrique significatif : malgré des précipitations annuelles notables, la quantité d'eau effectivement mobilisable pour les besoins humains, agricoles....etc, reste faible.

Cette situation met en évidence la vulnérabilité du bassin versant de l'oued Saïda face au stress hydrique. La combinaison d'une forte évapotranspiration, d'un ruissellement limité et d'une infiltration réduite signifie que la gestion durable des ressources en eau nécessite une attention particulière, notamment en termes de stockage, de conservation et d'optimisation des usages de l'eau.

Le régime des oueds est fortement irrégulier au cours de l'année, avec une augmentation des débits à partir du mois de septembre.

Les corrélations débits/précipitations mettent en évidence une relation saisonnière et annuelle étroite entre les précipitations et le régime des oueds, accompagnée d'un décalage temporel correspondant au temps de réponse.

Les données annuelles montrent des corrélations plus fortes, car la compensation et la régulation des écoulements dans le temps améliorent la correspondance avec les précipitations.

Chapitre IV

Etude de la variabilité hydro-climatique

IV. Introduction

L'Afrique du Nord figure parmi les régions les plus exposées aux effets du changement climatique, avec des répercussions majeures attendues sur la sécurité alimentaire, les ressources en eau et la fréquence des événements météorologiques extrêmes. Dans ce contexte, l'analyse de la variabilité climatique revêt une grande importance. La présente étude s'intéresse au bassin versant de l'Oued Saïda, situé dans les Hauts Plateaux algériens, une zone particulièrement sensible à ces évolutions environnementales.

La variabilité et le changement climatiques constituent aujourd'hui des préoccupations majeures à l'échelle mondiale, renforcées par la survenue d'événements marquants tels que les sécheresses prolongées observées dans les régions tropicales depuis les années 1970 (Sircoulon, 1976). Les impacts potentiels de ces évolutions ont suscité un important effort de recherche, tant à l'échelle internationale qu'en Algérie. De nombreuses études réalisées dans le contexte algérien témoignent de cet intérêt croissant (Laborde, 1993; Paturel et al. 1996; Haida et al. 1999; Meddi, 2001; El Mahi, 2002; Meddi et Hubert 2003; Talia, 2003; El Mahiet al. 2004; Ketrouci et al. 2004; Talia et Meddi, 2004; Khaldi, 2005; Ghenim et Megnounif 2011; Soubeyroux et al. 2012; Nouaceur et al. 2013; Megnounif et Ghenim, 2013; Khoualdia et al. 2014; Farah, 2014; Soro et al. 2014; Cheikh et al. 2015; Djellouli et al. 2016; Belarbi et al. 2016; Merabti, 2018; Otmane et al. 2018). Cet ensemble de travaux met clairement en évidence l'importance et la pertinence du phénomène étudié.

Les effets du changement et de la variabilité climatiques, tant à court qu'à long terme, sur les milieux naturels et les sociétés humaines, ont amené les communautés scientifiques et les décideurs à placer ces questions au premier plan des préoccupations mondiales. Au sein des composantes du système climatique, le cycle de l'eau occupe une position stratégique, ce qui confère aux modifications des régimes pluviométriques une importance particulière. La précipitation, élément clé du climat, influence fortement les écosystèmes ainsi que les activités humaines. Par ailleurs, sa relative facilité de mesure en fait une variable privilégiée des recherches climatiques, où de nombreuses études se concentrent spécifiquement sur l'analyse des régimes de pluie.

En hydrologie, deux formes principales de non-stationnarité retiennent particulièrement l'attention : les tendances et les ruptures. Les ruptures correspondent à des changements brusques dans les caractéristiques d'un processus aléatoire, tandis que les tendances reflètent une évolution progressive de ces propriétés au cours du temps.

L'essor de diverses méthodes d'analyse statistique a amélioré la compréhension des régimes hydrologiques et du fonctionnement des bassins versants. L'application de tests statistiques permet notamment de détecter des ruptures traduisant une modification du comportement hydrologique. Dans le cas de l'Oued Saïda, ces changements se manifestent notamment par une baisse des températures et une augmentation des précipitations, entraînant une alternance plus marquée entre périodes de déficit et d'excès de débits, ce qui accentue l'irrégularité du régime d'écoulement.

Dans le contexte actuel, la variabilité climatique n'est plus une notion abstraite, mais une réalité tangible qui exerce une influence significative sur les ressources en eau, alors même que la demande ne cesse de croître. Le changement climatique impose de nouvelles contraintes sur la disponibilité de cette ressource vitale pour de nombreux secteurs (Da Costa

et al., 2002; Ardoin-Bardin et al., 2003). Ainsi, analyser l'impact de la variabilité climatique sur les régimes de précipitations devient indispensable, notamment pour concevoir des stratégies adaptées en faveur d'un développement durable.

Ce travail s'inscrit dans une démarche visant à mieux comprendre la variabilité des précipitations et l'évolution des conditions de sécheresse au sein du bassin versant d'Oued Saida. Il s'agit plus précisément d'analyser de manière approfondie les séries annuelles de précipitations à l'aide d'indices climatiques et de tests de détection de ruptures. Une telle analyse constitue un outil précieux pour concevoir des stratégies adaptées aux exigences des projets de développement et pour optimiser la gestion des ressources en eau dans un contexte climatique en constante mutation.

IV.1. Matériel et méthodes

IV.1.1. Acquisition des données

Les données utilisées dans cette étude proviennent de l'Office National de la Météorologie (ONM) et de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), deux organismes de référence en matière d'informations climatiques et hydrologiques en Algérie. Leur contribution assure la fiabilité et la précision du jeu de données exploité.

Celui-ci porte sur le bassin versant d'Oued Saida et regroupe les mesures de précipitations enregistrées dans cinq stations météorologiques réparties à travers le bassin.

IV.1.2. Méthodes adoptées

Plusieurs approches ont été mobilisées pour évaluer la sécheresse dans le bassin versant d'Oued Saida, notamment l'Indice de Précipitation Standardisé (SPI), l'Indice d'Humidité Climatique (CMI), le test de Pettitt, la méthode bayésienne de Lee et Heghinian, ainsi que la segmentation d'Hubert. Ces outils offrent une lecture rapide et efficace de la variabilité hydro-climatique et, comme le soulignent Eriksen et Kelly (2006), permettent de comparer différentes périodes afin de mettre en évidence d'éventuels changements.

Les analyses statistiques ont été effectuées à l'aide du logiciel Khronostat de l'Institut de Recherche et de Développement (IRD), tandis que la spatialisation des résultats a été réalisée sous ArcGIS.

IV.1.2.1. Indice de Précipitation Standardisé

L'Indice de Précipitation Standardisé (SPI) est un outil largement utilisé pour quantifier la sécheresse, en évaluant les anomalies de précipitation sur différentes échelles temporelles. Il permet de classer systématiquement les épisodes de sécheresse et d'en apprécier la sévérité. Dans le cadre de cette étude, l'application du SPI a permis d'analyser les régimes pluviométriques historiques du bassin versant d'Oued Saida et d'identifier les périodes caractérisées par un déficit pluviométrique marqué. Créé par McKee et al. (1993), l'indice SPI est calculé selon la formule proposée par Lamb (1982) :

$$SPI = \frac{(Pi - Pm)}{\sigma_i} \quad (\text{Eq.IV.1})$$

Où:

Pi : Pluviométrie de l'année i,

Pm: Pluviométrie moyenne interannuelle sur la période de référence,

σ: Ecart type de la pluviométrie interannuelle sur la période de référence.

Le SPI a été utilisé par de nombreux auteurs (Giddings et al. 2005; Wu et al. 2001; Bodian, 2014).

Cet indice pluviométrique permet de caractériser la sévérité de la sécheresse selon différentes classes (tabl. IV.1) (Bergaoui et Alouini, 2001; Ardoin-Bardin et al., 2003; Ardoin-Bardin, 2004; Ali et Lebel, 2009; Lebel et Ali, 2009). À partir de cette classification, il devient possible de calculer le pourcentage d'années correspondant à chaque classe de SPI et d'en déduire l'importance relative du phénomène climatique.

Tableau IV.1: Proportion d'années correspondant à chaque classe de SPI pour l'ensemble des stations considérées sur la période étudiée.

Classe de SPI	Degré de la sécheresse	Période				1974-2012
		1974-1984	1984-1994	1994-2004	2004-2012	
SPI >2	Humidité extrême	0	0	6	2.5	2
1 < SPI < 2	Humidité forte	6	18	6	32.5	15
0 < SPI < 1	Humidité modérée	36	20	28	47.5	32
-1 < SPI < 0	Sécheresse modérée	34	28	48	17.5	33
-2 < SPI < -1	Sécheresse forte	25	34	12	0	18
SPI < -2	Sécheresse extrême	0	0	0	0	0
Total		100	100	100	100	100

IV.1.2.2. Indice d'humidité climatique (Climatic Moisture Index (CMI))

L'Indice d'Humidité Climatique (CMI) constitue un outil pertinent pour l'étude des changements du régime climatique, puisqu'il intègre à la fois l'évapotranspiration potentielle et les précipitations annuelles. Il a été utilisé par de nombreux chercheurs, parmi lesquels Willmott et Feddema (1992) et Vörösmarty et al. (2005). Le CMI correspond au ratio entre la pluviométrie annuelle et l'évapotranspiration potentielle annuelle. Pour que sa valeur soit comprise entre -1 et 1, il est défini selon la formule suivante :

$$CMI = \frac{P - PET}{P + PET} \quad (\text{Eq. IV.2})$$

P: Précipitations annuelles (mm).

PET: Evapotranspiration potentielle annuelle (mm).

La valeur du CMI varie entre -1 et 1 et permet d'interpréter l'état d'humidité du climat :

- $CMI < 0$: l'évapotranspiration potentielle excède les précipitations annuelles, indiquant un déficit d'humidité ou des conditions de sécheresse.
- $CMI > 0$: les précipitations annuelles surpassent l'évapotranspiration potentielle, traduisant un surplus d'humidité ou des conditions humides.
- $CMI = 0$: les précipitations et l'évapotranspiration potentielle sont équilibrées.

Cet indice constitue un outil précieux pour analyser et suivre les variations des régimes climatiques à l'échelle locale et régionale, notamment en ce qui concerne leurs répercussions sur l'agriculture et la gestion des ressources en eau.

$$CMI = (P/ETP) - 1 \text{ si } P < ETP$$

$$CMI = 1 - (ETP/P) \text{ si } P > ETP$$

À l'instar du SPI, les valeurs du CMI sont classées en trois catégories correspondant à différents types de conditions climatiques (tabl.IV.2). Il est donc utile de calculer le pourcentage d'années relevant de chaque classe afin de caractériser le type de climat dominant dans le bassin au cours d'une période donnée.

Tableau IV.2: Proportion d'années correspondant à chaque classe de CMI pour l'ensemble des stations considérées sur la période étudiée.

Classe de CMI	Degré de la sécheresse	Période				1974-2012
		1974-1984	1984-1994	1994-2004	2004-2012	
$CMI > 0$	Humide	0	0	0	0	0
$-0.6 < CMI < 0$	Semi-aride	26	24	16	57	29
$CMI < -0.6$	Aride	74	76	84	43	71
Total		100	100	100	100	100

IV.1.2.3. Tests de détection des ruptures

La détection de ruptures dans les séries chronologiques est essentielle pour mettre en évidence des changements significatifs dans les régimes climatiques, permettant ainsi d'identifier les années charnières du changement climatique. Une «rupture» correspond à une modification des caractéristiques statistiques ou de la distribution des données à un instant donné, généralement inconnu à l'avance (Bois, 1971; Brunet-Moret, 1977; Buishand, 1982; Lubes et al., 1994). Plusieurs méthodes ont été élaborées pour repérer ces ruptures :

IV.1.2.4. Test de Pettitt (Pettitt, 1979)

Ce test est destiné à identifier un point de rupture unique dans une série chronologique, correspondant au changement maximal possible. Il permet de détecter une modification significative dans la distribution des données pouvant refléter une variation du régime climatique. Il sert également à vérifier la stationnarité des séries de précipitations.

L'analyse statistique repose sur la comparaison de deux sous-séries, en testant l'hypothèse nulle selon laquelle elles appartiennent à la même population. Le test est basé sur le calcul de la variable U_t (Équation IV.3).

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad (\text{Eq.IV.3})$$

Le test de Pettitt repose sur la fonction signe de l'équation (IV.5), dans laquelle le signe de la différence entre chaque paire de valeurs de la série est déterminé par l'équation (IV.6).

$$D_{ij} = \text{sgn}(X_i - X_j) \quad (\text{Eq.IV.4})$$

$$\text{sgn}(X) = \begin{cases} 1, X > 0 \\ 0, X = 0 \\ -1, X < 0 \end{cases} \quad (\text{Eq.IV.5})$$

$$K_N = \max_{1 \leq t \leq N} |U_{t,N}| \quad (\text{Eq.IV.6})$$

Il propose de tester l'hypothèse nulle en utilisant la statistique K_N définie par la valeur absolue maximale de $U_{t,N}$ pour t variant de 1 à $N - 1$ (Equation IV.7). À partir de la théorie des rangs, Pettitt montre que si k désigne la valeur de K_N obtenue à partir de la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépasser la valeur K est donnée approximativement par :

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

Pour un risque de première espèce α donné, si $\text{Prob}(K_N \geq k)$ est inférieure à α , l'hypothèse nulle est rejetée. La série comprend alors une rupture localisée au moment τ , où K_N est observée. Une rupture primaire est définie comme une hétérogénéité identifiée par un test de rupture à partir de la série initiale. Une rupture secondaire est une rupture obtenue à partir d'une sous-série de la série de base.

IV.1.2.5. Méthode bayésienne de Lee & Heghinian (1977)

Comme le test de Pettitt, cette méthode a pour objectif de détecter un point de rupture unique et significatif dans une série chronologique, en s'appuyant sur une approche bayésienne. Elle permet de déterminer le moment précis où survient un changement notable dans la distribution des données (Hubert, 2000; Claudie, 2009).

Il s'agit d'une approche paramétrique qui nécessite une distribution normale des variables étudiées. Considérons une série X de N variables aléatoires X_i telle que :

$$X_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i=1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i=\tau+1, \dots, N \end{cases} \quad (\text{Eq.IV.8})$$

Où:

ε_i : Variables indépendantes identiquement distribuées selon $N(0, \sigma^2)$, de moyenne nulle et de variance constante σ^2 .

X est donc une série de variables normales de même variance qui change de moyenne d'une quantité δ entre τ et $\tau+1$. τ , μ , δ et σ sont des paramètres inconnus, $1 \leq \tau \leq N-1$, $-\infty < \mu < \infty$, $-\infty < \delta < \infty$, $\sigma > 0$. Nous admettons les distributions à priori de τ , δ , μ et σ , respectivement:

$$P(\tau) = \frac{1}{N-1} \tau = 1, 2, \dots, N-1 \quad (\text{Eq.IV.9})$$

$$P(\delta) = N(0, \sigma_\delta^2) = (\sigma_\delta \sqrt{2\pi})^{-1} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\delta}{\sigma_\delta} \right)^2} \quad (\text{Eq.IV.10})$$

$$P(\mu) = N(0, \sigma_\mu^2) = (\sigma_\mu \sqrt{2\pi})^{-1} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\mu}{\sigma_\mu} \right)^2} \quad (\text{Eq.IV.11})$$

$$P(\sigma) = \frac{1}{\sigma} \quad (\text{Eq.IV.12})$$

Dans cette méthode, τ et δ représentent respectivement le moment temporel et l'amplitude d'un éventuel changement de la moyenne. La procédure bayésienne s'appuie sur la distribution marginale a posteriori de τ et δ . Lorsque cette distribution est unimodale, la date de la rupture est estimée par le mode, avec une précision accrue lorsque la dispersion de la distribution est faible. Le point de rupture τ et les paramètres μ et δ sont initialement inconnus. La méthode calcule la fonction de distribution de probabilité a posteriori pour μ et δ en tenant compte de leurs distributions a priori et en supposant que le moment de la rupture suit une loi uniforme. L'intervalle correspondant à la rupture est déterminé par les valeurs des modes des δ .

IV.1.2.6. Segmentation d'Hubert et al. (1989)

La méthode de segmentation d'Hubert est unique en ce sens qu'elle peut détecter plusieurs points de rupture dans une série chronologique, s'ils existent. Cela est particulièrement utile lorsqu'il y a plusieurs changements significatifs dans le régime climatique au sein des données. Le principe de cette méthode consiste à diviser la série en m segments ($m > 1$) de sorte que la moyenne de chaque segment diffère de manière significative de celle des segments voisins.

La méthode de segmentation d'Hubert se distingue par sa capacité à détecter plusieurs points de rupture dans une série chronologique, lorsque ceux-ci existent. Elle est particulièrement adaptée aux situations où le régime climatique subit plusieurs changements significatifs au sein des données.

Le principe de cette approche consiste à diviser la série en m segments ($m > 1$) de manière à ce que la moyenne de chaque segment soit significativement différente de celle des segments adjacents.

$$N_K = i_K - i_{K-1} \quad (\text{Eq.IV.13})$$

$$\bar{X}_K = \frac{\sum_{i=i_{K-1}+1}^{i_K} X_K}{n_K} \quad (\text{Eq.IV.14})$$

$$D_m = \sum_{K=1}^{K=m} d_K \quad (\text{Eq.IV.15})$$

$$d_K = \sum_{j=i_{K-1}+1}^{i_K} (X - \bar{X}_K)^2 \quad (\text{Eq. IV.16})$$

Où:

i_K : $K=1,2,\dots, m$, est le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale du $k^{\text{ème}}$ segment,

X_K : Moyenne du $k^{\text{ème}}$ segment

D_m : Différence quadratique entre la série et la segmentation considérée.

Ces méthodes permettent d'évaluer et de repérer les changements brusques dans les régimes pluviométriques ou hydrologiques au fil du temps. Le test de Pettitt et la méthode bayésienne de Lee et Heghinian sont adaptés pour détecter un changement majeur unique, tandis que la segmentation d'Hubert peut identifier plusieurs ruptures lorsqu'elles existent dans une série chronologique.

Le logiciel Khronostat, développé par l'IRD-HSM à Montpellier (Boyer, 2002), constitue un outil précieux pour appliquer ces méthodes statistiques. Il facilite l'analyse des séries chronologiques, permet la visualisation des résultats et leur archivage au format numérique, offrant ainsi une ressource efficace pour les chercheurs travaillant sur les changements climatiques et la détection des années charnières dans les données climatiques.

IV.2. Résultats et discussion

Les données analysées révèlent un changement significatif des conditions climatiques, tel qu'indiqué par le SPI, sur la période 1974–2012 pour le bassin étudié, en s'appuyant sur les mesures de cinq stations pluviométriques (fig. IV.1).

1. **Augmentation de l'humidité modérée (36 - 47,5 %)** : Cette hausse indique une tendance vers des précipitations plus régulières et modérées. Elle peut avoir des répercussions sur l'agriculture, la gestion des ressources en eau et la santé des écosystèmes. Les agriculteurs pourraient être amenés à ajuster leurs pratiques afin de s'adapter à ces conditions changeantes.
2. **Diminution de la sécheresse sévère (25- 0 %)** : La forte réduction des épisodes de sécheresse intense constitue un résultat positif. Moins de périodes de sécheresse extrême signifie que la région a été moins exposée à des conditions critiques, ce qui bénéficie à l'agriculture, à l'approvisionnement en eau et renforce la résilience face aux contraintes climatiques.

3. **Variabilité marquée entre sécheresse et humidité** : La présence d'une alternance notable entre périodes de sécheresse et épisodes d'humidité intense révèle une forte irrégularité climatique au cours de la période étudiée. Ce type de variabilité peut entraîner des effets complexes et parfois difficiles à gérer sur les écosystèmes locaux, l'agriculture et la gestion des ressources en eau.
4. **Uniformité des variations d'humidité et de sécheresse entre les stations** : L'analyse montre que les cinq stations pluviométriques présentent des schémas similaires de sécheresse et d'humidité, suggérant l'existence d'une tendance climatique régionale affectant l'ensemble du bassin. La détection de tendances communes est essentielle pour comprendre les phénomènes climatiques à une échelle plus large.
5. **Absence de sécheresse extrême** : L'étude indique qu'aucun épisode de sécheresse extrême n'a été enregistré durant la période analysée. Cette observation est significative, car les sécheresses extrêmes peuvent avoir des impacts majeurs sur la société et l'environnement, entraînant des pénuries d'eau, des pertes agricoles et des perturbations des écosystèmes.

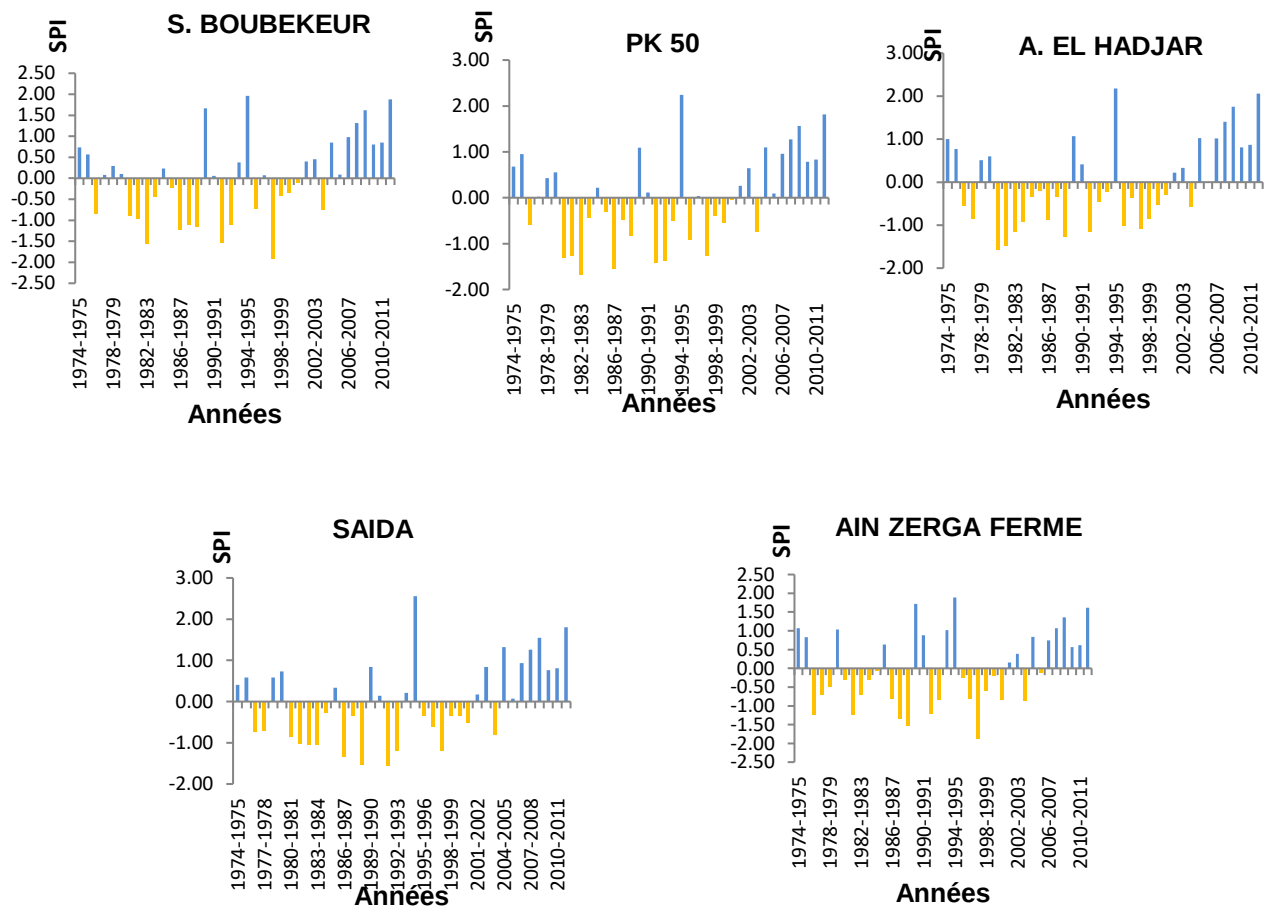


Figure IV.1: Valeurs annuelles de l'Indice Standardisé des précipitations de cinq stations pluviométriques sur la période 1974/1975-2011/2012

IV.2.1. Analyse spatiale

L'analyse spatiale constitue une approche précieuse pour examiner la variabilité des conditions climatiques à travers les différentes zones du bassin étudié au cours des périodes considérées. Elle permet de mettre en évidence des tendances climatiques locales, informations vitales pour la planification régionale, la gestion des ressources et la préparation face aux risques climatiques.

La représentation spatiale des valeurs moyennes de l'indice sur les différentes périodes, illustrée dans la figure IV.2, met en évidence des tendances marquées en matière d'humidité et de sécheresse dans la zone étudiée. Les principales constations peuvent être résumées comme suit :

- **Augmentation de l'humidité (2004-2012):** Les données indiquent que la période de 2004 à 2012 a connu des niveaux d'humidité plus élevés par rapport aux trois décennies précédentes. Cette augmentation de l'humidité est probablement due à une précipitation accrue ou à d'autres facteurs qui améliorent la disponibilité de l'humidité. Une humidité plus élevée peut avoir plusieurs impacts sur la région, y compris des avantages potentiels pour l'agriculture et les ressources en eau.
- **Sécheresse sévère (1984-1994):** En revanche, les données suggèrent que la région a connu une période de sécheresse notable de 1984 à 1994. Cela pourrait être dû à des périodes prolongées de précipitations réduites, entraînant des pénuries d'eau, des échecs de cultures et d'autres impacts négatifs sur l'environnement local et la société.

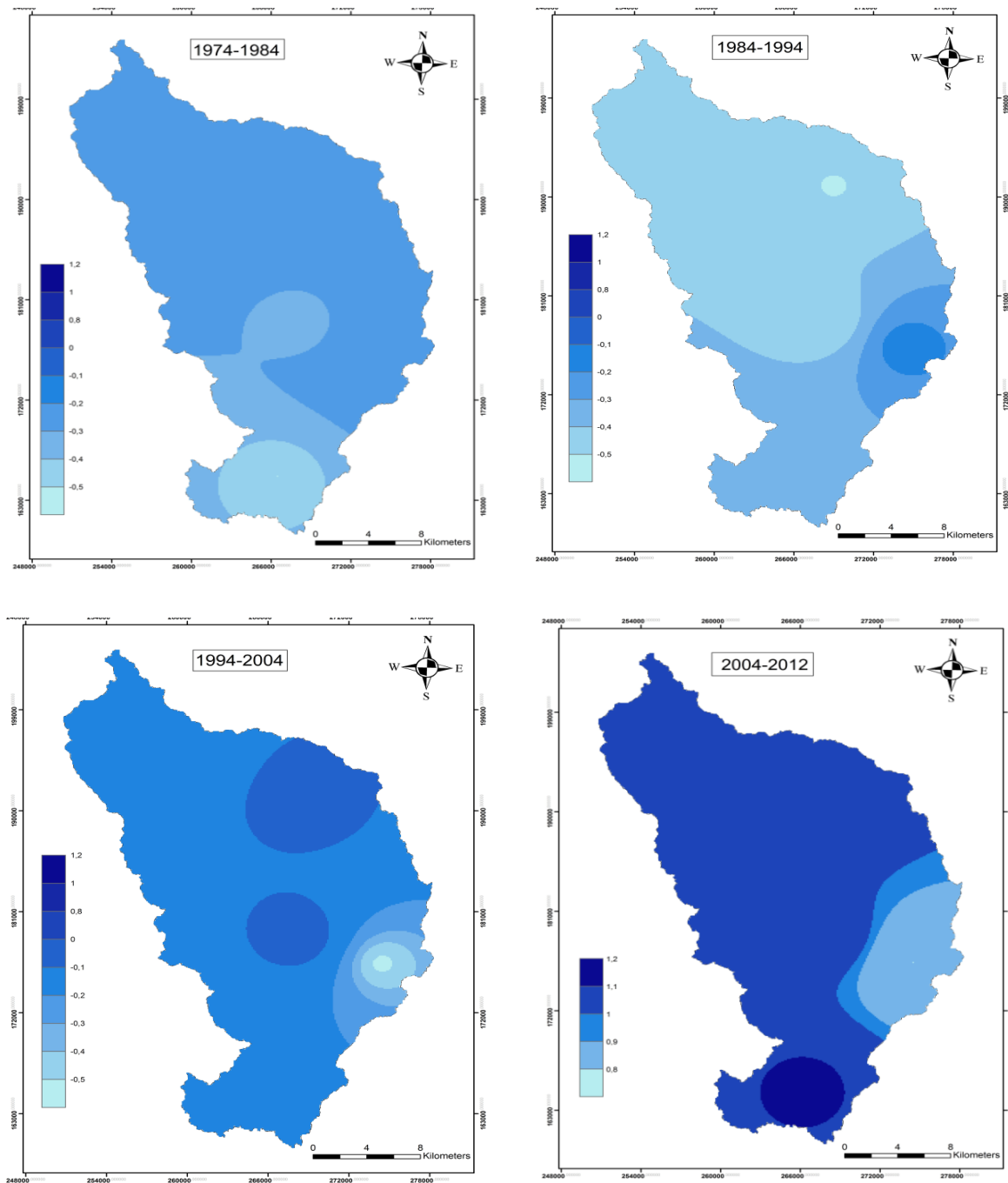


Figure IV.2: Répartition spatiale des valeurs moyennes de SPI sur différentes périodes.

Le tableau IV.2 et la figure IV.3, montrent les valeurs de l'indice d'humidité climatique (CMI), qui se situent dans les plages associées aux conditions semi-arides et arides. Ces valeurs reflètent l'aridité de la région et indiquent une disponibilité limitée en humidité.

L'analyse indique que la région a connu une variabilité climatique significative. Plus précisément, la transition d'un climat aride pendant la période 1974–2004 (84%) vers un climat semi-aride pour la décennie 2004–2012 (57 %) reflète des changements dans le bilan hydrique de la région.

La figure IV.4 montre les valeurs annuelles de CMI pour les cinq stations utilisées pour l'analyse de SPI. Ces stations affichent constamment des valeurs de CMI négatives, suggérant un déficit global de disponibilité en humidité au fil des ans. Des valeurs de CMI négatives indiquent des conditions sèches.

Le fait que les valeurs de CMI descendent fréquemment en dessous de 0,6 et atteignent jusqu'à 0,84, comme observé à la station de Sidi Boubekeur, souligne davantage la nature aride de la région et les défis posés par la disponibilité limitée en humidité.

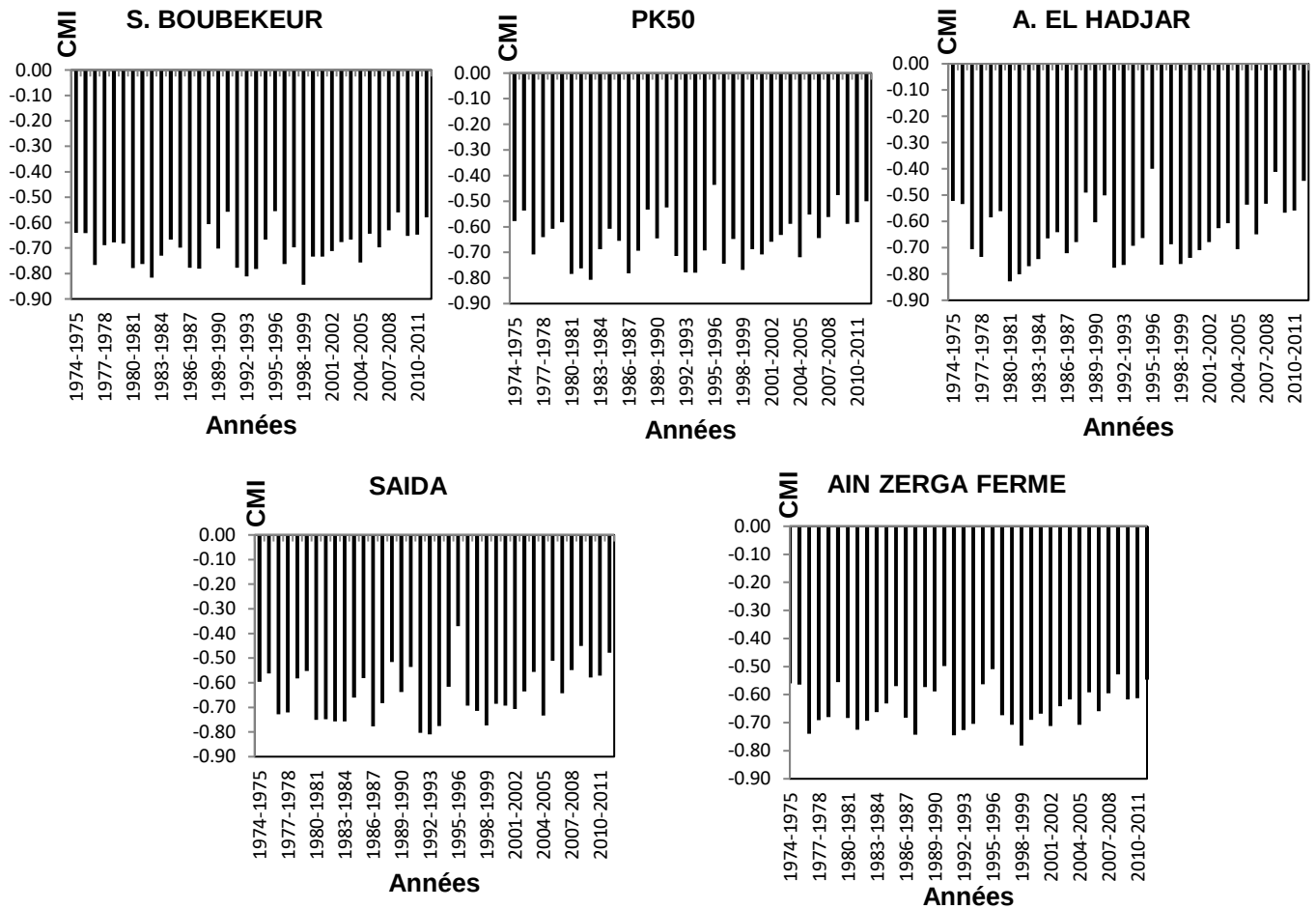


Figure IV.3: Valeurs annuelles du Climatic Moisture Index (CMI) de cinq stations pluviométriques (1974/1975-2011/2012).

La transition d'un climat aride à un climat semi-aride peut avoir diverses implications pour la région, notamment des impacts sur les ressources en eau, l'agriculture et les écosystèmes. Il est important de noter que la variabilité climatique et les changements d'aridité peuvent influencer les stratégies d'adaptation et les pratiques de gestion des ressources de la communauté locale.

Pour une analyse plus complète et afin d'obtenir une compréhension plus approfondie des causes et des conséquences potentielles de ces changements climatiques, il est essentiel de consulter les données spécifiques du CMI et de mener des recherches supplémentaires. De plus, se référer aux études climatologiques pertinentes et à la littérature scientifique sur les régions arides et semi-arides peut fournir des informations précieuses sur le contexte climatique plus large et les mesures potentielles à prendre pour faire face à ces conditions changeantes.

La figure IV.4 montre la distribution spatiale des valeurs du CMI pour différentes périodes. Elle indique qu'à mesure que l'on se déplace vers le Nord du bassin, le climat devient progressivement plus aride. Cela suggère que les zones nordiques connaissent des conditions plus sèches par rapport aux régions du Sud.

La figure IV.5, semble illustrer les changements dans le degré d'humidité au fil du temps. De 2004/2005 à 2011/2012, on observe une augmentation de l'humidité, suggérant une période de conditions relativement plus humides. Cependant, durant les années allant de 1974/1975 à 2003/2004, la région a connu plusieurs épisodes de sécheresse, avec la sécheresse la plus sévère enregistrée en 1997/1998.

Le schéma temporel commence par des années humides en 1974/1975 et 1975/1976, suivi d'une période prolongée de sécheresse de 1976/1977 à 2003/2004. Les années suivantes sont caractérisées par des conditions plus ou moins humides.

Les études récentes de Khoualdia et al. (2014) montrent une tendance vers un retour des précipitations pour la période 2001–2007. Cela implique qu'après la période de sécheresse, il y a eu une augmentation des précipitations, ce qui pourrait indiquer un changement des conditions climatiques.

L'Indice de Précipitation Standardisé (SPI) a mis en évidence deux périodes distinctes; une période de déficit (1974–2004), suivie d'une période de surplus (2005–2012).

En effet, les résultats obtenus montrent qu'au niveau de l'ensemble de notre région d'étude et pour tous les tests, la rupture a eu lieu durant les années 2002, 2005 et 2007 (tabl.IV.3). Les précipitations ont augmenté de manière significative après les années de rupture.

La variabilité hydro-climatique en termes de SPI et son impact sur les données de précipitations et de débit de 1974 à 2012 montrent une alternance d'années humides et sèches. 33 % des années sont caractérisées par une sécheresse modérée, indiquant un déficit de précipitations. Seules 18 % des années correspondent à un régime de sécheresse plus sévère. En revanche, 32 % des années se situent sous un régime d'humidité modérée, et les 17 % restants représentent des niveaux d'humidité allant de élevés à extrêmes (tabl. IV. 4).

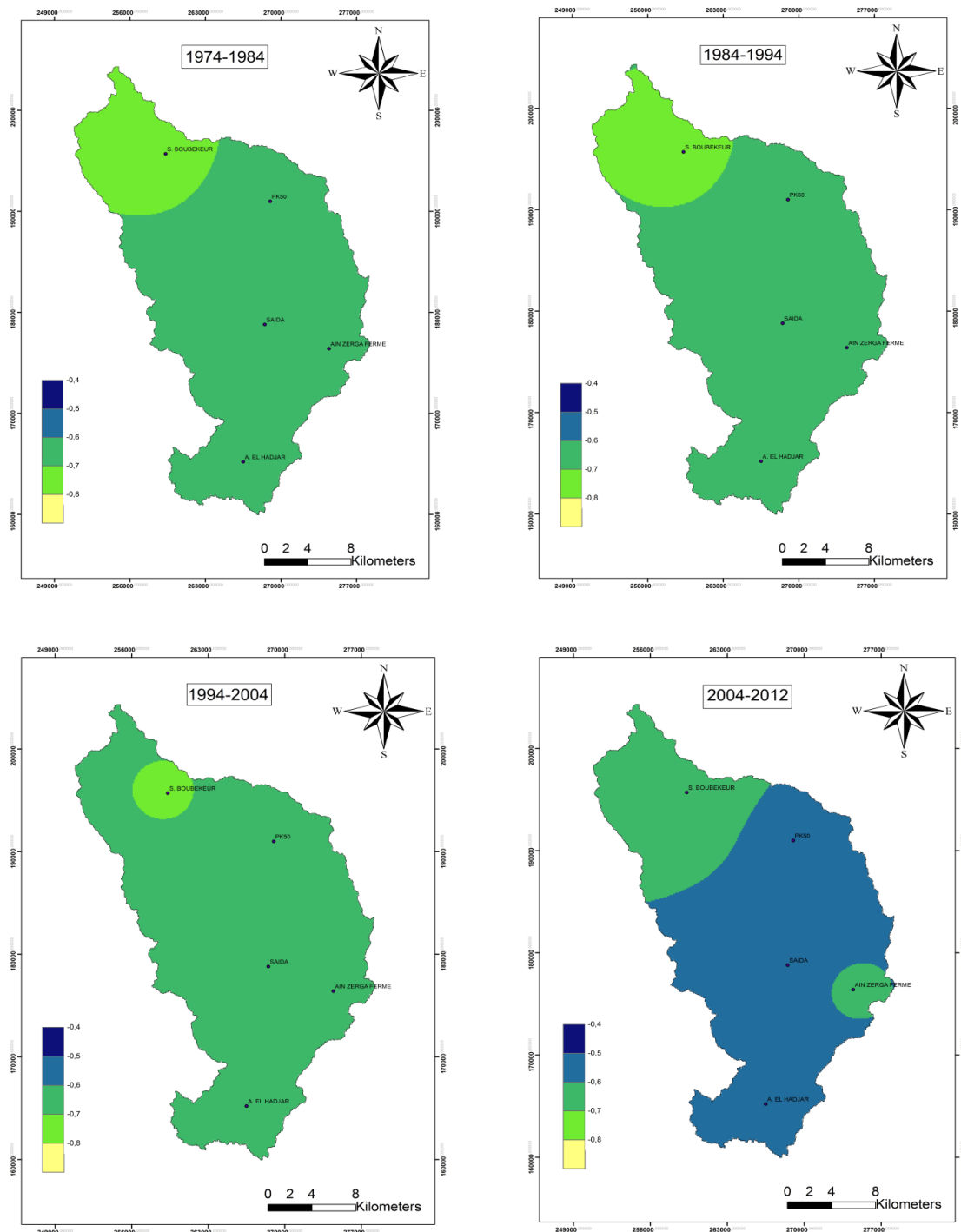


Figure IV.4: Répartition spatiale des valeurs moyennes du CMI sur différentes périodes.

Le SPI calculé à partir des données de débit indique que 57 % des années sont sous un régime de sécheresse, avec 13 % connaissant des conditions de sécheresse forte et 44 % faisant face à une sécheresse modérée. Les 43 % restants des années présentent une humidité d'intensité variable.

Il est à noter que la sécheresse, en général, est plus modérée lorsqu'elle est évaluée à l'aide des deux paramètres hydroclimatiques (précipitations et débit). Cependant, un nombre significatif d'années a souffert de sécheresse très sévère, et ce nombre semble être plus élevé lorsqu'on utilise les données de précipitations comme base d'évaluation.

En fonction de l'écart relatif des débits moyens annuels par rapport à la moyenne interannuelle pour la station de Sidi Boubekeur (Exutoire du bassin) entre 1989 à 2012.

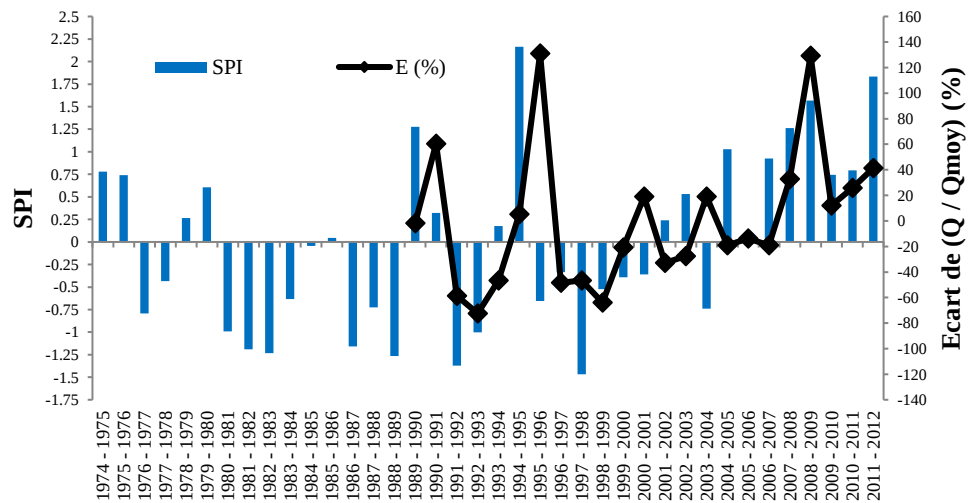


Figure IV.5: Evolution de l'Indice Standardisé des Précipitations de cinq stations pluviométriques (1974/1975-2011/2012).

Tableau IV.3: Résultat des tests de rupture appliqués aux données pluviométriques (5 stations) en mm (1974/1975-2011/2012) et hydrométrique (Sidi Boubekeur en m³/s) (1989/1990-2011/2012).

Stations	Test de rupture	Année ou période de rupture	Moyenne avant 1 ^{ière} rupture (m1)	Moyenne après 1 ^{ière} rupture (m2)	Variation relative entre m1 et m2 (excès)(%)
SIDI BOUBEKEUR	Lee et Heghinian	2007	268,5mm	368,8mm	37,35
	Pettitt	2002	263,5mm	332,7mm	26,26
	Segmentation Hubert	[1975-2005] [2006-2012]	265,5mm	353,5mm	33,14
PK50	Lee et Heghinian	2005	309,2mm	422,2mm	36,54
	Pettitt	2002	306,4mm	396,1mm	29,27
	Segmentation Hubert	[1975-2005] [2006-2012]	309,2mm	422,2mm	36,54
SAIDA	Lee et Heghinian	2005	308,9mm	439,2mm	42,2
	Pettitt	2002	305,6mm	409,5mm	33,99
	Segmentation Hubert	[1975-2005] [2006-2012]	308,9mm	439,2mm	42,2
AINZARGA	Lee et Heghinian	2007	323,4mm	401,3mm	24,08
	Pettitt	acceptée			
	Segmentation Hubert	1975-2012	333,6mm		
A. EL HADJAR	Lee et Heghinian	2007	314,8mm	474,6mm	50,76
	Pettitt	acceptée			
	Segmentation Hubert	[1975-2005] [2006-2012]	310,01mm	450,4mm	45,28
Station hydrométrique de Sidi Boubekeur	Lee et Heghinian	2007	0,51m³/s	0,80m³/s	56,86m³/s
	Pettitt	acceptée			
	Segmentation Hubert	1990-2012			

L'analyse statistique de la variabilité des séries de précipitations et hydrologiques a mis en évidence la présence de ruptures, témoignant d'un changement dans le régime des précipitations et donc hydrologique. L'application des SPI a permis d'évaluer la variabilité climatique en mettant en lumière une alternance de phases humides et sèches ainsi que des fréquences de débits déficitaires et excédentaires. En général, le bassin a connu des périodes d'humidité et de sécheresse liées à un changement de circulation atmosphérique, avec une tendance vers l'humidité durant la période (2005-2012).

Tableau IV.4: Ampleur de la sécheresse et de l'humidité entre 1974-2012.

Variables	Gamme SPI	Interprétation	% d'années
Pluviométrie (1974-2012)	SPI >2	Humidité extrême	2
	1 < SPI <2	Humidité forte	15
	0 < SPI <1	Humidité modérée*	32*
	-1 < SPI <0	Sécheresse modérée*	33*
	-2 < SPI < -1	Sécheresse forte	18
Hydrométrie (1989-2012)	SPI >2	Humidité extrême	9
	1 < SPI <2	Humidité forte	4
	0 < SPI <1	Humidité modérée*	30*
	-1 < SPI <0	Sécheresse modérée*	44*
	-2 < SPI < -1	Sécheresse forte	13

*Le phénomène climatique dominant

L'utilisation de tests statistiques permet de détecter les années de rupture dans les différentes séries d'observations pluviométriques et hydrométriques. L'analyse des séries de précipitations sur la période 1974–2012, dans le bassin versant d'Oued Saida, montre que les chroniques ne sont pas stationnaires et qu'elles ont subi au moins une rupture. Ces résultats corroborent ceux de l'étude de Khoualdia et al. (2014), où des ruptures primaires significatives sont détectées dans les séries de précipitations du bassin versant de la Medjarda.

L'analyse des données pluviométriques a montré une augmentation de la fréquence des années humides à très humides. Les observations faites en 2007, 2008, 2009 et 2010 confirment également la prédominance des conditions plus humides, comme l'a confirmé le ministère de l'Agriculture, du Développement rural et de la Pêche en Algérie, qui a annoncé durant cette période une production céréalière record de 6,2 millions de quintaux, un chiffre jamais atteint par l'agriculture algérienne. Les chiffres publiés par le ministère des Ressources en eau et de l'Environnement d'Algérie montrent également un taux de remplissage des différents barrages de plus de 70 % au cours des 3 dernières années de la période d'observation.

IV.3. Conclusion

L'étude des données hydro-climatiques du bassin versant d'Oued Saida sur quatre décennies (1974–2012) met en évidence :

- **Augmentation des précipitations et des débits**

Il y a une augmentation notable et persistante des précipitations et des débits au cours de la dernière décennie de la série d'observation (2002–2012) par rapport aux années précédentes (1974–2004).

- **Variabilité climatique**

La période de 1974 à 2012 dans le bassin versant d'Oued Saida est caractérisée par une variabilité climatique, avec des ruptures significatives des précipitations en 2002, 2005 et 2007. Ces ruptures ont entraîné un excès de précipitations et une plus grande occurrence de fortes pluies, indiquant un passage vers des conditions de surplus.

- **Caractéristiques de la sécheresse**

Malgré l'augmentation observée des précipitations et des débits, l'analyse indique que la sécheresse a principalement eu un caractère modéré au fil des ans.

- **Rupture en 2007**

Les tests de rupture appliqués aux données hydrométriques confirment une rupture unique et significative en 2007, suggérant un changement notable des conditions hydro-climatiques au cours de cette année.

- **Analyse du régime pluviométrique**

Une analyse de quatre décennies du régime pluviométrique dans le bassin versant d'Oued Saida révèle une augmentation des précipitations à partir de 2005. L'indice SPI montre une période de déficit de 1974 à 2004, suivie d'une période de surplus de 2005 à 2012.

- **Humidité climatique et événements de pluies extrêmes**

Les résultats des indices d'humidité climatique (CMI) indiquent une transition vers un climat semi aride au cours de la dernière décennie. Ces résultats sont en accord avec une étude précédente menée par Nouaceur et al. (2013), qui a noté un retour à des précipitations plus abondantes après près de deux décennies de sécheresse, ainsi qu'une augmentation des événements de pluies extrêmes.

- **Conditions plus humides et production agricole**

Les observations de 2007 à 2012 confirment la prédominance de conditions plus humides. Le ministère algérien de l'Agriculture a signalé une production céréalière record en 2010, et le ministère des Ressources en eau a enregistré des taux de remplissage élevés des barrages, ce qui indique tous deux l'impact positif de l'augmentation des précipitations (Khoualdia et al. 2014).

À partir des résultats obtenus et pour une meilleure gestion des ressources en eau, il serait nécessaire de :

- Surveiller en continu l'évolution de la sécheresse par l'application de nouveaux indices permettant de la mettre en évidence.
- Améliorer les systèmes d'observation est nécessaire pour disposer de données fiables et suffisantes afin de mieux caractériser le climat et de faire de bonnes prévisions, ce qui devrait contribuer à une meilleure adaptation aux effets probablement néfastes de la variabilité climatique. Ces résultats peuvent être utilisés pour prédire les sécheresses dans les bassins versants, ce qui permet une planification et une gestion des ressources en eau et des activités agricoles, ainsi que le développement de mesures d'adaptation à la sécheresse.

Cette étude s'est d'abord attachée à analyser la variabilité climatique et hydro-climatique du bassin versant de l'Oued Saïda à travers l'exploitation de séries de données couvrant la période 1974–2012. L'application d'indices climatiques et hydrologiques a permis de mettre en évidence des évolutions significatives du régime pluviométrique et des écoulements, révélant un changement progressif des conditions hydro-climatiques du bassin.

Les résultats montrent une augmentation notable des précipitations et des débits au cours de la dernière décennie de la série d'observation (2002–2012), comparativement à la période antérieure (1974–2004). Cette évolution traduit un renforcement des apports hydriques, susceptible d'influencer directement la réponse hydrologique du bassin. L'analyse de la variabilité climatique met également en évidence plusieurs ruptures significatives dans les séries pluviométriques, notamment en 2002, 2005 et 2007, marquant une transition vers des conditions plus humides et une fréquence accrue des épisodes de pluies intenses. Les tests de rupture appliqués aux données hydrométriques confirment par ailleurs une rupture majeure en 2007, indiquant un changement durable du régime hydro-climatique à partir de cette date.

L'étude du régime pluviométrique à l'aide de l'indice SPI révèle une longue période déficitaire s'étendant de 1974 à 2004, suivie d'une phase excédentaire entre 2005 et 2012. Bien que cette évolution suggère un retour à des conditions plus favorables, l'analyse des indices de sécheresse indique que la sécheresse observée sur l'ensemble de la période demeure principalement modérée, sans épisodes prolongés de sécheresse extrême. Les indices d'humidité climatique, notamment le CMI, confirment une transition vers des conditions plus humides au cours de la dernière décennie, tout en maintenant le bassin dans un contexte climatique semi-aride. Ces résultats sont en cohérence avec des travaux antérieurs (Nouaceur et al., 2013), qui soulignent un retour progressif à des précipitations plus abondantes après une longue période de déficit, accompagné d'une augmentation des événements pluviométriques extrêmes.

Ces évolutions climatiques récentes ont eu des impacts positifs mesurables sur les ressources en eau et les activités socio-économiques de la région. Les observations de la période 2007–2012 confirment la prédominance de conditions plus humides, illustrées notamment par des taux de remplissage élevés des barrages et par une production céréalière record enregistrée en 2010, selon les données officielles (Khoualdia et al., 2014).

Chapitre V

Modélisation pluie-débit

V. Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons la démarche adoptée pour l'élaboration du modèle pluie-débit sous l'environnement ATHYS, appliqué à des événements de crue observés dans le bassin versant de l'Oued Saïda. L'objectif général est de mettre en œuvre une chaîne de traitement hydrométéorologique permettant de simuler la réponse hydrologique du bassin à partir des précipitations, en mobilisant les modules et outils spécifiques intégrés dans ATHYS. L'ensemble du processus requiert un travail préalable de préparation des données, tant géographiques qu'hydro-climatiques, afin d'assurer la cohérence des informations et la fiabilité des résultats de la modélisation.

V.1. Étapes de la simulation

La mise en œuvre d'une simulation hydrologique sous ATHYS se distingue par une exigence particulière quant au format et au prétraitement des données. Contrairement à certains modèles conceptuels ou distribués qui intègrent directement des formats conventionnels, ATHYS repose sur une structuration stricte de l'information spatiale et temporelle. Ainsi, pour garantir la performance du modèle et éviter les incompatibilités, une phase préparatoire rigoureuse est nécessaire, mobilisant à la fois des données géographiques, pluviométriques et hydrométriques. Cette étape constitue un préalable indispensable, car la qualité de la simulation dépend directement de la précision des données d'entrée et de la pertinence de leur structuration dans la plateforme.

V.1.1. Données géographiques

Les données géographiques représentent un élément déterminant dans l'approche distribuée d'ATHYS. Le module VICAIR, utilisé pour le traitement spatial et l'analyse morphométrique du bassin, requiert des formats spécifiques tels que :

- Grass ASCII et Grass binaire (issus de l'export SIG GRASS),
- Ascii Grid (export ArcView ou MapInfo),
- Surfer ASCII.

VICAIR intègre par ailleurs un utilitaire permettant de convertir un format raster vers un autre, ce qui facilite considérablement l'intégration de données provenant de sources diverses. Dans le cadre de cette étude, le Modèle Numérique de Terrain (MNT) a été acquis à partir des données ASTER (Advanced Space borne Thermal Emission and Reflection Radiometer), caractérisées par une résolution spatiale d'environ 30 mètres. Ces données ont été initialement fournies au format ASCII, ce qui a facilité leur importation dans le logiciel ArcGIS. Ce dernier a permis de localiser avec précision la zone d'étude et d'effectuer la délimitation du bassin versant de l'Oued Saïda.

La figure V.1 illustre le MNT obtenu, qui constitue la base de la modélisation spatiale dans ATHYS, notamment pour l'extraction du réseau hydrographique, des lignes de crête et des paramètres morphométriques nécessaires aux traitements ultérieurs.

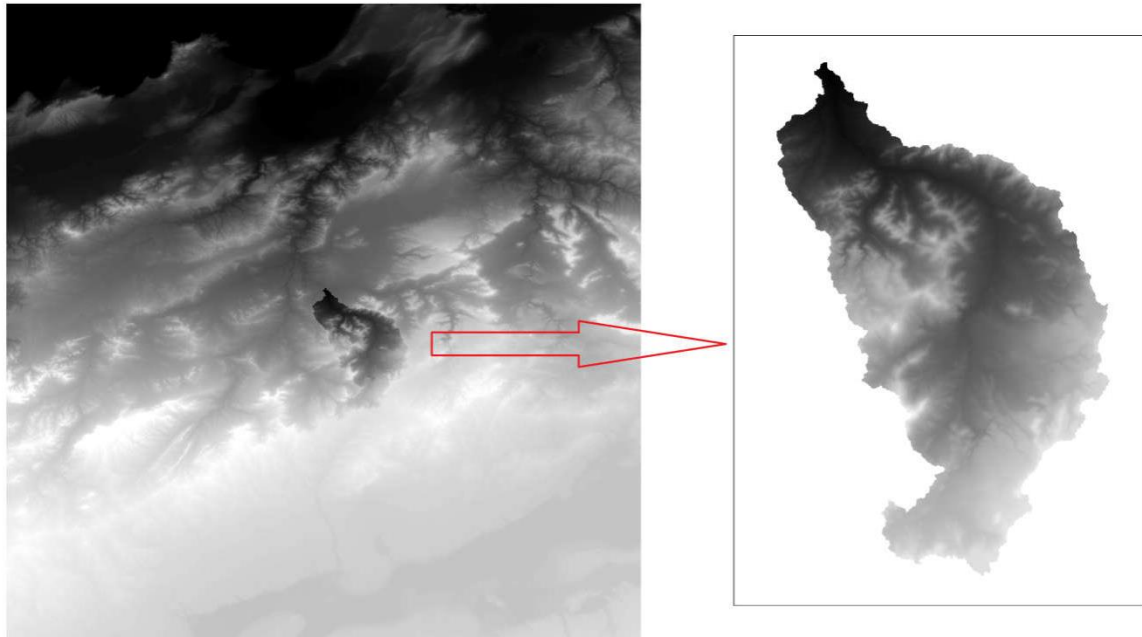


Figure V.1: Modèle numérique de terrain du bassin versant étudié.

Une fois le MNT intégré dans VICAIR, une étape essentielle consiste à vérifier la présence éventuelle de dépressions dans le fichier de drainage. Ces dépressions, si elles ne sont pas corrigées, peuvent perturber l'écoulement simulé en créant des zones d'accumulation d'eau non réalistes. Le modèle exige donc un contrôle systématique et une correction préalable afin de garantir une continuité topographique et une cohérence hydraulique du réseau.

V.1.2. Données pluviométriques et hydrométriques

Les données pluviométriques et hydrométriques constituent des éléments fondamentaux pour le fonctionnement du modèle ATHYS, notamment dans le cadre de la simulation d'événements de crues. Le modèle exige en effet des séries temporelles continues, homogènes et enregistrées à pas de temps constant. Ce choix méthodologique permet d'assurer la cohérence des calculs hydrodynamiques et de garantir la stabilité numérique des simulations.

Dans cette étude, nous avons retenu un pas de temps horaire, considéré comme le plus approprié pour la représentation des dynamiques hydrologiques associées aux crues rapides dans le bassin versant de l'Oued Saïda. Ce pas de temps permet de capturer de manière satisfaisante l'évolution des précipitations et des débits, tout en évitant les pertes d'information qui pourraient survenir avec une résolution plus large.

Ainsi, l'ensemble des observations pluviométriques relatives aux événements extrêmes sélectionnés a été collecté, vérifié, homogénéisé et intégré dans un fichier unique répondant aux normes de lecture du modèle, à savoir le format FTS 63. Ce format constitue l'un des standards requis par ATHYS pour en capsuler les chroniques temporelles des données climatiques et hydrologiques.

La préparation de ce fichier représente une étape essentielle, car elle conditionne directement la fiabilité de la modélisation « pluie-débit ».

V.2. Traitement des données

La mise en œuvre du modèle ATHYS nécessite une série de traitements préalables destinés à préparer, structurer et harmoniser les données géographiques et hydrométéorologiques. Ces traitements garantissent la cohérence interne des différentes couches d'information et permettent au modèle de fonctionner selon les exigences méthodologiques propres à une approche distribuée.

V.2.1. Traitement des données géographiques

Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) constitue la base de référence pour l'ensemble des analyses morphométriques et spatiales nécessaires à la modélisation hydrologique. Il s'agit d'un ensemble de points altimétriques tri-dimensionnels définis par leurs coordonnées (x, y, z). L'assemblage de ces points permet de reconstruire la topographie du site étudié, offrant ainsi une représentation continue des variations altitudinales du bassin versant.

À partir de ce MNT, le logiciel ATHYS – via son module VICAIR – procède à une série de traitements permettant d'extraire les éléments structurants du paysage hydrologique. Ces traitements incluent notamment :

- la génération automatique du réseau hydrographique, à partir du calcul des directions d'écoulement et de la concentration des flux,
- la délimitation des sous bassins versants, obtenue par analyse des lignes de crête et des points de convergence topographiques,
- la classification des pentes, utile pour la simulation des vitesses d'écoulement et l'estimation des contributions surfaciques,
- la production des fichiers de drainage, nécessaires à la redistribution spatiale des pluies et à la modélisation des écoulements.

Les illustrations associées à ces traitements (fig. V.2) montrent les principales étapes de transformation du MNT en une série de couches d'informations hydrologiquement pertinentes (illustrations en annexe). Ces opérations constituent un préalable indispensable, car elles conditionnent directement l'exactitude des simulations hydrologiques futures.

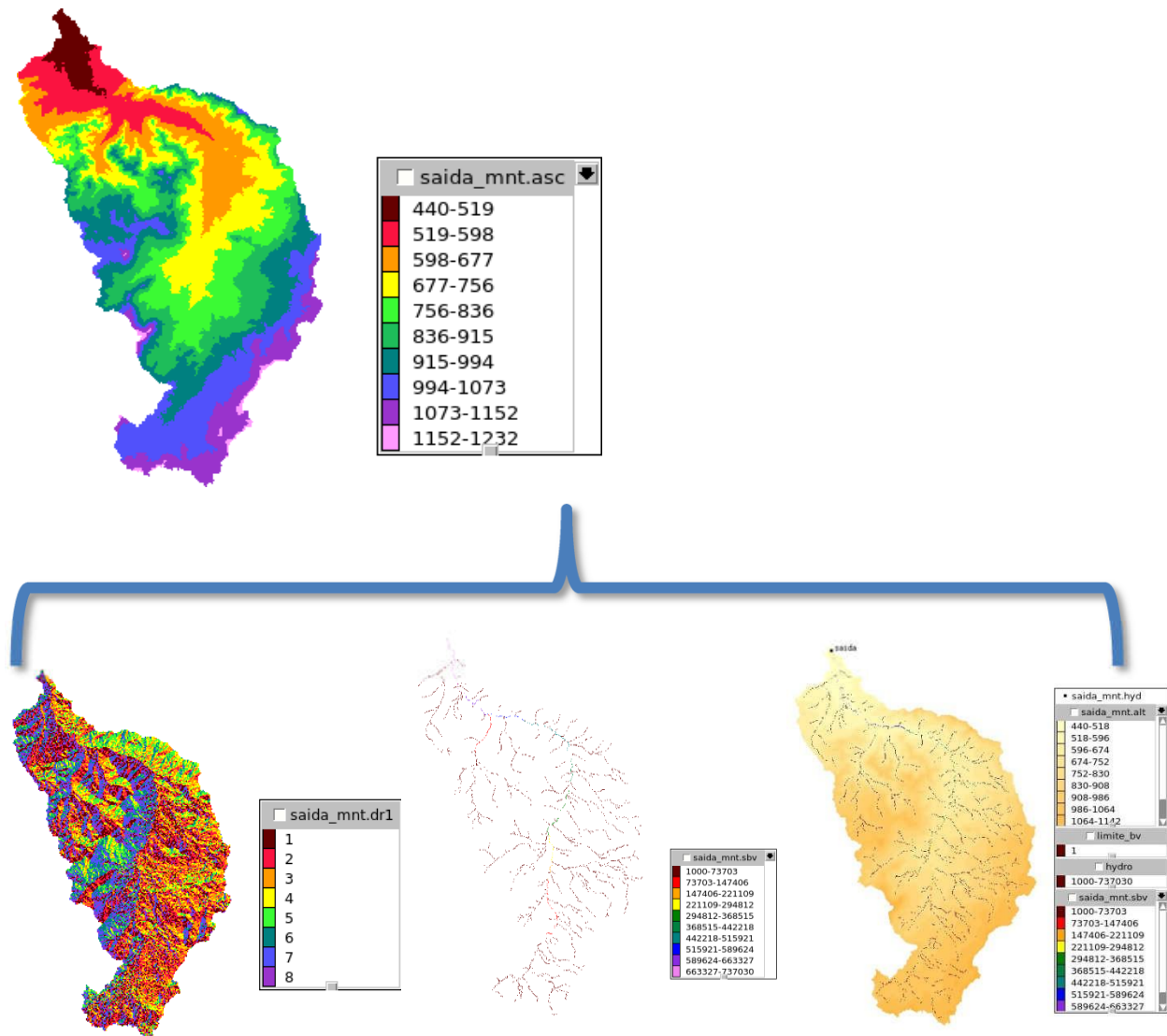


Figure V.2: Cartes dérivées du MNT

V.2.2. Traitement des données pluviométriques et hydrométriques

Le traitement des données pluviométriques et hydrométriques constitue une étape déterminante dans la mise en œuvre du modèle ATHYS. Les épisodes de pluie et de crue sont tout d'abord regroupés et organisés dans des fichiers spécifiques, construits manuellement à l'aide du logiciel Excel. À cette étape, les données sont structurées sous forme de séries temporelles continues, correspondant à un pas de temps constant et homogène, conformément aux exigences du modèle.

Une fois organisés, les fichiers sont exportés au format.txt avec une séparation par tabulation ou par espaces. Ce format assure leur compatibilité avec les outils internes d'ATHYS. Les fichiers obtenus peuvent ensuite être visualisés, contrôlés et modifiés dans le module Vishyr, qui permet une première vérification de la cohérence entre les données de pluie et de débit. Le traitement approfondi de ces fichiers est ensuite réalisé dans le module Mercedes, destiné à analyser, structurer et préparer les séries temporelles pour les différentes phases de la modélisation.

Chaque fichier épisode contient l'ensemble des données hydrométriques et pluviométriques relatives à un événement hydrologique donné. Ces épisodes sont définis entre une date de début et une date de fin, et comportent une succession de pas de temps fixes. Chaque pas de temps correspond à une ligne unique dans le fichier, comprenant simultanément les valeurs de précipitation enregistrées et les débits observés à l'exutoire. Cette organisation structurée permet au modèle d'établir un lien direct entre la dynamique de la pluie et la réponse hydrologique du bassin.

V.3. Choix des modèles et des paramètres

Comme rappelé au premier chapitre, le fonctionnement général d'un modèle hydrologique s'appuie essentiellement sur deux composantes fondamentales : la fonction de production, qui décrit les processus de transformation de la pluie en pluie nette, et la fonction de transfert, qui simule l'écoulement de cette pluie nette vers l'exutoire.

Dans le cadre de cette étude, le choix de la fonction de production s'est porté sur le modèle SCS (Soil Conservation Service) développé par l'USDA. Ce modèle est particulièrement adapté aux événements extrêmes et constitue une référence largement utilisée pour les crues de forte intensité, comme l'ont souligné Coustau et al. (2012). Le modèle SCS permet une représentation cohérente et robuste des processus d'infiltration et de ruissellement, notamment lorsqu'il s'agit de bassins versants soumis à des épisodes intenses mais de courte durée.

Pour ce qui est de la fonction de transfert, nous avons retenu l'option Lag & Route en mode mailles indépendantes. Dans cette configuration, la pluie nette générée sur chaque maille est directement routée vers l'exutoire selon des paramètres de temps de retard et d'atténuation, sans transfert intermédiaire de maille à maille. Ce choix offre l'avantage de réduire les effets de dissipation non physiques qui peuvent apparaître dans certains modèles distribués, tout en permettant une meilleure représentation des crues concentrées.

V.3.1. Influence des paramètres du modèle sur l'hydrogramme de crue

Avant d'engager la calibration et la validation du modèle, une analyse de sensibilité des paramètres a été effectuée afin d'évaluer leur influence sur la forme, l'amplitude et le temps de réponse de l'hydrogramme de crue. Cette étape méthodologique est essentielle, car elle permet d'identifier les paramètres les plus déterminants et de comprendre la manière dont leurs variations influencent les différentes composantes de la réponse hydrologique (débit de pointe, temps de montée, volume écoulé, pente de décrue).

L'analyse de sensibilité a été menée sur un événement de crue spécifique, choisi pour sa représentativité et pour la clarté de sa dynamique hydrologique. Chaque paramètre a été modifié individuellement autour d'un jeu de valeurs initial fixé après une série d'essais exploratoires lors de la prise en main du logiciel. Ce procédé a permis d'identifier les paramètres exerçant la plus forte influence sur le comportement du modèle.

Pour cette étude, le modèle a été utilisé pour simuler les débits horaires enregistrés entre 2000 et 2014 à la station hydrométrique de Sidi-Boubekeur. Le modèle produit un hydrogramme horaire discrétisé en quatre épisodes majeurs, dont les caractéristiques temporelles sont présentées dans le tableau V.1 ci-dessous :

Tableau V.1: Numérotation des événements, relatifs à la station de Sidi-Boubekeur.

N° d'événement	Episodes	Evénements
1	22/10/2000	22/10/2000 23:00 – 25/10/2000 23:00
2	24/10/2008	24/10/2008 23:00 – 26/10/2008 23:00
3	12/11/2012	12/11/2012 23:00 – 14/11/2012 23:00
4	11/10/2014	11/10/2014 23:00 – 13/10/2014 23:00

L'épisode de crue du 22 Octobre 2000 a été retenu pour l'analyse de sensibilité, car il offre une dynamique particulièrement lisible et permet une meilleure interprétation des impacts paramétriques sur l'hydrogramme (fig.V.3). Le jeu de paramètres de référence utilisé lors des simulations a été déterminé après plusieurs essais successifs, il s'est avéré capable de reproduire de manière satisfaisante l'épisode sélectionné, avec un coefficient de performance de Nash égal à 0,82, indiquant une très bonne adéquation entre les débits simulés et les débits observés.

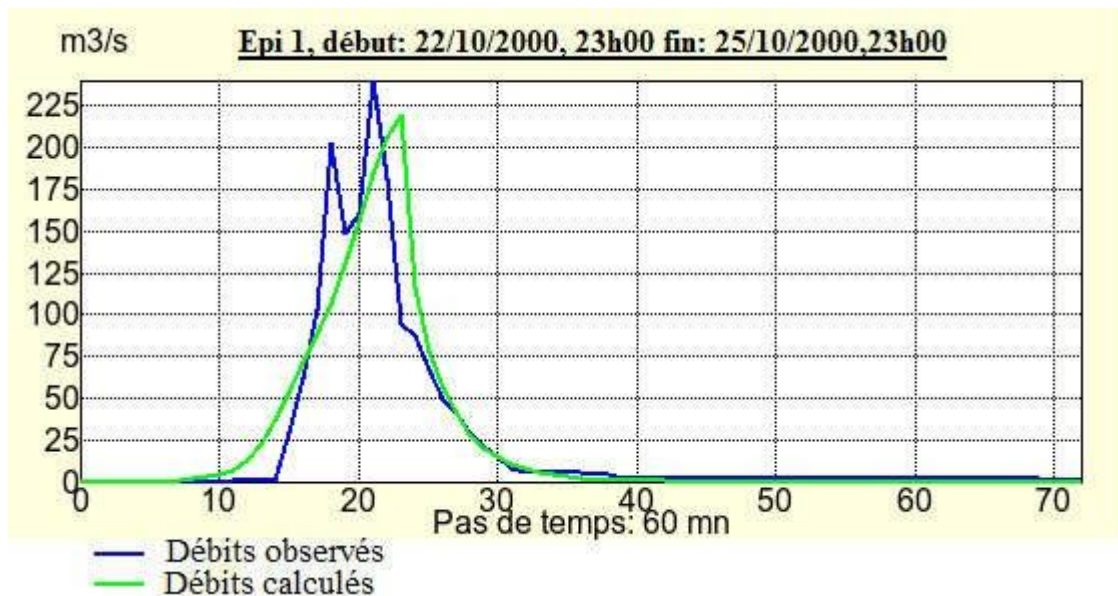


Figure V.3: Hydrogrammes observé et simulé avec le jeu de paramètres initial utilisés pour l'analyse de sensibilité.

Le modèle pluie-débit retenu dans cette étude repose sur la combinaison d'une fonction de production et d'une fonction de transfert, chacune définie par un ensemble de paramètres auxquels sont associés des rôles hydrologiques précis. Ces paramètres gouvernent la manière dont la pluie incidente est transformée en pluie nette, puis transférée jusqu'à l'exutoire du bassin versant. La compréhension de leur influence constitue une étape clé de la construction et de l'interprétation du modèle.

La fonction de production, qui représente les processus de ruissellement et d'infiltration dans le sol, est caractérisée par trois paramètres fondamentaux :

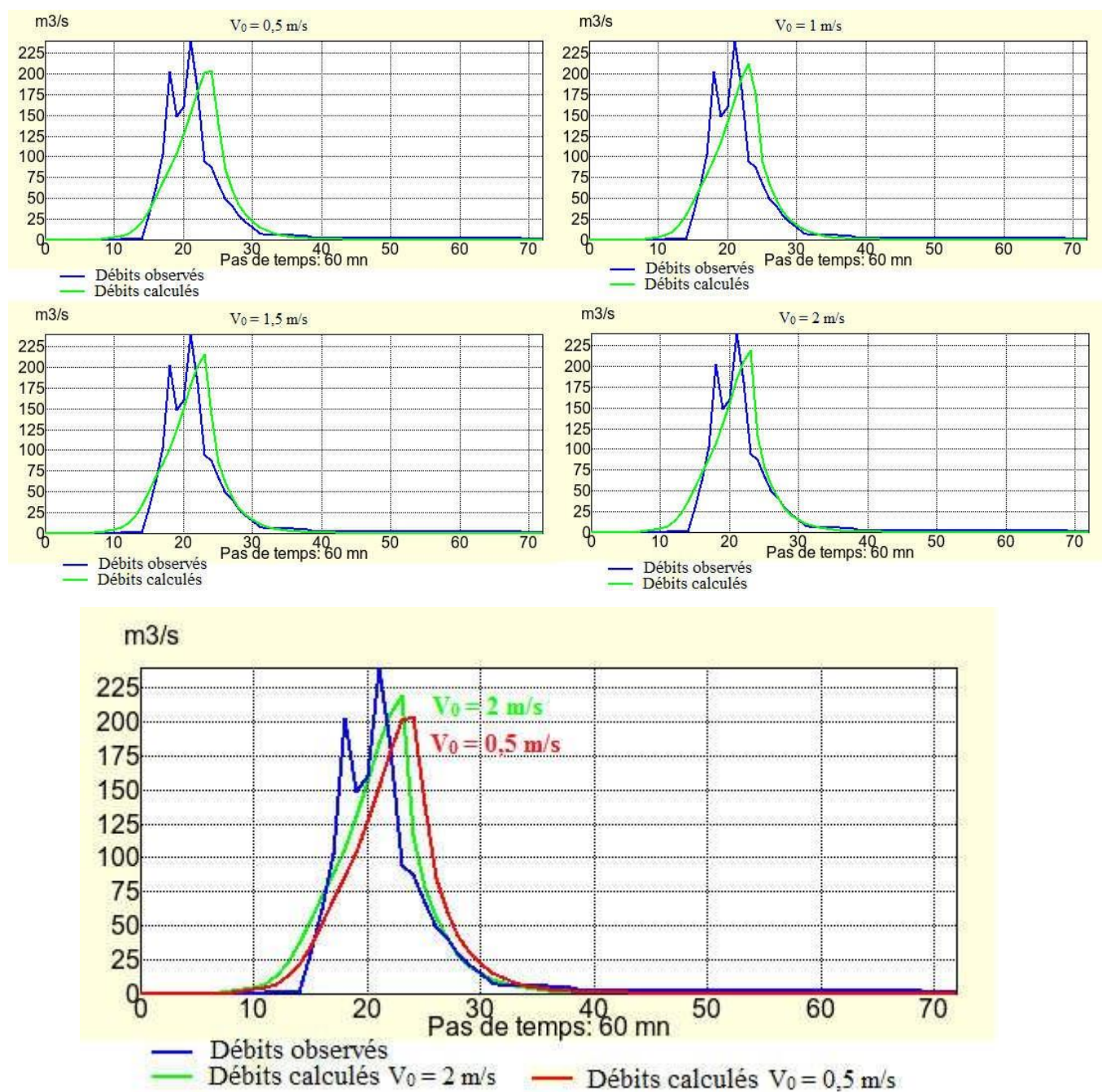
- S, la capacité maximale du réservoir sol (en millimètres), qui correspond au volume total que le sol est capable de stocker sous forme d'infiltration avant que le ruissellement ne devienne prépondérant. Plus cette capacité est élevée, plus une fraction importante de la pluie incidente est absorbée par le sol, retardant ainsi la formation du ruissellement direct.

- ds , le coefficient de vidange exponentielle du réservoir (en j^{-1}), qui traduit la rapidité avec laquelle l'eau stockée dans le sol est restituée. Ce paramètre contrôle la dynamique temporelle de l'infiltration et influence donc la longueur et la pente de la décrue.
- ω , une grandeur adimensionnelle représentant la part de la vidange du réservoir sol qui contribue effectivement au débit à l'exutoire sous forme d'exfiltration. Ce paramètre module la proportion d'écoulement souterrain participant au ruissellement total et influe directement sur la forme de l'hydrogramme, notamment dans sa phase de décrue.

À cette fonction de production s'ajoute une fonction de transfert, qui simule la propagation de la pluie nette à travers le bassin versant jusqu'à l'exutoire. Cette fonction est définie par deux paramètres :

- V_0 , la vitesse maximale d'acheminement du ruissellement vers l'exutoire (en m/s). Elle conditionne principalement le temps de réponse du bassin et influence fortement le temps de montée de l'hydrogramme. (fig. V.4)
- K_0 , un paramètre adimensionnel d'amortissement, qui contrôle la dissipation progressive de l'onde de crue lors de son transfert. Une valeur élevée tend à lisser l'hydrogramme et à réduire la hauteur du pic de crue, tandis qu'une valeur plus faible accentue l'intensité et la netteté du pic.

Une fois le modèle constitué par l'ensemble de ces cinq paramètres, il devient possible d'étudier l'influence spécifique de chacun d'eux sur la forme, l'amplitude et la dynamique temporelle de l'hydrogramme de crue calculé à l'exutoire. Cette analyse constitue une étape essentielle pour comprendre le fonctionnement interne du modèle, identifier les paramètres les plus sensibles et guider ultérieurement les procédures de calibration et de validation.

- Paramètre V_0 Figure V.4: Influence du paramètre V_0 sur l'hydrogramme de crueTableau V.2 : Valeurs du V_0 testées lors de l'analyse de sensibilité.

V_0 (m/s)	0,5	1	1,5	2
Nash	0,67	0,76	0,80	0,82

La figure V.4 présentée illustre l'impact du paramètre V_0 , représentant la vitesse maximale de transfert du ruissellement, sur la forme de l'hydrogramme simulé à l'exutoire du bassin. En comparant systématiquement les débits calculés aux débits observés, il est possible d'apprécier la sensibilité du modèle à ce paramètre et d'identifier la valeur qui reproduit le mieux la dynamique réelle de la crue.

Lorsque V_0 prend des valeurs faibles, comme 0,5 m/s, la propagation de l'écoulement à travers le bassin est fortement ralentie. L'hydrogramme calculé enregistre alors un décalage temporel notable par rapport à la crue observée : le pic apparaît tardivement, son intensité est largement sous-estimée, et l'ensemble de la courbe présente une allure très amortie. Le modèle lisse ainsi la réponse du bassin, ce qui contraste fortement avec la nature rapide et concentrée des crues réelles de l'Oued Saïda. Cette valeur de vitesse ne parvient donc pas à rendre compte de la réactivité du bassin versant.

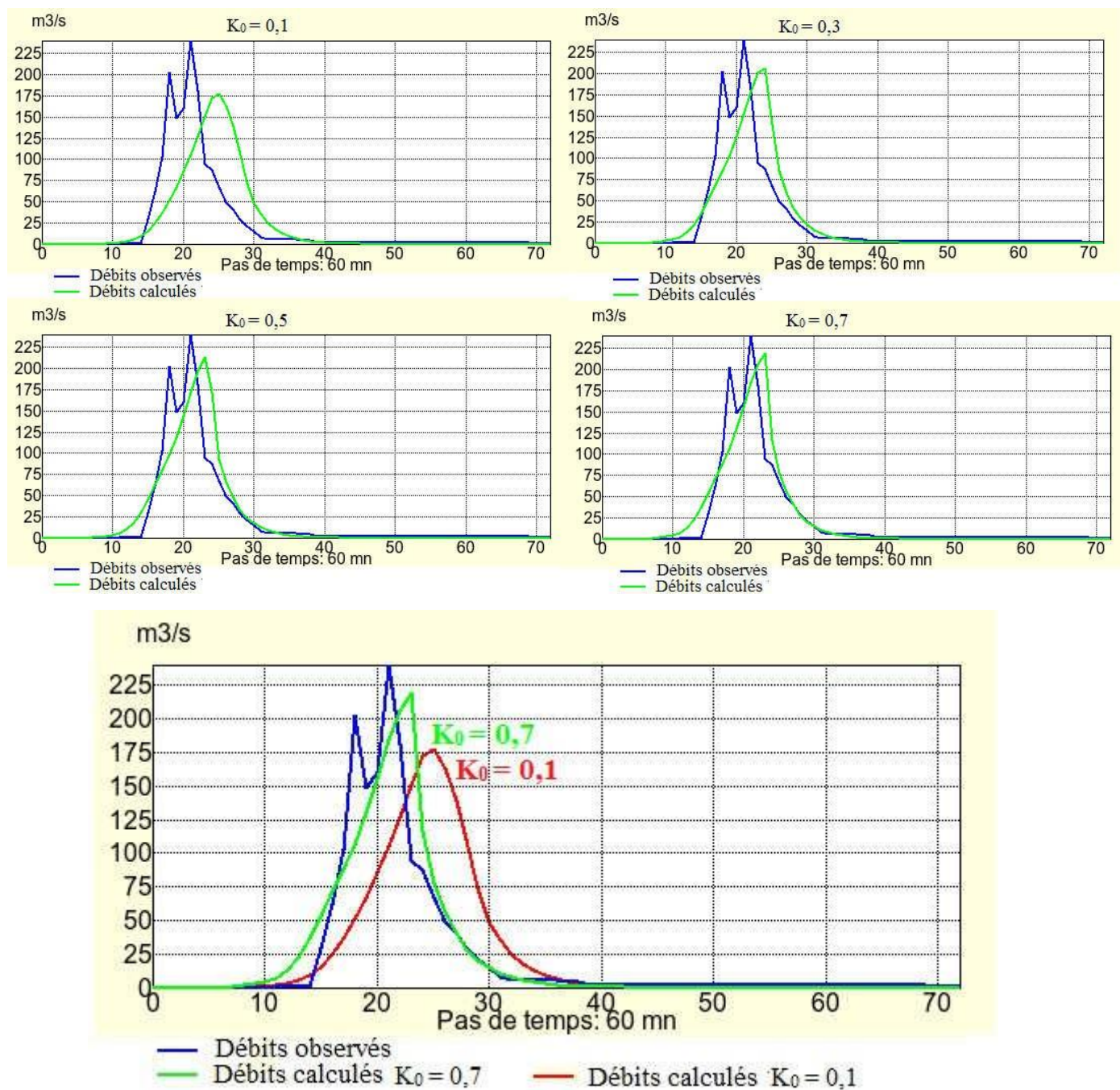
En augmentant V_0 à 1 m/s, la simulation devient plus cohérente: le décalage temporel se réduit et la courbe se rapproche davantage des observations. Toutefois, la montée reste encore insuffisamment rapide et le débit de pointe demeure sous-estimé. Le modèle ne parvient pas encore à capter l'intensité réelle de l'épisode, ce qui indique que la vitesse de transfert reste trop faible pour refléter correctement le comportement hydrologique du site.

Lorsque la vitesse atteint 1,5 m/s, la forme de l'hydrogramme simulé devient nettement plus satisfaisante. Le pic est presque synchronisé avec celui observé, son amplitude est mieux représentée, et la montée s'effectue à un rythme plus conforme à une crue torrentielle. L'hydrogramme reproduit avec davantage de réalisme la dynamique de l'événement, tant dans la montée que dans la décrue. Cette valeur semble constituer un compromis pertinent, dans la mesure où elle reflète la rapidité d'écoulement typique du bassin tout en conservant un amortissement raisonnable de l'onde de crue.

Enfin, lorsque V_0 atteint 2 m/s, la réponse du modèle devient plus dynamique et mieux synchronisée avec les observations. L'hydrogramme simulé présente un pic de crue bien positionné dans le temps, avec une amplitude proche de celle observée. La montée est plus rapide et conforme au comportement réel du bassin, tandis que la décrue reste correctement reproduite. Contrairement aux valeurs plus faibles, cette vitesse de transfert permet de capter efficacement la réactivité du bassin versant sans générer d'exagération notable. Cette valeur élevée de V_0 offre ainsi la meilleure concordance globale entre débits simulés et observés, comme le confirme la valeur élevée du critère de Nash (0,82).

La comparaison synthétique des différentes simulations montre ainsi que le paramètre V_0 exerce un contrôle direct sur la dynamique de la crue : des vitesses faibles atténuent et retardent l'épisode, tandis que des vitesses élevées l'intensifient et l'accélèrent. Parmi les valeurs testées, $V_0 \approx 2$ m/s apparaît comme la plus adaptée pour reproduire le comportement hydrologique de l'Oued Saïda. Elle permet d'obtenir un hydrogramme réaliste, en accord avec les données observées, ce qui se traduit également par une performance globale satisfaisante du modèle (Nash = 0,82).

Cette analyse montre clairement que le choix du paramètre V_0 est déterminant pour assurer la représentation cohérente de la crue et souligne l'importance d'une phase préalable d'analyse de sensibilité avant toute démarche de calibration approfondie.

- Paramètre K_0 Figure V.5: Influence du paramètre K_0 sur l'hydrogramme de crueTableau V.3: Valeurs du K_0 testées lors de l'analyse de sensibilité.

K_0	0,1	0,3	0,5	0,7
Nash	0,33	0,67	0,77	0,82

La figure V.5, illustre l'effet du paramètre K_0 , qui représente le coefficient d'amortissement de la fonction de transfert, sur la forme de l'hydrogramme simulé à l'exutoire. Ce paramètre contrôle la manière dont l'onde de ruissellement se propage à travers le bassin : une faible valeur correspond à une atténuation limitée, laissant l'onde évoluer de façon plus brutale, alors qu'une valeur élevée tend à lisser et à étaler la réponse hydrologique. Les courbes obtenues pour différentes valeurs de K_0 montrent clairement la sensibilité du modèle à ce paramètre et permettent de comprendre comment il influence la restitution de la crue observée.

Lorsque K_0 est fixé à une valeur faible, comme 0,1, l'hydrogramme simulé présente une montée extrêmement rapide, aboutissant à un pic de crue précoce, plus bas et plus tardif, et l'ensemble de la courbe tend à s'étaler dans le temps. Le modèle réagit alors de manière trop vigoureuse : l'onde de ruissellement est peu amortie, ce qui favorise l'apparition d'un pic abrupt et exagéré. Cette configuration accentue artificiellement la réactivité du bassin versant et ne permet pas de reproduire la dynamique réelle de l'événement hydrologique. La courbe correspondante s'éloigne nettement de la forme observée et met en évidence un manque de réalisme dans la propagation de la crue.

À mesure que K_0 augmente, la réponse du modèle devient plus douce et mieux maîtrisée. Avec $K_0 = 0,3$, la montée de la crue reste rapide, mais elle perd son caractère abrupt. Le pic apparaît moins exagéré, la courbe se rapproche davantage des observations et la synchronisation temporelle commence à s'améliorer. Le modèle conserve encore une légère tendance à surestimer les débits maximaux, mais l'écart se réduit sensiblement. L'onde de crue commence à être suffisamment amortie pour refléter une dynamique plus conforme aux comportements hydrologiques habituels du bassin.

Lorsque K_0 atteint 0,5, l'hydrogramme simulé devient nettement plus cohérent avec les débits observés. Le pic de crue gagne en réalisme, tant en amplitude qu'en position temporelle. L'allure générale de la courbe, notamment la phase de décrue, montre une dissipation de l'onde mieux alignée avec la réalité. Le modèle reproduit alors une propagation plus naturelle, ni trop brusque ni trop lissée. Cette valeur intermédiaire semble offrir un compromis adéquat entre réactivité et amortissement, donnant à l'hydrogramme une forme qui traduit convenablement la dynamique de la crue.

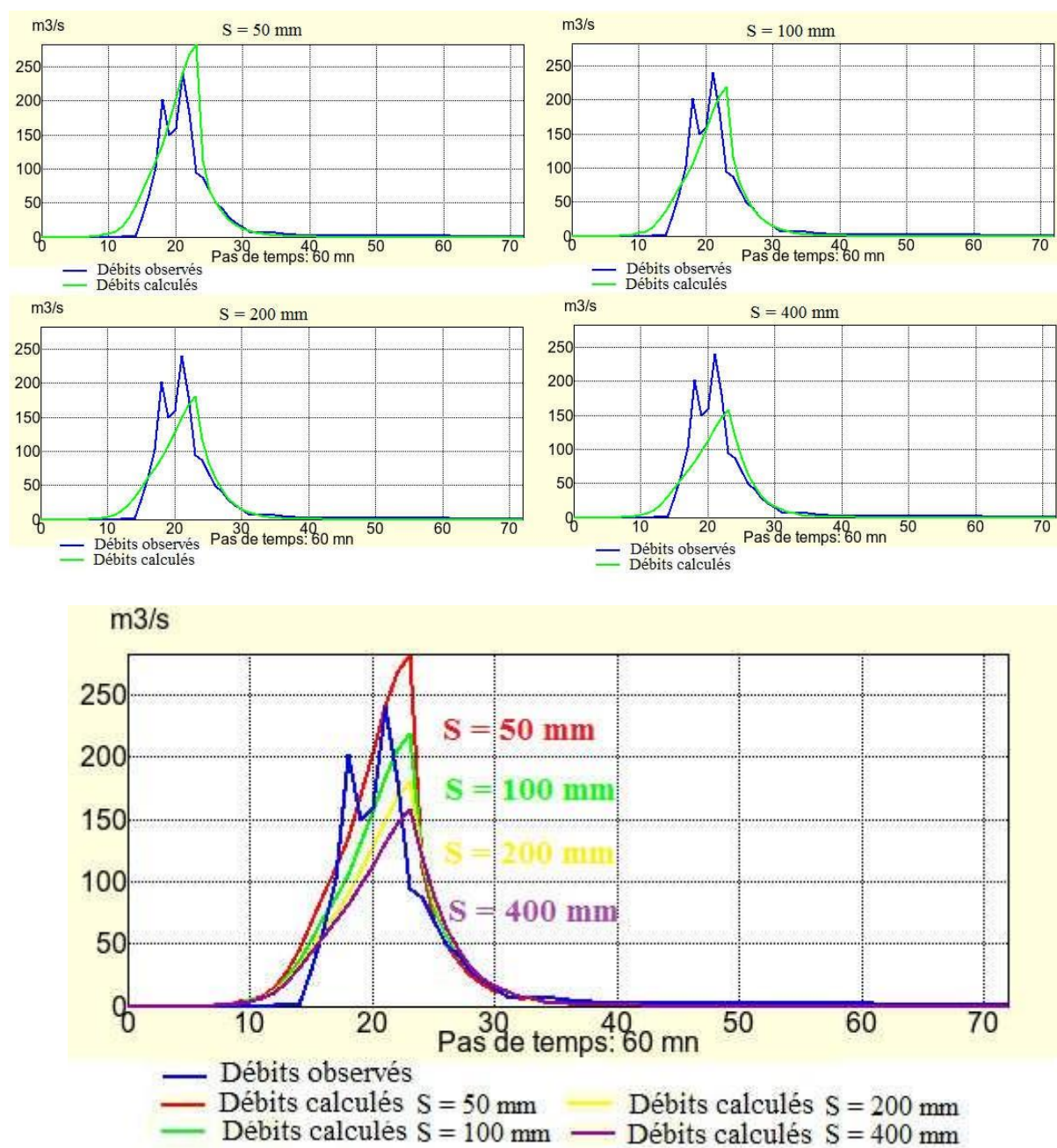
Lorsque K_0 est porté à 0,7, l'hydrogramme simulé devient plus lissé, traduisant un amortissement plus marqué de l'onde de crue. Le pic de débit est légèrement atténué et légèrement décalé dans le temps, mais reste globalement proche des observations. L'ensemble de la courbe présente une bonne concordance avec les données observées, notamment en phase de décrue. Cette valeur correspond à un compromis optimal entre atténuation et réactivité du bassin, comme le confirme la valeur élevée du critère de Nash (0,82). Ainsi, $K_0 = 0,7$ permet une représentation réaliste de la dynamique de la crue, malgré un léger lissage de la phase de montée.

La figure synthétique qui juxtapose les résultats obtenus pour $K_0 = 0,1$ et $K_0 = 0,7$ permet de visualiser très clairement cette évolution : la courbe obtenue avec $K_0 = 0,1$ est trop nerveuse, marquée par un pic prématuré et disproportionné, tandis que celle obtenue avec $K_0 = 0,7$ est excessivement étalée et atténuée. Entre ces deux extrêmes, les valeurs intermédiaires, notamment autour de 0,5, parviennent à reproduire de manière satisfaisante la dynamique observée. Ces résultats montrent que le paramètre K_0 joue un rôle déterminant dans la représentation du comportement hydrologique du bassin versant, en contrôlant la dissipation de l'onde de crue au fur et à mesure de sa propagation.

Ainsi, l'analyse graphique révèle que des valeurs modérées de K_0 permettent d'obtenir le meilleur compromis entre une réponse trop brutale et une réponse trop amortie. Le choix de ce paramètre doit donc être fait avec soin, car il influence directement la capacité du modèle à reproduire de façon réaliste la montée, le pic et la décrue de la crue observée. Cette étape constitue un préalable indispensable avant d'engager une calibration plus fine du modèle et d'évaluer la robustesse de sa structure pour l'ensemble des épisodes de crues étudiés.

- Paramètre S

La figure V.6 représentant la sensibilité du modèle aux différentes valeurs de la capacité maximale de rétention du sol S met clairement en évidence l'impact déterminant de ce paramètre sur la production du ruissellement et, par conséquent, sur la forme de l'hydrogramme simulé à l'exutoire. Le paramètre S reflète la capacité du sol à stocker l'eau avant que le ruissellement ne se déclenche ; il influence donc directement le volume de pluie nette générée au cours d'un épisode pluvieux. Une faible valeur de S traduit un sol rapidement saturé, laissant place à un ruissellement plus important et plus précoce, tandis qu'une valeur élevée signifie un sol capable d'absorber une grande partie de la pluie, retardant et atténuant l'onde de crue.

Figure V.6: Influence du paramètre S sur l'hydrogramme de crueTableau V.4: Valeurs du S testées lors de l'analyse de sensibilité.

S (mm)	50	100	200	400
Nash	0,69	0,82	0,80	0,77

Lorsque S est fixé à 50 mm, le modèle génère un hydrogramme particulièrement nerveux, marqué par un déclenchement rapide du ruissellement et par un pic de crue excessivement élevé. La courbe simulée atteint des débits nettement supérieurs à ceux observés, ce qui traduit une production de pluie nette exagérée. Le sol, considéré comme ayant une faible capacité de rétention, laisse s'écouler la quasi-totalité des précipitations sous forme de ruissellement direct. Cette configuration conduit à une réaction du bassin nettement plus forte que dans la réalité, ce qui se manifeste par un hydrogramme trop précoce, trop haut et insuffisamment étalé. La surestimation du pic de crue et la rapidité de la montée indiquent que $S = 50$ mm ne permet pas de reproduire fidèlement le comportement hydrologique du bassin.

Lorsque S est augmenté à 100 mm, la forme de l'hydrogramme simulé s'accorde davantage avec les débits observés. Le pic de crue est plus modéré, mieux positionné dans le temps et l'ensemble de l'onde simulée présente une dissipation en phase avec la dynamique réelle. Le volume de ruissellement produit par le modèle semble alors compatible avec ce qui est attendu pour cet événement de crue. Cette valeur de S constitue une situation intermédiaire dans laquelle la capacité du sol à stocker l'eau est représentée de manière plus fidèle, conduisant à une simulation ni trop réactive ni trop amortie.

Avec une valeur de 200 mm, la forme de l'hydrogramme simulé se rapproche globalement des débits observés, mais reste légèrement moins performante que pour $S = 100$ mm. Le pic de crue est relativement bien reproduit, bien que légèrement sous-estimé, et sa position temporelle demeure acceptable. L'onde simulée présente une atténuation modérée, traduisant une capacité de stockage du sol plus importante. Toutefois, cette valeur tend à lisser légèrement la réponse du bassin, en particulier durant la phase de montée. Ainsi, bien que la simulation reste satisfaisante.

Lorsque S atteint 400 mm, l'hydrogramme simulé montre une atténuation très marquée de l'onde de crue. Le ruissellement se déclenche tardivement, le pic devient beaucoup plus bas que dans les observations et son apparition est nettement décalée dans le temps. Le sol est alors considéré comme capable d'absorber une grande partie des précipitations, limitant fortement la production de pluie nette. Le modèle sous-estime alors le ruissellement réel, ce qui se traduit par une réponse trop faible et trop lente. Cette configuration reflète une surestimation manifeste de la capacité de rétention du sol, entraînant une atténuation excessive de la crue simulée.

La comparaison globale des différentes courbes révèle donc que des valeurs trop faibles de S entraînent une surproduction du ruissellement et une exagération du pic de crue, tandis que des valeurs trop élevées conduisent à une atténuation excessive et à une sous-estimation du débit maximal. Les valeurs intermédiaires, en particulier autour de 100 mm, permettent de représenter de manière équilibrée la dynamique observée. Cette analyse confirme que le paramètre S joue un rôle central dans la modélisation pluie-débit, car il contrôle directement la quantité d'eau initiant le ruissellement et conditionne l'énergie de l'onde de crue. Son ajustement précis constitue donc une étape incontournable pour obtenir une calibration réaliste du modèle ATHYS, capable de reproduire à la fois la montée, le pic et la décrue de l'événement hydrologique étudié.

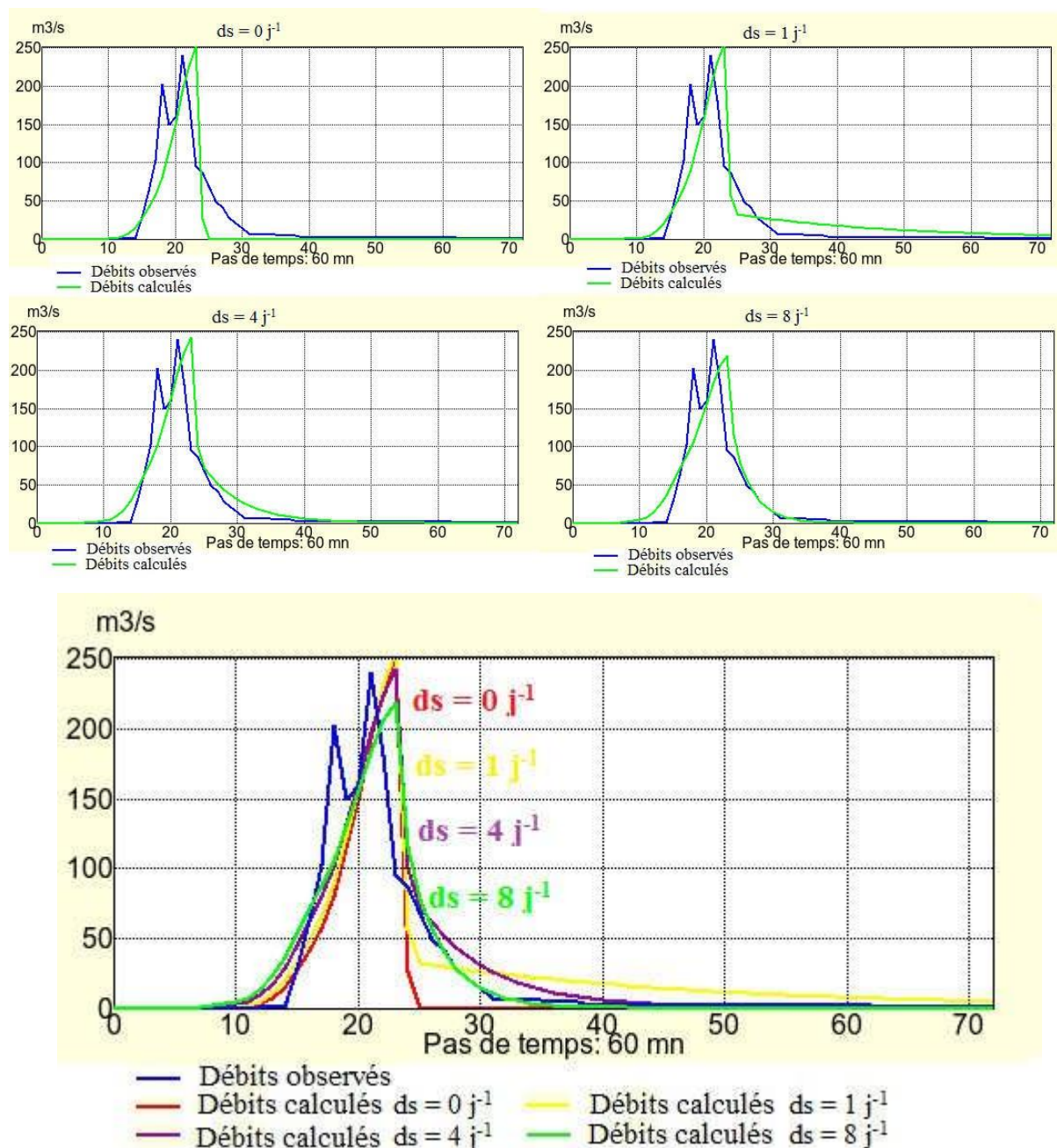
- Paramètre ds

La figure V.7, illustre l'évolution des débits d'eau mesurés et simulés à la station hydrométrique Sidi Boubekeur du bassin d'oued Saïda, en fonction de différentes valeurs du paramètre ds (0, 1, 4 et 8 j^{-1}). L'objectif de cette représentation est d'évaluer l'impact de ce paramètre sur la capacité du modèle à reproduire les débits observés.

Les courbes montrent que pour $ds = 0 j^{-1}$, le modèle génère une réponse très réactive, caractérisée par un pic de débit prononcé autour de 20 minutes suivi d'une chute rapide. Cette configuration tend à surestimer les crues soudaines tout en sous-représentant les écoulements prolongés.

À mesure que la valeur de ds augmente, la forme de la courbe simulée devient plus étalée et moins abrupte. Pour $ds = 1 j^{-1}$, la décroissance du débit est légèrement plus douce, ce qui améliore la correspondance avec les observations, notamment dans la phase post-crue.

Lorsque ds atteint 4 j^{-1} , la réponse du modèle devient plus amortie, traduisant une dissipation plus marquée des flux, ce qui peut être pertinent pour des bassins versants à dynamique plus lente. Enfin, avec $ds = 8 j^{-1}$, la courbe simulée présente un pic plus large et une décroissance lente, indiquant une forte diffusion du signal hydrologique. Cette configuration tend à lisser les variations rapides, ce qui peut être utile pour modéliser des régimes hydrologiques dominés par des écoulements de base ou des réponses différées. Le graphique combiné met en évidence ces différences de comportement, soulignant que le choix du paramètre ds influence directement la forme et la dynamique des hydrogrammes simulés.

Figure V.7: Influence du paramètre ds sur l'hydrogramme de crueTableau V.5: Valeurs du ds testées lors de l'analyse de sensibilité.

$ds (j^{-1})$	0	1	4	8
Nash	0,66	0,70	0,78	0,82

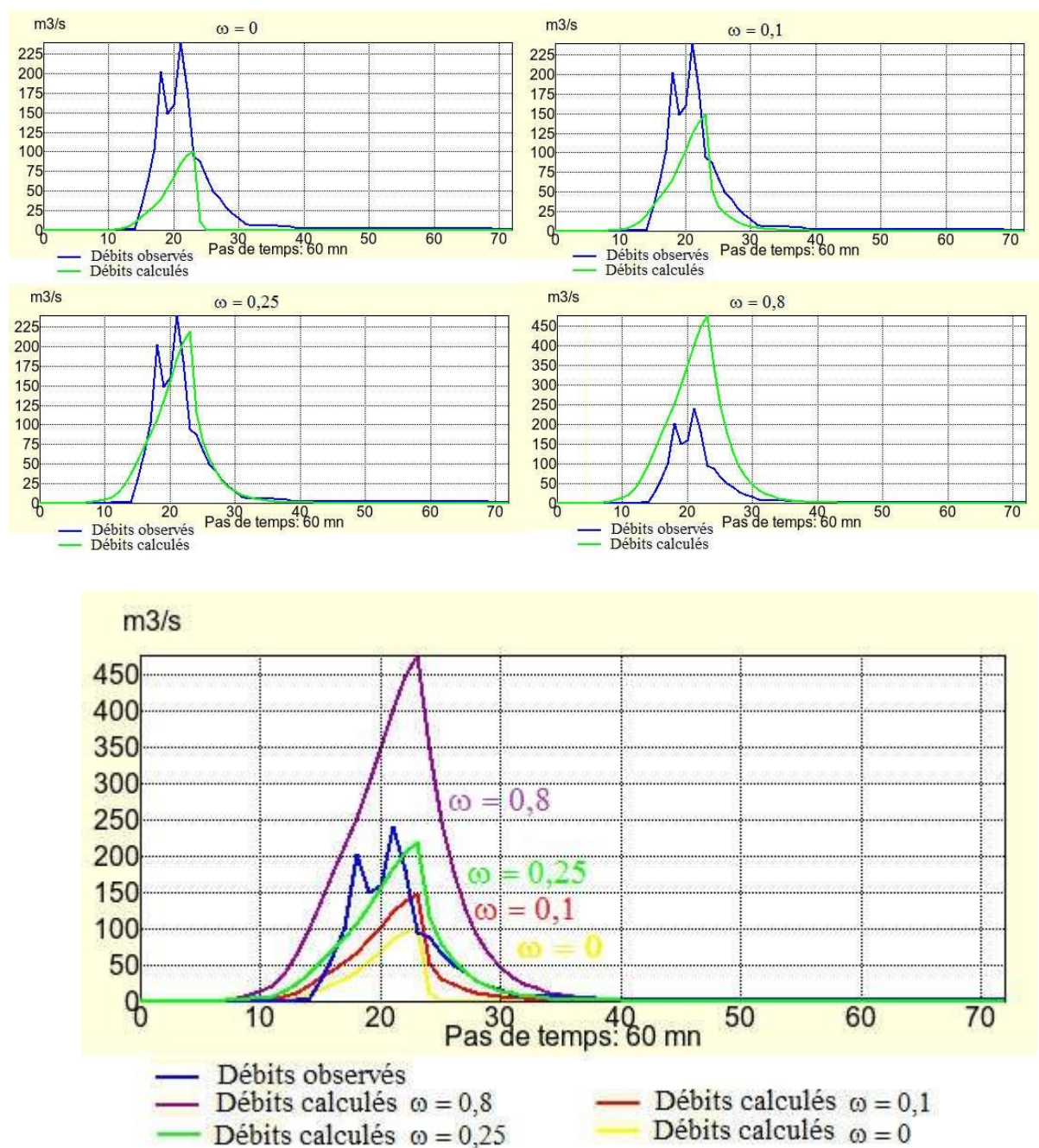
Le choix optimal du paramètre ds dans un modèle hydrologique repose sur une compréhension fine des caractéristiques du bassin versant et de la dynamique des écoulements qu'il génère. Ce paramètre, qui influence la diffusivité du modèle, agit directement sur la forme de la réponse hydrologique simulée.

Un ds faible (par exemple 0 ou 1 j^{-1}) tend à produire des hydrogrammes plus réactifs, avec des pics de débit prononcés et une décroissance rapide. Cette configuration est généralement adaptée aux bassins versants à réponse rapide, souvent de petite taille, avec des pentes marquées et une faible capacité de rétention. Elle permet de capturer efficacement les crues soudaines, mais peut induire une surestimation des débits de pointe et une sous-représentation des écoulements prolongés.

À l'inverse, un ds élevé (comme 4 ou 8 j^{-1}) génère une réponse plus amortie, avec des courbes de débit plus étalées dans le temps et des pics moins marqués. Ce comportement est plus représentatif des bassins versants à dynamique lente, caractérisés par des sols perméables, une végétation dense ou des zones humides qui retardent et diffusent l'écoulement. Dans ces cas, une valeur élevée de ds permet de mieux modéliser les écoulements de base et les crues à montée progressive, tout en réduisant les erreurs liées à la sur-réactivité du modèle.

- Le paramètre ω (oméga)

La figure V.8, représente une série de simulations hydrologiques visant à évaluer l'effet du paramètre ω (oméga) sur la qualité de la modélisation des débits à la station de Sidi Boubekeur, qui enregistre les écoulements de l'oued Saïda.

Figure V.8: Influence du paramètre ω sur l'hydrogramme de crueTableau V.6: Valeurs du ω testées lors de l'analyse de sensibilité.

ω	0	0,1	0,25	0,8
Nash	0,45	0,71	0,82	-1,76

Lorsque $\omega = 0$, le modèle ne prend pas en compte les effets de mémoire ou d'inertie dans le transfert hydrologique, ce qui se traduit par une réponse très directe aux précipitations. Le débit simulé présente un pic abrupt, souvent mal aligné avec les observations, notamment dans la phase de décroissance. À mesure que ω augmente, le modèle devient plus diffus, intégrant davantage les effets de stockage et de retard dans le système.

Pour $\omega = 0.1$, la courbe simulée commence à s'adoucir, avec une meilleure correspondance temporelle avec le pic observé.

Avec $\omega = 0.25$, l'ajustement s'améliore sensiblement, le pic est moins prononcé, la montée et la descente du débit sont plus progressives, ce qui reflète mieux la dynamique réelle de l'oued Saïda.

Enfin, pour $\omega = 0.8$, la réponse du modèle est fortement amortie, le pic est atténué et la courbe s'étale davantage dans le temps, ce qui peut convenir à des régimes hydrologiques dominés par des écoulements différés ou des effets de rétention importants.

Le graphique combiné permet de visualiser clairement cette évolution. En effet, plus ω est élevé, plus la courbe simulée est lissée et moins réactive. Cette analyse met en évidence l'importance de calibrer ω en fonction des caractéristiques spécifiques du bassin versant de l'oued Saïda. Une valeur trop faible peut conduire à une surestimation des crues rapides, tandis qu'une valeur trop élevée risque de masquer les pics réels. Le choix optimal de ω doit donc être guidé par une confrontation systématique entre les simulations et les données observées à la station de Sidi Boubekur.

L'analyse de sensibilité menée dans le cadre de ce travail met clairement en évidence un comportement du modèle ATHYS conforme à celui rapporté dans la littérature, notamment par Marchandise (2007), Bouvier et al. (2008) ainsi que Coustau et ses collaborateurs (2012, 2013). De manière générale, les résultats obtenus confirment que les paramètres S et V_0 sont de loin les plus influents dans la construction de l'hydrogramme simulé, tandis que les autres paramètres jouent un rôle plus ciblé et moins déterminant sur la dynamique globale de la crue. Une forte interdépendance entre les paramètres V_0 et K_0 est également observée, ce qui est cohérent avec leur fonction conjointe dans le processus de transfert de l'onde de ruissellement. L'influence respective des paramètres se structure ainsi en deux domaines distincts. D'une part, les paramètres directement associés aux écoulements rapides, à savoir V_0 et K_0 , déterminent essentiellement la cinématique de la crue, ils modulent la rapidité de la montée, la position temporelle du pic ainsi que l'intensité maximale atteinte par l'hydrogramme. V_0 agit comme un contrôle direct de la vitesse de propagation de l'onde de ruissellement, ce qui influence fortement le délai d'arrivée du maximum et la pente de la courbe en phase de montée. K_0 , quant à lui, règle l'amortissement de l'onde et opère comme un facteur de dissipation : les valeurs faibles rendent la réponse du bassin plus nerveuse et plus concentrée, tandis que des valeurs élevées tendent à étaler l'onde dans le temps. Leur forte corrélation apparaît logique, dans la mesure où ces deux paramètres décrivent deux facettes complémentaires d'un même processus physique.

D'autre part, les paramètres liés à la fonction de production, à savoir S , ds et ω , contrôlent principalement la quantité totale d'eau contribuant à l'écoulement, sans modifier de manière

significative la position temporelle du pic. Le paramètre S joue un rôle central dans la génération du volume de ruissellement, car il fixe la capacité maximale de rétention du sol: une faible valeur conduit à une production importante de pluie nette et donc à des volumes simulés plus élevés, tandis qu'une valeur élevée tend à réduire considérablement la quantité d'eau transformée en ruissellement. L'influence de S se manifeste donc principalement sur le volume écoulé, sans affecter la chronologie de la crue.

Les paramètres ds et ω interviennent quant à eux dans les phases plus tardives de l'hydrogramme. Ils modélisent notamment la décrue et le tarissement, en agissant sur le comportement du réservoir sol après la fin des précipitations. Leur impact est très faible sur la montée de la crue et sur le pic, ce qui confirme que ces paramètres sont davantage associés au comportement lent et retardé de l'écoulement qu'à la composante rapide génératrice du pic.

Ainsi, l'analyse globale confirme que les paramètres ne contribuent pas de manière homogène à la dynamique hydrologique :

- S conditionne le volume total écoulé, sans modifier la chronologie de l'hydrogramme,
- V_0 contrôle la rapidité de la montée et la position du maximum sans influencer le volume généré,
- K_0 ajuste la diffusion de l'onde et participe à la définition de la forme générale de la crue,
- ds et ω modulent les écoulements retardés sans modifier la phase active et rapide de la crue.

Ces résultats cohérents avec les travaux antérieurs, renforcent la compréhension des mécanismes internes du modèle et justifient la priorité accordée aux paramètres S , V_0 et K_0 lors des phases de calibration, ceux-ci déterminant la structure même de la crue simulée et conditionnant la qualité du calage hydrologique.

V.4.Procédure de calage du modèle

La procédure de calage du modèle constitue une étape fondamentale dans la démarche de modélisation pluie-débit. Après avoir analysé en détail l'influence de chacun des paramètres structurels du modèle ATHYS, il a été possible d'identifier les leviers les plus déterminants et de mieux comprendre la manière dont ces paramètres conditionnent la forme, la dynamique et le volume de l'hydrogramme. Cette étape préalable a permis de baliser le processus de calibration et de guider le choix des valeurs initiales, réduisant ainsi l'incertitude et améliorant l'efficacité du calage manuel.

Conformément à la définition proposée par Madsen (2000), le calage consiste à rechercher le jeu de paramètres qui permet au modèle de reproduire au mieux le comportement hydrologique réel du bassin versant. Dans ce travail, la calibration a été réalisée de manière manuelle, en ajustant les paramètres successivement et en confrontant, pour chaque épisode de crue, l'hydrogramme simulé à celui observé. Cette approche, bien que plus laborieuse que les méthodes automatiques, permet une compréhension approfondie du fonctionnement interne du modèle et une maîtrise fine des interactions entre les paramètres. Le critère principal de comparaison a reposé sur la correspondance du pic de crue, tant en termes

d'amplitude que de position temporelle, car ce dernier constitue l'élément central du comportement hydrologique d'un événement de crue.

Chaque épisode a ainsi fait l'objet d'un ajustement spécifique, aboutissant à un ensemble de paramètres calibrés permettant de reproduire au mieux la dynamique particulière de la crue concernée.

Les valeurs retenues sont synthétisées dans le tableau ci-dessous, et montrent une variabilité notable d'un événement à l'autre, reflétant la diversité des conditions hydrométéorologiques et hydrologiques caractéristiques du bassin versant de l'Oued Saïda.

Tableau V.7: Paramètres retenus pour le calage manuel des événements

Episodes	Paramètres				
	S (mm)	ω (-)	$\frac{ds}{dt}$ ($\frac{m}{s}$)	V_0 (m/s)	K_0 (-)
22/10/2000	100	0,25	8	2	0,7
24/10/2008	25	0,1	0,1	0,5	0,2
12/11/2012	100	0,1	5,5	2	0,7
11/10/2014	10	0,7	10	1	0,7

L'analyse de ces valeurs montre que les épisodes ne réagissent pas de manière homogène aux mêmes jeux de paramètres. Le paramètre S, qui conditionne la production du ruissellement, varie sensiblement entre les événements, passant de valeurs élevées (100 mm) lors des crues de 2000 et 2012 à des valeurs très faibles (10 à 25 mm) en 2008 et 2014. Cette diversité suggère des conditions initiales d'humidité du sol contrastées, ou encore des intensités de pluie différentes modifiant la réactivité du bassin. De même, le paramètre ω , qui contrôle la proportion d'exfiltration participant directement à l'écoulement rapide, témoigne d'une forte variabilité, indiquant des comportements hydrodynamiques distincts d'un épisode à l'autre.

Les paramètres de transfert, V_0 et K_0 , montrent également une variabilité qui traduit des conditions d'écoulement différentes dans le bassin versant selon les événements. Les épisodes les plus intenses (2000 et 2012) présentent des valeurs de V_0 relativement élevées (2 m/s), ce qui reflète une propagation plus rapide de l'onde de crue. Les valeurs élevées de K_0 observées pour plusieurs épisodes (0,7) indiquent un amortissement modéré de l'onde, compatible avec une crue franche et bien marquée. À l'inverse, la crue de 2008, plus atténuée, se caractérise par un couple (V_0 , K_0) plus faible, traduisant une dynamique lente et une atténuation plus forte.

Dans cette modélisation, le modèle SCS a été retenu comme fonction de production en raison de sa robustesse et de sa pertinence pour les événements de crue en climat semi-aride, comme le confirment de nombreuses études. Pour la fonction de transfert, le choix s'est porté sur le

modèle Lag & Route, qui permet une propagation réaliste de l'onde en mode mailles indépendantes, en cohérence avec les caractéristiques hydrologiques du bassin.

Ainsi, la procédure de calage a permis d'obtenir une représentation satisfaisante des quatre événements étudiés, en restituant fidèlement la position temporelle et l'amplitude des pics de crue, ainsi que la forme générale de l'hydrogramme.

Les hydrogrammes de crue obtenus par le modèle pour les 4 événements sont représentés comme suit :

➤ **Événement 1 « 22/10/2000 - 25/10/2000 »:**

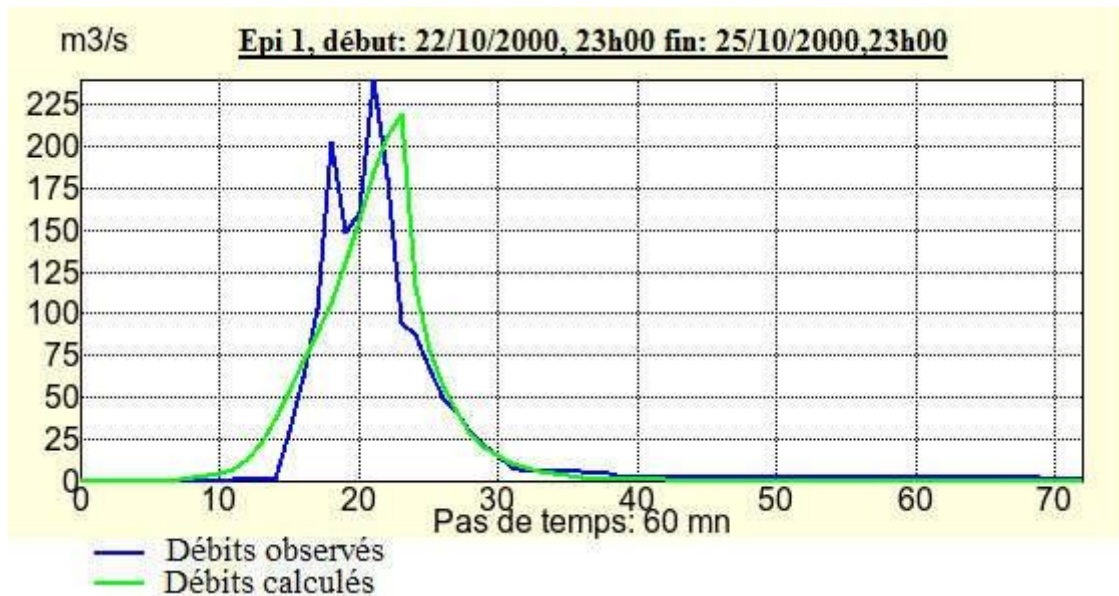


Figure V.9: Hydrogramme de crue du premier événement

On obtient les résultats suivants :

- Ecart Arithmétique Moyen **EAM = 0,36**
- Ecart Quadratique Moyen **EQM = 0,89**
- Critère **CREC = 4,99**
- Critère de **Nash = 0,82**

➤ Événement 2 «24/10/2008 - 26/10/2008 »:

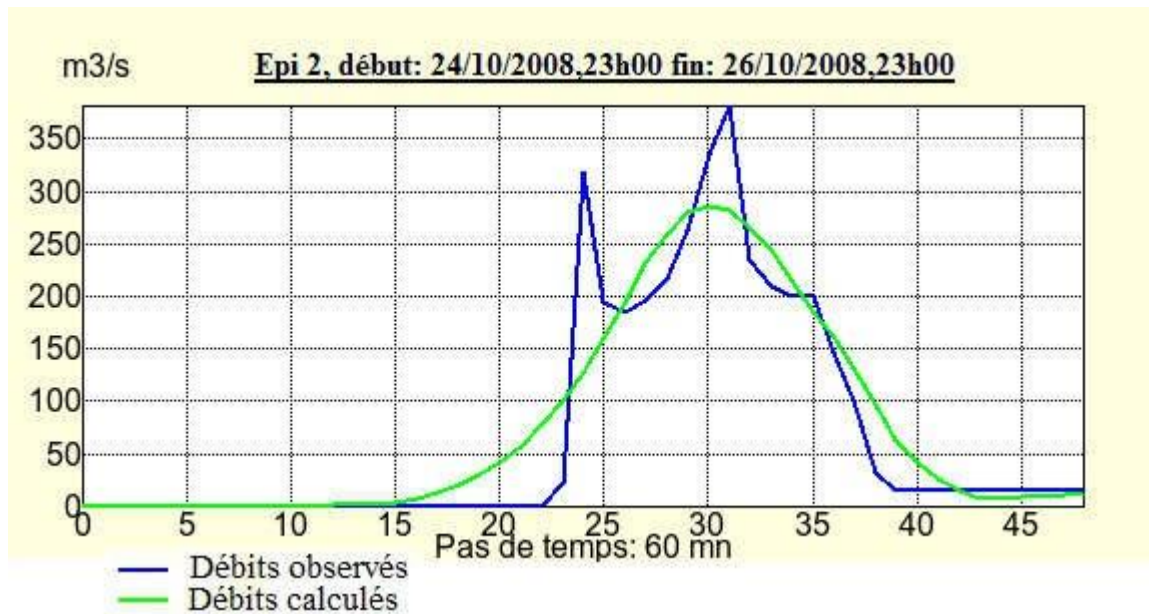


Figure V.10: Hydrogramme de crue du deuxième événement

On obtient les résultats suivants:

- Ecart Arithmétique Moyen **EAM = 0,26**
- Ecart Quadratique Moyen **EQM = 0,40**
- Critère **CREC = 0,52**
- Critère de **Nash = 0,81**

➤ Événement 3 «12/11/2012 - 14/11/2012 »:



Figure V.11: Hydrogramme de crue du troisième événement

On obtient les résultats suivants :

- Ecart Arithmétique Moyen **EAM = 0,35**
- Ecart Quadratique Moyen **EQM = 0,59**
- Critère **CREC = 5,85**
- Critère de **Nash = 0,81**

➤ **Événement 4 «11/10/2014 - 13/10/2014 »:**

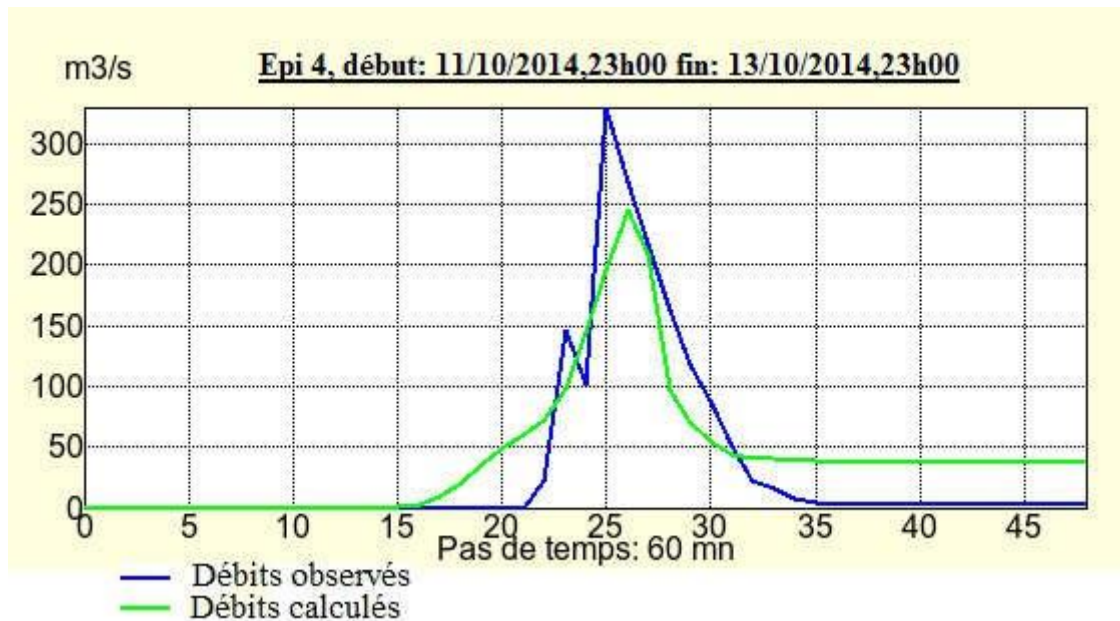


Figure V.12: Hydrogramme de crue du quatrième événement

On obtient les résultats suivants :

- Ecart Arithmétique Moyen **EAM = 0,64**
- Ecart Quadratique Moyen **EQM = 0,74**
- Critère **CREC = 6,39**
- Critère de **Nash = 0,76**

V.5.Évaluation de la performance du calage hydrologique

La qualité du calage du modèle hydrologique a été évaluée à l'aide de plusieurs critères statistiques, dont l'indice de Nash–Sutcliffe (NSE), largement utilisé pour juger de la pertinence des simulations hydrologiques. Cet indicateur permet d'estimer dans quelle mesure les débits simulés reproduisent fidèlement les débits observés.

1. Critère de Nash–Sutcliffe

La qualité du calage a été estimée grâce au critère de Nash.

$$Nash = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{calc})^2}{\sum(Q_{obs} - Q_m)^2} \quad (\text{Eq.V.1})$$

Où:

Q_{obs} , Q_{calc} , Q_m sont respectivement les débits observés et simulés sur un pas de temps et la moyenne des débits observés.

Cette fonction compare la simulation du modèle sur n pas de temps à la moyenne des observations prise comme modèle de référence. Plus le Nash est proche de 1, plus la simulation est proche de l'observation.

Le tableau V.8, présente les fourchettes de la fonction Nash et leur signification sur la simulation :

Tableau V.8: Critères d'évaluation des simulations

Evaluation de la performance	Nash
Très bonne	$0.75 < \text{Nash} < 1.00$
Bonne	$0.65 < \text{Nash} < 0.75$
Satisfaisante	$0.50 < \text{Nash} < 0.65$
Non Satisfaisante	$\text{Nash} < 0.50$

2. Autres critères de performance utilisés

La plateforme Athys offre l'avantage de fournir automatiquement, en plus du critère de Nash, trois autres indicateurs permettant d'affiner l'évaluation du calage :

a) Écart Arithmétique Moyen (EAM)

$$EAM = \frac{\sum |X_i - Y_i|}{\sum Y_i} \quad (\text{Eq. V.2})$$

b) Ecart Quadratique Moyen (EQM)

$$EQM = \frac{\sqrt{\sum (X_i - Y_i)^2}}{\sum Y_i} \times \sqrt{N} \quad (\text{Eq. V.3})$$

c) Critère CREC

$$Crec = \sum \left(1 - \frac{X}{Y_i}\right) \times \sum \left(1 - \frac{Y_i}{\bar{Y}}\right) \times \frac{1}{N} \quad (\text{Eq. V.4})$$

Où, les X_i désignent les N valeurs calculées et Y_i les N valeurs observées. $\bar{Y}$ est la valeur moyenne des N valeurs observées.

N.B: Plus les critères EAM, EQM et CREC sont proches de zéro, plus le modèle simulé est proche de l'observé.

Le tableau V.9, représente les critères de performance retenus après le calage du modèle :

Tableau V.9: Critères de performance pour chaque événement.

Episodes	Critères débits			
	Nash	EAM	EQM	Crec
22/10/2000	0,82	0,36	0,89	4,99
24/10/2008	0,81	0,26	0,40	0,52
12/11/2012	0,81	0,35	0,59	5,85
11/10/2014	0,76	0,64	0,74	6,39

Le tableau V.10, détermine la qualité de la simulation de chaque événement selon les valeurs du critère Nash :

Tableau V.10 : Qualité de la simulation des événements

Episodes	Nash	Evaluation de la performance
22/10/2000	0,82	Très bonne
24/10/2008	0,81	Très bonne
12/11/2012	0,81	Très bonne
11/10/2014	0,76	Très bonne

V.6. Caractéristiques des hydrogrammes après le calage

Le tableau ci-dessous représente certaines caractéristiques qui sont extraites à partir de l'hydrogramme après le calage et également après des calculs sur les fichiers de sortie, ces caractéristiques sont les suivantes :

Tableau V.11: Caractéristiques extraites par l'hydrogramme après le calage selon le modèle Athys.

Episodes	Valeurs observées			Valeurs calculées		
	Volume ruisselé K.m ³	Débit max m ³ /s	Durée d'écoulement hrs	Volume ruisselé K.m ³	Débit max m ³ /s	Durée d'écoulement hrs
22/10/2000	5888,63	240	64	6111,53	219,38	71
24/10/2008	12468,67	382,52	26	13247,41	286,69	47
12/11/2012	11270,45	331,75	47	11077,75	285,90	48
11/10/2014	5950,51	330,82	27	7425,93	245,50	47

Les trois paramètres analysés dans le tableau précédent sont:

- Le volume ruisselé (K.m^3), l'unité K.m^3 reportée par Athys correspond à des milliers de mètres cubes (10^3 m^3).
- Le débit maximal (m^3/s).
- La durée d'écoulement (heures).

On peut tirer plusieurs résultats à partir du tableau V. 11, en lien avec l'évaluation des performances du modèle après calage.

V.6.1. Comparaison globale observé / calculé

Le tableau montre que le modèle hydrologique reproduit de manière globalement satisfaisante l'ordre de grandeur des volumes ruisselés, des débits de pointe et des durées d'écoulement pour les quatre épisodes de crue étudiés. Toutefois, des écarts variables persistent selon les événements et les paramètres considérés.

V.6.2. Volume ruisselé

Le volume ruisselé est généralement surestimé par le modèle pour les épisodes de 2000, 2008 et 2014. Pour l'épisode du 12/11/2012, le volume simulé ($11\,077,75 \text{ K.m}^3$) est très proche du volume observé ($11\,270,45 \text{ K.m}^3$), ce qui traduit une bonne reproduction des volumes pour cet événement.

Les écarts les plus importants apparaissent lors de l'épisode du 11/10/2014, suggérant une sensibilité du modèle aux conditions initiales ou à la distribution spatiale des pluies.

V.6.3. Débit maximal

Les débits de pointe sont systématiquement sous-estimés par le modèle pour l'ensemble des épisodes. Cette sous-estimation est particulièrement marquée pour les crues rapides (2008 et 2014), indiquant que le modèle a tendance à atténuer la dynamique des crues et à lisser les pics de débit.

Cela peut être lié aux paramètres de transfert, au pas de temps ou à la représentation du ruissellement rapide.

V.6.4. Durée d'écoulement

Les durées d'écoulement calculées sont plus longues que celles observées pour tous les épisodes.

Cette tendance traduit une diffusion excessive de l'écoulement dans le modèle, avec un étalement temporel de la crue. Le cas de 2012 constitue une exception relative, avec une durée simulée proche de la durée observée.

V.6.5. Interprétation des résultats

Globalement, le modèle montre une bonne capacité à estimer les volumes, mais présente des limites dans la reproduction de la dynamique temporelle des crues, en particulier : la restitution des débits maximaux et la durée réelle des écoulements. Ces résultats suggèrent que, malgré un calage satisfaisant, des améliorations pourraient être apportées au niveau des paramètres de transfert ou de la représentation du ruissellement rapide afin de mieux simuler les crues intenses et de courte durée.

V.6.6. Evaluation des erreurs relatives

Le tableau V.12 présente les erreurs relatives associées aux volumes ruisselés, aux débits maximaux et aux durées d'écoulement pour quatre épisodes de crue représentatifs, permettant d'évaluer les performances du modèle hydrologique après calage.

Tableau V.12: Récapitulatif des performances des 4 évènements

Épisode	Vol. obs. (K.m ³)	Vol. cal. (K.m ³)	Err. Vol. (%)	Qmax obs. (m ³ /s)	Qmax cal. (m ³ /s)	Err. Qmax (%)	Durée obs. (h)	Durée cal. (h)	Err. Durée (%)
22/10/2000	5888,63	6111,53	3,78	240,00	219,38	-8,59	64	71	10,94
24/10/2008	12468,67	13247,41	6,24	382,52	286,69	-25,05	26	47	80,77
12/11/2012	11270,45	11077,35	-1,71	331,75	285,90	-13,82	47	48	2,13
11/10/2014	5950,51	7425,93	24,79	330,82	245,50	-25,79	27	47	74,07

a- Erreurs relatives sur les volumes ruisselés

Les erreurs relatives sur les volumes ruisselés restent globalement faibles à modérées, variant entre 1,71 % et +24,79 %.

Les épisodes des 22/10/2000 et 24/10/2008 montrent une légère surestimation des volumes, avec des erreurs respectives de +3,78 % et +6,24 %, indiquant une bonne restitution des apports globaux.

L'épisode du 12/11/2012 est le mieux simulé, avec une erreur très faible (-1,71 %), traduisant une excellente concordance entre volumes observés et calculés.

En revanche, l'épisode du 11/10/2014 présente une surestimation importante du volume ruisselé (+24,79 %), ce qui suggère une sensibilité accrue du modèle aux conditions hydrologiques spécifiques de cet événement. Cette différence peut être liée à une mauvaise estimation des pertes (infiltration, stockage) ou à une imprécision dans la répartition spatiale des précipitations.

b- Erreurs relatives sur les débits maximaux

Les erreurs relatives sur les débits de pointe sont systématiquement négatives, comprises entre $-8,59\%$ et $-25,79\%$, ce qui indique une sous-estimation généralisée des débits maximaux (pics de crue) par le modèle. La sous-estimation est relativement modérée pour l'épisode du 22/10/2000 ($-8,59\%$), tandis qu'elle devient plus marquée pour les épisodes des 24/10/2008 et 11/10/2014, avec des erreurs proches de -25% . Cela révèle une réponse hydrologique trop amortie du modèle, probablement causée par un temps de concentration surestimé ou par un routage des écoulements trop lissé.

Ce comportement traduit une difficulté du modèle à reproduire correctement la réponse rapide du bassin et l'intensité des crues brutales.

c- Erreurs relatives sur la durée d'écoulement

Les erreurs relatives sur la durée d'écoulement révèlent une surestimation quasi systématique, avec des valeurs comprises entre $+2,13\%$ et $+80,77\%$. L'épisode du 12/11/2012 se distingue par une très bonne simulation de la durée ($+2,13\%$), alors que les épisodes des 24/10/2008 et 11/10/2014 présentent des erreurs très élevées ($+80,77\%$ et $+74,07\%$), traduisant un étalement excessif de l'hydrogramme simulé ce qui montre une difficulté du modèle à représenter la forme temporelle complète de l'hydrogramme, en particulier la phase de décrue. Ces écarts importants indiquent une représentation insuffisante des processus de transfert rapide au sein du bassin.

V.7. Conclusion

Ce chapitre a été consacré à la mise en œuvre de la modélisation pluie-débit du bassin versant de l'Oued Saïda à l'aide de la plateforme ATHYS. L'ensemble de la démarche a mis en évidence que la qualité et la fiabilité des simulations dépendent étroitement de la rigueur apportée à la préparation et au traitement des données géographiques (MNT, occupation du sol, réseau hydrographique) et hydrométéorologiques (pluviométrie et débits), ainsi que du choix judicieux des modèles de production et de transfert adaptés au contexte hydroclimatique du bassin.

L'analyse de sensibilité a permis d'identifier les paramètres exerçant une influence déterminante sur la réponse hydrologique du bassin. La capacité de rétention du sol (S) apparaît comme le paramètre clé contrôlant le volume de ruissellement, tandis que la vitesse de transfert (V_0) joue un rôle majeur dans la dynamique temporelle des crues, notamment dans la restitution du pic de débit. Les paramètres K_0 , d_s et ω présentent une influence plus spécifique, agissant principalement sur l'amortissement de l'onde de crue et sur la phase de décrue. Ces résultats confirment la forte sensibilité du modèle aux processus hydrologiques rapides et sont en accord avec les conclusions rapportées dans des travaux antérieurs menés dans des contextes hydrologiques similaires.

Le calage manuel du modèle, réalisé sur quatre épisodes de crue significatifs (2000, 2008, 2012 et 2014), a conduit à des performances globalement très satisfaisantes. Les valeurs du critère d'efficacité de Nash-Sutcliffe, comprises entre 0,76 et 0,82, traduisent une excellente concordance entre les débits simulés et les débits observés. Les hydrogrammes simulés reproduisent correctement les pics de crue, tant en termes d'amplitude que de position temporelle, ce qui confirme la capacité du modèle ATHYS à restituer la réactivité hydrologique du bassin.

Toutefois, l'analyse détaillée des erreurs montre que, si le calage permet une estimation précise des volumes ruisselés, le modèle présente certaines limites dans la reproduction fine de la dynamique des crues. En particulier, il tend à sous-estimer les débits de pointe, à surestimer les durées d'écoulement, et à afficher une variabilité notable des performances selon les épisodes étudiés. Ces écarts traduisent une diffusion excessive de l'écoulement simulé et une atténuation des réponses rapides, notamment lors des événements intenses et de courte durée.

Ainsi, le modèle peut être considéré comme très performant pour la simulation des volumes, acceptable à moyennement fiable pour la restitution des pics de crue, et encore perfectible pour la simulation des durées d'écoulement. Une recalibration plus fine des paramètres liés au ruissellement direct et aux processus de transfert, voire l'adaptation du pas de temps ou de la structuration spatiale du bassin, permettrait d'améliorer la précision globale des simulations.

En définitive, ce chapitre démontre que la méthodologie adoptée constitue une base solide pour la compréhension et la quantification des processus hydrologiques du bassin versant de l'Oued Saïda. Les résultats obtenus montrent que la plateforme ATHYS est capable de simuler de manière réaliste les crues observées, tout en offrant un cadre méthodologique robuste pour les analyses hydrologiques avancées, l'évaluation des risques d'inondation et les investigations futures dans un contexte de variabilité hydroclimatique.

Conclusion générale

Conclusion générale

Nous pouvons conclure, à travers cette étude qui a pour objectif de modéliser et de simuler le comportement hydrologique du bassin de l'Oued Saïda, devant le processus de la genèse du débit à partir des précipitations.

Cette étude s'est tout d'abord appuyée sur une analyse morphométrique détaillée du bassin versant de l'Oued Saïda, afin de caractériser le cadre physique contrôlant les écoulements. D'une superficie totale de 644 km² et d'un périmètre de 164,5 km, le bassin présente un relief contrasté, structuré en trois principales unités géomorphologiques : une zone montagneuse, une zone plissée et une vallée centrale correspondant à l'Oued Saïda. Cette organisation morphologique conditionne fortement la dynamique hydrologique du bassin.

L'analyse des paramètres morphométriques montre que, selon le coefficient de compacité ($K_c = 1,81$), le bassin versant de l'Oued Saïda est de forme modérément allongée, ce qui influence directement le temps de concentration des écoulements. L'indice de pente globale indique un relief relativement accentué, avec une altitude maximale atteignant 1232 m et une altitude minimale de 440 m, favorisant ainsi un ruissellement potentiellement important, notamment lors des épisodes pluvieux intenses.

Toutefois, la faible torrencialité observée dans le bassin s'explique par la faible densité du réseau hydrographique, qui induit un temps de concentration relativement long. Cette configuration favorise deux processus hydrologiques majeurs : d'une part, l'infiltration des eaux au niveau des formations géologiques perméables, particulièrement lorsque le couvert végétal est relativement dense, d'autre part, la stagnation des eaux dans les secteurs à faible pente et à lithologie imperméable, phénomène observé principalement en aval du bassin versant. Ainsi, le temps de concentration apparaît comme le résultat de l'interaction entre plusieurs facteurs, notamment la forme du bassin, la lithologie, le couvert végétal, la superficie, la pente moyenne et la longueur du thalweg principal.

Dans un second temps, l'étude s'est attachée à analyser la variabilité climatique et hydro-climatique du bassin versant de l'Oued Saïda à travers l'exploitation de séries de données couvrant la période 1974–2012. L'application d'indices climatiques et hydrologiques a permis de mettre en évidence des évolutions significatives du régime pluviométrique et des écoulements, révélant un changement progressif des conditions hydro-climatiques du bassin.

Les résultats montrent une augmentation notable des précipitations et des débits au cours de la dernière décennie de la série d'observation (2002–2012), comparativement à la période antérieure (1974–2004). Cette évolution traduit un renforcement des apports hydriques, susceptible d'influencer directement la réponse hydrologique du bassin. L'analyse de la variabilité climatique met également en évidence plusieurs ruptures significatives dans les séries pluviométriques, notamment en 2002, 2005 et 2007, marquant une transition vers des conditions plus humides et une fréquence accrue des épisodes de pluies intenses. Les tests de rupture appliqués aux données hydrométriques confirment par ailleurs une rupture majeure en 2007, indiquant un changement durable du régime hydro-climatique à partir de cette date.

L'étude du régime pluviométrique à l'aide de l'indice SPI révèle une longue période déficitaire s'étendant de 1974 à 2004, suivie d'une phase excédentaire entre 2005 et 2012. Bien que cette évolution suggère un retour à des conditions plus favorables, l'analyse des indices de sécheresse indique que la sécheresse observée sur l'ensemble de la période demeure principalement modérée, sans épisodes prolongés de sécheresse extrême. Les indices d'humidité climatique, notamment le CMI, confirment une transition vers des conditions plus humides au cours de la dernière décennie, tout en maintenant le bassin dans un contexte climatique semi-aride. Ces résultats sont en cohérence avec des travaux antérieurs (Nouaceur et al., 2013), qui soulignent un retour progressif à des précipitations plus abondantes après une longue période de déficit, accompagné d'une augmentation des événements pluviométriques extrêmes.

Ces évolutions climatiques récentes ont eu des impacts positifs mesurables sur les ressources en eau et les activités socio-économiques de la région. Les observations de la période 2007–2012 confirment la prédominance de conditions plus humides, illustrées notamment par des taux de remplissage élevés des barrages et par une production céréalière record enregistrée en 2010, selon les données officielles (Khoualdia et al., 2014).

Parallèlement, à ces résultats climatiques, la modélisation pluie-débit du bassin versant de l'Oued Saïda a été mise en œuvre à l'aide de la plateforme ATHYS, afin de simuler le comportement hydrologique du bassin et de mieux comprendre le processus de génération des débits à partir des précipitations. Le choix du modèle distribué ATHYS, développé par l'IRD, repose sur sa capacité à intégrer les données géographiques et hydro-climatiques, ainsi que sur la diversité des modèles de production et de transfert qu'il propose.

Le modèle de production SCS-LR, retenu dans cette étude, répond aux objectifs de modélisation et à la disponibilité des données, tout en offrant une représentation robuste et relativement simple des processus hydrologiques dominants. L'évaluation des performances du modèle à l'aide du critère de Nash–Sutcliffe a montré des valeurs comprises entre 0,76 et 0,82, traduisant une excellente concordance entre les débits simulés et observés pour les épisodes de crue étudiés (2000, 2008, 2012 et 2014). Ces résultats ont été confirmés par d'autres indicateurs statistiques, tels que l'EAM et l'EQM, attestant de la fiabilité du modèle pour une simulation à pas de temps horaire.

L'analyse de sensibilité des paramètres du modèle a mis en évidence le rôle déterminant de la capacité de rétention du sol (S) dans le contrôle des volumes ruisselés, ainsi que celui de la vitesse de transfert (V_0) dans la restitution de la dynamique des crues et des pics de débit. Les paramètres K_0 , ds et ω exercent une influence plus ciblée sur l'amortissement de l'onde de crue et sur la phase de décrue, confirmant la cohérence du modèle avec les processus hydrologiques rapides caractéristiques des bassins semi-arides.

En conclusion, cette étude montre que la combinaison de l'analyse des indices de variabilité climatique et de la modélisation hydrologique par ATHYS constitue une approche pertinente et complémentaire pour la compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Oued Saïda. Les résultats obtenus fournissent une base solide pour la gestion intégrée des ressources en eau, la prévision des crues et des sécheresses, ainsi que pour le développement de stratégies d'adaptation face à la variabilité et aux changements climatiques futurs.

Recommandations et perspectives

1. Recommandations

Au regard des résultats obtenus dans cette thèse, plusieurs recommandations peuvent être formulées afin d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Oued Saïda et d'optimiser la gestion des ressources en eau dans un contexte de variabilité climatique.

➤ Renforcement du dispositif d'observation hydro-climatique

Il est essentiel d'améliorer la densité et la continuité des réseaux de mesure pluviométriques et hydrométriques, en particulier dans les zones amont du bassin. Des données plus fines et mieux réparties spatialement permettraient de réduire les incertitudes liées à la variabilité spatiale des précipitations et d'améliorer la qualité des simulations hydrologiques.

➤ Suivi continu de la sécheresse et des extrêmes climatiques

La surveillance de la sécheresse devrait être systématisée à travers l'utilisation conjointe de plusieurs indices climatiques et hydrologiques (SPI, SPEI, CMI, indices de débit), afin de mieux caractériser l'intensité, la durée et la fréquence des périodes sèches et humides. Cette approche contribuerait à une meilleure anticipation des impacts sur les ressources en eau et les activités agricoles.

➤ Amélioration du calage et de la validation des modèles hydrologiques

Il est recommandé d'intégrer un calage automatique ou semi-automatique, couplé à une validation croisée sur un plus grand nombre d'événements hydrologiques, afin de renforcer la robustesse des paramètres du modèle ATHYS. Une attention particulière devrait être accordée à l'amélioration de la simulation des pics de crue et des durées d'écoulement, qui restent les principales limites identifiées.

➤ Intégration des caractéristiques du sol et de l'occupation du sol

Une caractérisation plus détaillée des propriétés hydrodynamiques des sols (perméabilité, capacité de stockage, humidité initiale) ainsi que de l'occupation du sol permettrait de mieux représenter les processus d'infiltration et de ruissellement, et d'améliorer la précision des volumes et des débits simulés.

2. Perspectives de recherche

Cette thèse ouvre plusieurs perspectives pouvant faire l'objet de travaux futurs.

➤ Extension temporelle et actualisation des données

L'actualisation des séries hydro-climatiques au-delà de 2012 permettrait d'évaluer la persistance ou l'évolution des tendances récemment observées, notamment en lien avec le changement climatique et l'augmentation des événements extrêmes.

➤ Couplage avec des scénarios de changement climatique

L'intégration de projections climatiques issues de modèles climatiques régionaux permettrait de simuler l'évolution future des débits, des sécheresses et des crues, et d'évaluer la vulnérabilité du bassin versant de l'Oued Saïda face aux changements climatiques à moyen et long termes.

➤ Comparaison multi-modèles hydrologiques

Une approche comparative intégrant d'autres modèles hydrologiques (semi-distribués ou entièrement distribués) permettrait de mieux quantifier les incertitudes liées au choix du modèle et de renforcer les résultats trouvés.

➤ Analyse spatio-temporelle avancée des processus hydrologiques

L'utilisation de techniques avancées telles que l'analyse par ondelettes, les méthodes géostatistiques ou les données de télédétection (pluie satellite, humidité des sols) offrirait une meilleure compréhension de la variabilité spatio-temporelle des processus hydrologiques.

➤ Évaluation des impacts socio-économiques

Enfin, l'intégration des dimensions socio-économiques (agriculture, ressources en eau potable, risques d'inondation) permettrait de relier plus étroitement les résultats hydrologiques aux enjeux de développement durable et d'adaptation des territoires.

Références Bibliographiques

A.B.H. Agence de Bassin Hydrographique. Les cahiers de l'Agence.

Abadie B. (2006). Simulation des crues du Rhin par des modèles hydrologiques mettant en œuvre différentes stratégies d'agrégation. Master 2ème année, Sciences de la Terre spécialité Hydrologie, Hydrogéologie et Sols. Université Paris Sud, Orsay, France, 124 p.

Ali A. & Lebel T. (2009). The Sahelian standardized rainfall index revisited. *International Journal of Climatology* 29, 1705–1714. <https://doi.org/10.1002/joc.1832>.

Ambroise B. (1991). Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré, Processus et Modèles. Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques. Université Louis Pasteur, Strasbourg. 33 p.

Ambroise B. (1998). La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant – Processus, Facteurs, Modèles. H.G.A (Ed) Bucarest, 200 p.

Ambroise B. (1998a). Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 1- Processus et facteurs. *Revue. Science de l'eau*, 11 (4) , pp 471-495.

Andréassian V. (2002). Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Cemagref (Antony), 276 p.

Andréassian V., Parent, E. et Michel, C. (2003). A distribution-free test to detect gradual changes in watershed behavior. *Water Resources Research* 39(9), 1252, doi:10.1029/2003WR002081.

A.N.R.H. (2001). Agence Nationale des Ressources Hydrauliques. Inventaire des points d'eau.

Ardoin-Bardin S., Lubes-niel H., Servat E., Dezetter A., Boyer J.F., Maheg & Paturel J.E. (2003). Analyse de la persistance de la sécheresse en Afrique de l'Ouest : caractérisation de la situation de la décennie 1990. *Hydrology of Mediterranean Semi arid Regions* (edited by Servat E, Najem W, Leduc C, Shakeel A), Conference, Montpellier, April 2003, IAHS Publication, 278: 223–228.

Ardoin-Bardin S. (2004). Variabilité hydro-climatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. Thèse Doctorat, Montpellier II, France, p. 440.

Belarbi H., Touaibia B., Boumechra N., Amiar S. & Baghli N. (2016). Sécheresse et modification de la relation pluie –débit : Cas du bassin versant de l'Oued Sebdou (Algérie occidentale). *Hydrological Sciences Journal* 19, 1–13.

Bencherki A. (2008). Réalisation d'une carte de vulnérabilité des nappes phréatiques de la région de Saida, en Algérie, avec l'aide des Systèmes d'information géographique. Thèse de Maîtrise en études de l'environnement (MEE), Université de Moncton. 84 p.

Références bibliographiques

- Benkaci T. (2006), Modélisation pluie-débit mensuelle et journalière par les modèles conceptuels et les systèmes neuro-flous (Application aux bassins algériens), Thèse de doctorat, Institut National d'Agronomie- Algérie.
- Bentabet A. (2008). Apport des méthodes hydrochimiques dans la caractérisation du fonctionnement hydrodynamique des aquifères des Monts de Saida. Thèse de Magister, CUM de Mascara. 122p.
- Benyamina B. (2012). Approche hydrogéologique et cartographique de la nappe karstique des monts de Saida. Thèse de Magister, Université de Mascara 131 p.
- Bergaoui M. & Alouini A. (2001). Caractérisation de la sécheresse météorologique et hydrologique : Cas du bassin versant de Siliana en Tunisie. *Sécheresse* 12(4), 205– 213.
- Bergström, S.(1976). Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI RH No 7.Norrköping.134 pp.
- Bergström,S. (1992). The HBV model - its structure and applications. SMHI RH No 4. Norrköping. 35 pp.
- Beven K.,j., KirkbyM.j. (1979). Aphysically based Model, variable contributing area Model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24, 43-69.
- Bodian A. (2014). Caractérisation de la variabilité temporelle récente des précipitations annuelles au Sénégal (Afrique de l'Ouest). *Journal of Physio-Géo* 8, 297–312. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.4243>.
- Bois P. (1971). Une méthode de contrôle des séries chronologiques utilisées en climatologie et en hydrologie. Publication du Laboratoire de Mécanique des Fluides, section hydrologie, Université Grenoble I, 53 p.
- BouassriaS. (1998).Contribution à la cartographie du système aquifère karstique des Mons de Saida. Thèse de magister, CUM de Mascara.
- Bouguerne A. (2017). Relation pluie- débit et concentration des polluants dans les Oueds Boussalem et Rhumel. Est Algérien. Thèse de Doctorat. Université Batna 2. 248 p.
- Bouvier C., Delclaux F. (1996). ATHYS: A Hydrological environment for spatial modellingand complig witha GIS.Proceedingsof the HydroGIS96,Vienna, Austria, pp.19-28.AIHSpublicationno 235.
- Bouvier C., Marchandise A., Brunet P., Crespy A. (2008). Un modèle pluie-débit distribué événementiel parcimonieux pour la prédétermination et la prévision des crues éclair en zone méditerranéenne. Application au bassin du Gardon d'Anduze. 23ème Congrès Mondial de l'Eau, 1-4 septembre 2008, Montpellier (France), 10 p.
- Bouvier C., Crespy A., L'Aour-Dufour A., Crès F., Delclaux F., Marchandise A. (2010). Modélisation hydrologique distribuée – Plate-forme ATHYS. In. *Traité d'Hydraulique Environnementale*, volume 9 : Logiciels d'Ingénierie du cycle de l'eau, chapitre 7, 115-134

Références bibliographiques

- Bouvier C., Crespy A. et Cres A. (2012). ANNEXE 10-3 : atelier hydrologique spatialisé ATHYS. In. Hydrologie quantitative, Pierre-Alain Roche, Jacques Miquel et Eric Gaume
- Boyer J.F. (2002). Khronostat1.01: Logiciel d'analyse statistique de séries chronologiques. Disponible sur. Available from: <http://www.hydrosiences.org/mytech/khronostat.html>
- Brunet-Moret Y. (1977). Test d'homogénéité. Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie 14(2), 119–129.
- Buishand T. A. (1982). Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology* 58(1–2), 11–27. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90066-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90066-X).
- Cheikh F., Amadou S. & Jean N. (2015). Etude des sécheresses pluviométriques et hydrologiques en Afrique tropicale : Caractérisation et cartographie de la sécheresse par indices dans le haut bassin du fleuve Sénégal. *Journal of Physio-Géo* 9, 17–35.
- Clair A. (1952). Etude hydrogéologique des monts de Saïda. Rapport de synthèse, Agence Nationale des Ressources en Eau, Alger.
- Clarke R.T. (1973). Review of some mathematical model hydrology, with the observations on their calibration and used. *Journal of Hydrology* 19, pp 1-20.
- Claudie B. (2009). Homogénéisation des séries de précipitations : identification des techniques les plus prometteuses et nouveaux développements. [Ph. Den sciences de l'eau]. Québec : INRS-ETE, Canada, 308p.
- Coustau M., Bouvier C., Borrell-Estupina V., & Jourde H. (2012). Flood modelling with a distributed event-based parsimonious rainfall-runoff model: case of the karstic Lez river catchment. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(4), pp 1119- 1133.
- Coustau M., Ricci S., Borrell-Estupina V., Bouvier C., Thual O. (2013). Benefits and limitations of data assimilation for discharge forecasting using an event-based rainfall-runoff model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13, 583-596.
- CTS (1989). Centre des Techniques Spatiales. Rapport de synthèse sur le bassin de Saïda
- Dacosta H., Konate Y. K. & Malou R. (2002). La variabilité spatio-temporelle des précipitations au Sénégal depuis un siècle. In: *Regional Hydrology: Bringing the Gap between Research and Practice* (HAJ van Lanen, S. Demuth), FRIEND conference (Le Cap, Afrique du Sud), IAHS Publication, 274: 499–506.
- Dahmani M.N. (2016). Etude hydrologique et hydrogéologique du Bassin versant de l'Oued Saïda, Mémoire de Magister en science de la terre, option: hydrogéologie, université d'Oran 2, 188p.
- Deffontaines B. (1990). Développement d'une méthodologie morpho-tectonique et morphostructurale. Analyse des surfaces enveloppes, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrain; application au Nord-Est de la France. Thèse nouveau doctorat, Paris VI, n 90 PA06 6740, 260 p.

Delmas S. (1993). XF: design and Implementation of a programming environment for interactive construction of graphical user interfaces. Berlin.

De Marsily G. (1981). Hydrogéologie quantitative. Collection Sciences de la terre. Masson. ISBN: 9782225755040. url : <https://books.google.fr/books?id=h4bQAAAAIAAJ> (cf. p. 17).

De wit M.J.M., Van den hurk B., Warmerdam P.M.M., Torfs P.J.J.F., Roulin E., Van deursen W.P.A. (2007). Impact of climate change on low-flows in the river Meuse. Climatic Change. Vol. 82. N°. 3. p. 351-372. DOI 10.1007/s10584-006-9195-2

Djellouli F., Bouanani A. & Baba-Hamed K. (2016). Efficiency of some meteorological drought indexes in different time scales, case study: Wadi Louza basin NW Algeria. Journal of Water and Land Development 31, 33–41.

Djidi K. (2015). Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de Saida. Thèse de Doctorat, Université d'Oran 2, 282 p.

DHW. (1992). La Direction de l'Hydraulique de la Wilaya de Saida (inventaire des points d'eau et synthèse sur le bassin de Saida).

Edijatno (1991). Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier (Elaboration of a simple daily rainfall-runoff model). Ph.D. dissertation, Louis Pasteur University (Strasbourg)/ Cemagref (Antony), France, 625p.

Edijatno, Michel C. (1989). Un modèle pluie-débit à trois paramètres. La Houille Blanche, n°2, 113-121.

Edijatno, Nascimento N.O., Yang X., Makhlouf Z. et Michel C. (1999). GR3J: A daily watershed model with three free parameters. Hydrological Sciences Journal, 44(2), 263-278.

EL Mahi A. (2002). Déficit pluviométrique des dernières décennies en Algérie du Nord et son impact sur les ressources en eau. [Mémoire de Magister], Mascara, p. 120.

EL Mahi A., Meddi M., Matari A. & Ketrouci K. (2004). État de la pluviométrie en période de sécheresse en Algérie du nord et sa relation avec le phénomène ENSO. Actes du colloque "Terre et Eau" (Annaba, 2004), p. 420–423.

Elmi S, Benest M. (1978). Les " Argiles de Saïda " faciès flyshoïde du Callovo- Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien). Stratonomie, environnements, interprétation et évolution paléogéographique. Livre Jubilaire J. Flandrin, Lyon. pp, 203-242.

Eriksen S. H. & Kelly P. M. (2006). Developing credible vulnerability indicators for climate adaptation policy assessment. Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change 12, 495–524.

Farah A. K. (2014). Changement climatique ou variabilité climatique dans l'Est Algérien. (Mémoire de Magister). Constantine 1, 125.

Fourmigué, P. et Lavabre, J., (2005). Prévision de crues avec le modèle conceptuel pluie-débit GR3H. Revue des Sciences de l'Eau 18(1), 87-102.

Références bibliographiques

- Gaumme E. (2000). Hydrologie : cycle de l'eau et modélisation pluie-débit. Cours ENPC.
- Gendzh N. (2015). Statistical analysis of hydrological data using the HBV-Light Model for the Boyne catchment. Maynooth University. 28 p. DOI: 10.13140/RG.2.2.25980.03207.
- Ghenim A. N. & Megnounif A. (2011). Caractérisation de la sécheresse par les indices SPI et SSFI (Nord-Ouest de l'Algérie). *Le Journal de l'Eau et de l'Environnement* 10(18), 59–77.
- Ghenim A. N. & Megnounif A. (2013). Ampleur de la sécheresse dans le bassin d'alimentation du barrage Meffrouche (Nord-Ouest de l'Algérie). *Journal of Physio-Géo* 7, 35–49.
- Giddings L., Soto M., Rutherford B. M. & Maarouf A. (2005). Standardized precipitation index zones for México. *Atmósfera* 18(1), 33–56.
- Haida S., Ait Fora A., Probst J. L. & Snoussi M. (1999). Hydrologie et fluctuations hydroclimatiques dans le bassin versant du SEBAOU entre 1940 et 1994. *Sécheresse* 10(3), 221–226.
- Hewlett J.D. (1961). Watershed Management. In Annual Report 1961, USDA Forest Service, Asheville (INC, USA), 61-66.
- Higy C. (2000) Modélisation conceptuelle et à base physique des processus hydrologiques : application du bassin versant de la haute Mentue. Thèse de Doctorat, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 300 p.
- Hubert P. (2000). The segmentation procedure as a tool for discrete modeling of Hydro meteorological regimes. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 14(4), 297–304.
- Hubert P., Carbonnel J. P. & Chaouche A. (1989). Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *Hydrology* 110(3–4), 349–367.
- Hursch C.R. (1936) Storm water and absorption. *Trans of American geophysical Union*, 17; 301- 302.
- Hursch C.R. & Brater E.F. (1941). Separating storms hydrographs from small drainage areas into surface and subsurface flow. *Trans of American geophysical Union*, 22; 863-870.
IRD: www.athys-soft.org
- Ketrouci K., Meddi M., Matari A. & El Mahi A. (2004). La sècheresse dans le Nord-Ouest algérien sur les deux dernières décennies. Actes du colloque “Terre et Eau” (Annaba, 2004), pp. 440–443.
- Khalidi A. (2005). Impact de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien, Monts de Tlemcen-Saida. Thèse de doctorat d'état. Université d'ORAN, 239 p.

- Khoualdia W., Djebbar Y. & Hammar Y. (2014). Caractérisation de la variabilité climatique: Cas du bassin versant de la Medjerda (Nord-est algérien). Synthèse: Revue des Sciences et de la Technologie 29(1), 6–23.
- Laborde, J. P. (1993). Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/500000. Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, projet PNUD/ALG/88/021, une carte avec notice explicative, 44 p.
- Laborde J.P. et Mouhous N. (1998). HYDROLAB. Logiciel pour le traitement des données hydrologiques, avec notice explicative, 42 p.
- Lamb P. J.(1982). Persistence of Subsaharan drought.Nature299, 46–47.
- Lebel T. & Ali A.(2009). Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007).Hydrology375(1–2),52–64.<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.030>.
- Lee A. F. S. & Heghinian S. M. (1977).A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables – a Bayesian approach. Technometrics 19 (4), 503–506.
- Lindström G., Johansson B., Persson M., Gardelin M., Bergström S. (1997). Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model.Journal of Hydrology. N°. 201. p. 272-288.
- Lubes H., Masson J. M., Servat E., Paturel J. E. & Boyer J. F. (1994). Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par application de tests statistiques. Etude bibliographique, Rapport 3, Programme ICCARE. ORSTOM, Montpellier, France.
- Madsen H. (2000). Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. Journal of Hydrology 235, pp. 276-288. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00279-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00279-1)
- Mangin.A. (1975).Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. 3ème partie. Constitution et fonctionnement des aquifères karstiques, Annales de Spéléologie, 30 (1) 21-124.
- Marchandise A. (2007). Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques, Thèse de doctorat d'état. Université de Montpellier II, sciences et techniques du Languedoc. 195p.
- Marghany M. Et Hashim M. (2010). Lineament mapping using multi spectral remote sensing satellite data. International Journal of the Physical Sciences. Vol. 5(10), pp. 1501-1507.
- Mckee T. B., Doesken N. J. & Kleist J. (1993).The relationship of drought frequency and duration to time scale.In: Actes de la 8th Conférence on Applied Climatology, Anaheim, CA, pp. 179–184.
- Meddi H. (2001). Quantification des précipitations: application au Nord-Ouest de l'Algérie (Méthodologie de Pluvia). (Mémoire de magister), Univ. Mascara, Algérie, p. 155.

- Meddi M. & Hubert P. (2003). Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. In: *Hydrology of the Mediterranean and Semi-Arid Regions*, Vol. 278. Wallingford: IAHS Publication, pp. 229–235.
- Merabti A. (2018). Caractérisation, variabilité et prévision de la sécheresse dans le Nord-est Algérien. Résumé de la thèse de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique, Blida, p. 10.
- Mouelhi S. (2003). Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de Doctorat, ENGREF, Cemagref Antony, France, 323 p.
- Mouelhi S., Michel C., Perrin C. et Andréassian V. (2006a). Step wise development of a two-parameter monthly water balance model. *J. Hydrol.* 318(1-4), 200-214, doi :10- 1016/j.
- Mouelhi S., Michel C., Perrin C., Andreassian V. (2006b). Linking stream flow to rainfall at the annual time step: the Manabe bucket model revisited. *J. Hydrol.* 328, 283-296, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.12.022.
- Nascimento NO. (1995). Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Thèse de Doctorat, CERGRENE / ENPC, Paris, France, 550 p.
- Nash J. E., Sutcliffe J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. *Journal of Hydrology* 10, 282 – 290.
- Nouaceur Z., Benoit L. & Turkey I. (2013). Changements climatiques au Maghreb: Vers des conditions plus humides et plus chaudes sur le littoral algérien. *Journal of Physio-Géo* 7, 307–323. [https://doi.org/10.4000/physio- geo.3686](https://doi.org/10.4000/physio-geo.3686).
- ONM. Office National de Météorologie. Archives données de précipitations Saïda.
- Otmane A., Baba-Hamed K., Bouanani A. & Kebir L. W. (2018). Mise en évidence de la sécheresse par l'étude de la variabilité climatique dans le bassin versant de l'oued Mekerra (Nord-Ouest Algérien). *Techniques Sciences Méthodes* 9, 23–37.
- Ousterhout J. K. (1993). Tcl and the Tk toolkit. Draft report, University of California, Berkeley.
- Paturel J. E., Servat É., Kouamé B., Boyer J. F., Lubes H. & Masson J. M. (1996). Procédures d'identification de "ruptures" dans des séries chronologiques; modification du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest non sahélienne). In: *L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement*, IAHS Publication n° 238, Mélanges à la mémoire de Jean RODIER, pp. 99–110.
- Penman H.L. (1963) *Vegetation and Hydrology*. Commonwealth bureau of soil Technical communication (53), Farnham Royal (U.K) 124 p.
- Perrin C. 2000: Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Doctorat, INPG (Grenoble) / Cemagref (Antony), 530 p.

- Perrin C. 2002. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. *La Houille Blanche* (6/7). p. 84-91.
- Perrin C., Michel C., Andreassian V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279(1-4), 275-289.
- Perrin C., Michel C., Andréassian V. (2007). Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR), Cemagref, UR Hydrosystèmes et Bioprocédés. 16 p. Juin 2007. <http://www.cemagref.fr/webgr>.
- Pettitt A.N.(1979). A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics* 28(2), 126–135.
- Pitaud G. (1973). Etude hydrogéologique pour la mise en valeur de la vallée de l'oued Saïda (rapport de synthèse).
- Seibert J. (2005). HBV Light Version 2. User's Manual. Department of Physical Geography and Quaternary Geology. Stockholm University - Stockholm.
- Sircoulon, J. (1976). Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale : Comparaison avec les sécheresses "1913" et "1940". *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie* 13(2), 75–174. ISSN 0008-0381.
- Soro G. E., Anouman D. G. L., Goula B. T. A., Srohorou B. & Savane I. (2014). Caractérisation des séquences de sécheresse météorologique à diverses échelles de temps en climat de type Soudanais : Cas de l'extrême Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire. *Larhyss* 18, 107–124.
- Soubeyroux J. M., Kitova N., Blanchard M., Vidal J. P., Martin E. & Dandin P. (2012). Sécheresses des sols en France et changement climatique : Résultats et applications du projet Clim Sec. *La Météorologie* 78, 21–30.
- Steenhuis T.S., Winchell M., Rossing J., Zollweg J.A., Walter M.F. (1995). SCS Runoff equation revisited for variable-source runoff areas. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 121, 234-238
- Talia A. (2003). Évolution des régimes pluviométrique et hydrologique du Nord de l'Algérie. (Mémoire de Magister), Mascara, p. 160.
- Talia A. & Meddi M. (2004). La pluvio- variabilité dans le Nord de l'Algérie. *Actes du colloque "Terre et Eau"* (Annaba, 2004), 477–480.
- Tangara M. (2005). Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie- débit global. Thèse de doctorat de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes de Paris, Cemagref. 374 pp.
- Vörösmarty C. J., Douglas E. M., Green P. A. & Revenga C. (2005). Geospatial indicators of emerging water stress: An application to Africa. *Ambio* 34(3), 230–236.
- Willmott C. J. & Feddema J. J. (1992). A more rational climatic moisture index. *The Professional Geographer* 44, 84–88.

Références bibliographiques

Wu H., Hayes M. J., Weiss A. & Hu Q. (2001). An evaluation of the standardized precipitation index, the China Z-index and the statistical Z-score. *International Journal of Climatology* 21(6), 745–758.

Yang X., Parent E., Michel C. et Roche P.A. (1991). Gestion d'un réservoir pour la régularisation des débits. *La Houille Blanche* (6), 433-440.

ANNEXES

Tableau 1 : Calcul du χ^2 pour la station de Saida

N° de classes	Limites des classes	Effectif observé n_i	Effectif théorique np_i	χ^2
1	<230	8	7,6	1,211
2	230 – 290	6		
3	290 – 360	9		
4	360 – 420	9		
5	>420	6		

$\chi^2_{\text{calculé}}=1,211$

$\text{d.d.l.}=k-p-1$

d.d.l.= degré de liberté

k = nombre de classes

p=paramètres estimés

(eq.Annexe1)

Pour un degré de liberté de 5-2-1=2 et pour un seuil de 0,05, le $\chi^2_{\text{tabulé}}$ est de 5,99.

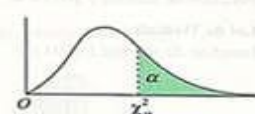
Le $\chi^2_{\text{calculé}}$ étant inférieur au $\chi^2_{\text{tabulé}}$. L'ajustement à la loi normale sera donc retenu.

Tableau2 : Table de distribution de χ^2 (loi de K.Pearson)

Tableau 2 : Table de distribution de χ^2 (loi de K. Pearson)

La table donne la probabilité α , en fonction du nombre de degrés de liberté ν , pour que χ^2 égale ou dépasse une valeur donnée χ^2_{α}

$\alpha = P(\chi^2 \geq \chi^2_{\alpha})$



ν	$\alpha = 0,990$	$\alpha = 0,975$	$\alpha = 0,950$	$\alpha = 0,900$	$\alpha = 0,100$	$\alpha = 0,050$	$\alpha = 0,025$	$\alpha = 0,010$	$\alpha = 0,001$
1	0,0002	0,0010	0,0039	0,0158	2,71	3,84	5,02	6,63	10,83
2	0,02	0,05	0,10	0,21	4,61	5,99	7,38	9,21	13,82
3	0,12	0,22	0,35	0,58	6,25	7,81	9,35	11,34	16,27
4	0,30	0,48	0,71	1,06	7,78	9,49	11,14	13,28	18,47
5	0,55	0,83	1,15	1,61	9,24	11,07	12,83	15,09	20,52
6	0,87	1,24	1,64	2,20	10,64	12,59	14,45	16,81	22,46
7	1,24	1,69	2,17	2,83	12,02	14,07	16,01	18,47	24,32
8	1,65	2,18	2,73	3,49	13,36	15,51	17,53	20,09	26,13
9	2,09	2,70	3,33	4,17	14,68	16,92	19,02	21,67	27,88
10	2,56	3,25	3,94	4,87	15,99	18,31	20,48	23,21	29,59
11	3,05	3,82	4,57	5,58	17,27	19,67	21,92	24,72	31,26
12	3,57	4,40	5,23	6,30	18,55	21,03	23,34	26,22	32,91
13	4,11	5,01	5,89	7,04	19,81	22,36	24,74	27,69	34,53
14	4,66	5,63	6,57	7,79	21,06	23,68	26,12	29,14	36,12
15	5,23	6,26	7,26	8,55	22,31	25,00	27,49	30,58	37,70
16	5,81	6,91	7,96	9,31	23,54	26,30	28,84	32,00	39,25
17	6,41	7,56	8,67	10,08	24,77	27,59	30,19	33,41	40,79
18	7,01	8,23	9,39	10,86	25,99	28,87	31,53	34,80	42,31
19	7,63	8,91	10,12	11,65	27,20	30,14	32,85	36,19	43,82
20	8,26	9,59	10,85	12,44	28,41	31,41	34,17	37,57	45,32
21	8,90	10,28	11,59	13,24	29,61	32,67	35,48	38,93	46,80
22	9,54	10,98	12,34	14,04	30,81	33,92	36,78	40,29	48,27
23	10,20	11,69	13,09	14,85	32,01	35,17	38,08	41,64	49,73
24	10,86	12,40	13,85	15,66	33,20	36,41	39,37	42,98	51,18
25	11,52	13,12	14,61	16,47	34,38	37,65	40,65	44,31	52,62
26	12,20	13,84	15,38	17,29	35,56	38,88	41,92	45,64	54,05
27	12,88	14,57	16,15	18,11	36,74	40,11	43,19	46,96	55,48
28	13,57	15,31	16,93	18,94	37,92	41,34	44,46	48,28	56,89
29	14,26	16,05	17,71	19,77	39,09	42,56	45,72	49,59	58,30
30	14,95	16,79	18,49	20,60	40,26	43,77	46,98	50,89	59,70

Quand ν est supérieur à 30, on utilise la table de la loi normale (table de l'écart réduit) avec :

$t = \sqrt{2\chi^2} - \sqrt{2\nu - 1}$

Tableau 3: Méthodes utilisées pour le calcul de la lame d'eau précipitée.

Méthodes	Formules	Définitions
Thiessen	$P_t = \frac{\sum P_i S_i}{S} = \frac{V_t}{S}$ (eq. Annexe 2)	V_t = Volume total d'eau tombé sur le bassin. S = Surface totale du bassin. P_i = Précipitations moyennes annuelles de la station à l'intérieur du polygone. S_i = Surface du polygone considéré.
Isohyètes	$P_t = \frac{\sum P_i S_i}{S}$ (eq. Annexe 3)	S_i = Surface inter-isohyète. P_i =Pluviométrie moyenne inter-isohyétale totale. S = Superficie totale du bassin.

Tableau 4 : Evaluation du volume d'eau tombé sur le bassin versant de Saida par la méthode de Thiessen.

Stations pluviométrique	Surface du polygone (Km ²)	Précipitations (mm/an)	Volume d'eau tombée (10 ⁶ m ³ / an)
Sidi Boubekeur	156	281,7	43945,2
PK50	127	330,0	41910,0
Saida	166	333,0	55278,0
Ain Zerga Ferme	76	333,6	25353,6
Ain El Hadjar	119	335,9	39972,1
Total	644		206458,9

Tableau 5: Evaluation du volume d'eau tombé sur le bassin versant de Saida par la méthode des isohyètes.

Zone inter-isohyétale (mm)	Précipitations moy. (mm)	S _i (Km ²)	V _t (10 ⁶ m ³)
330	333	317	105561
330-320	325	105	34125
320-310	315	62	19530
310-300	305	46	14030
300-290	295	35	10325
290	286	79	22594

Tableau 6: Méthodes utilisées pour le calcul des indices climatiques.

Méthodes	Formules	Définitions											
DE MARTONNE	$I = \frac{P}{T + 10}$ (eq. Annexe 4)	I : indice d'aridité annuel. P: précipitations annuelles moyennes (mm). T: températures annuelles moyennes (°C). 20 < I < 30 climat tempéré. 10 < I < 20 climat semi-aride. 5 < I < 10 climat désertique. I < 5 climat hyper-aride.											
	$i = \frac{12 p}{t + 10}$ (eq. Annexe 5)	i: indice d'aridité mensuelle. p: Précipitations mensuelles moyennes (mm). t: Températures mensuelles moyennes (°C).											
P. MORAL	$Ia = \frac{P}{T^2 - 10T + 200}$ (eq. Annexe 6)	Ia : indice pluviométrique annuel, l'indice Ia = 1 marque la limite entre l'humidité et la sécheresse. P : précipitations moyennes annuelles en mm. T : températures moyennes annuelles en °C.											
	$Iam = \frac{P}{\frac{t^2}{10} - t + 20}$ (eq. Annexe 7)	(I) Mois pluvieux $P > \frac{t^2}{10} + t + 30$ Mois humide $\frac{t^2}{10} + t + 30 > P > \frac{t^2}{10} - t + 20$ Mois sec $\frac{t^2}{10} - t + 20 > P > \frac{t^2}{20} - t + 10$ Mois aride $P < \frac{t^2}{20} - t + 10$ (II) <table> <tr> <td>Mois pluvieux</td> <td>" p "</td> <td>+2</td> </tr> <tr> <td>Mois humide</td> <td>" h "</td> <td>+1</td> </tr> <tr> <td>Mois sec</td> <td>" s "</td> <td>0</td> </tr> <tr> <td>Mois aride</td> <td>" a "</td> <td>-1</td> </tr> </table>	Mois pluvieux	" p "	+2	Mois humide	" h "	+1	Mois sec	" s "	0	Mois aride	" a "
Mois pluvieux	" p "	+2											
Mois humide	" h "	+1											
Mois sec	" s "	0											
Mois aride	" a "	-1											

Tableau 7 : Méthode utilisée pour le calcul d'ETP

Méthodes	Formules	Définitions
THORNTHWAITE	$ETP = 1,6 \left(\frac{10t}{I} \right)^a * K$ (eq. Annexe 8) $a = 0,016 I + 0,5 = 1,78$ (eq. Annexe 9)	ETP : évapotranspiration potentielle mensuelle corrigée en cm. t : Température moyenne mensuelle en °C. k : coefficient de correction mensuel dépendant de la latitude et donné par la table (tableau 8). I: indice thermique annuel, défini comme la somme des indices thermiques mensuels <i>i</i> avec $i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514}$ (eq. Annexe 10)(voir tableau 9) $1,6 \left(\frac{10t}{I} \right)^a$: évapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée en cm.

Tableau 8: Table du coefficient de correction.

Lat. N.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.16	1.17	1.13	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.86	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
Lat. S.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	1.00	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

Tableau 9: Table des indices thermiques mensuels

Calcul des indices mensuels : $i = \left(\frac{t}{5}\right) 1.514$

T°	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
0°			0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07
1°	0.09	0.10	0.12	0.13	0.15	0.16	0.18	0.20	0.21	0.23
2°	0.25	0.27	0.29	0.31	0.33	0.35	0.37	0.39	0.42	0.44
3°	0.46	0.48	0.51	0.53	0.56	0.58	0.61	0.63	0.66	0.69
4°	0.71	0.74	0.77	0.80	0.82	0.85	0.88	0.91	0.94	0.97
5°	1.00	1.03	1.06	1.09	1.12	1.16	1.19	1.22	1.25	1.29
6°	1.32	1.35	1.39	1.42	1.45	1.49	1.52	1.56	1.59	1.63
7°	1.66	1.70	1.74	1.77	1.81	1.85	1.89	1.92	1.96	2.00
8°	2.04	2.08	2.12	2.15	2.19	2.23	2.27	2.31	2.35	2.39
9°	2.44	2.48	2.52	2.56	2.60	2.64	2.69	2.73	2.77	2.81
10°	2.86	2.90	2.94	2.99	3.03	3.08	3.12	3.16	3.21	3.25
11°	3.30	3.34	3.39	3.44	3.48	3.53	3.58	3.62	3.67	3.72
12°	3.76	3.81	3.86	3.91	3.96	4.00	4.05	4.10	4.15	4.20
13°	4.25	4.30	4.35	4.40	4.45	4.50	4.55	4.60	4.65	4.70
14°	4.75	4.81	4.86	4.91	4.96	5.01	5.07	5.12	5.17	5.22
15°	5.28	5.33	5.38	5.44	5.49	5.55	5.60	5.65	5.71	5.76
16°	5.82	5.87	5.93	5.98	6.04	6.10	6.15	6.21	6.26	6.32
17°	6.38	6.44	6.49	6.55	6.61	6.66	6.72	6.78	6.84	6.90
18°	6.95	7.01	7.07	7.13	7.19	7.25	7.31	7.37	7.43	7.49
19°	7.55	7.61	7.67	7.73	7.79	7.85	7.91	7.97	8.03	8.10
20°	8.16	8.22	8.28	8.34	8.41	8.47	8.53	8.59	8.66	8.72
21°	8.78	8.85	8.91	8.97	9.04	9.10	9.17	9.23	9.29	9.36
22°	9.42	9.49	9.55	9.62	9.68	9.75	9.82	9.88	9.95	10.01
23°	10.08	10.15	10.21	10.28	10.35	10.41	10.48	10.55	10.62	10.68
24°	10.75	10.82	10.89	10.95	11.02	11.09	11.16	11.23	11.30	11.37
25°	11.44	11.50	11.57	11.64	11.71	11.78	11.85	11.92	11.99	12.06
26°	12.13	12.21	12.28	12.35	12.42	12.49	12.56	12.63	12.70	12.78
27°	12.85	12.92	12.99	13.07	13.14	13.21	13.28	13.36	13.43	13.50
28°	13.58	13.65	13.72	13.80	13.87	13.94	14.02	14.09	14.17	14.24
29°	14.32	14.39	14.47	14.54	14.62	14.69	14.77	14.84	14.92	14.99
30°	15.07	15.15	15.22	15.30	15.38	15.45	15.53	15.61	15.68	15.76
31°	15.84	15.92	15.99	16.07	16.15	16.23	16.30	16.38	16.46	16.54
32°	16.62	16.70	16.78	16.85	16.93	17.01	17.09	17.17	17.25	17.33
33°	17.41	17.49	17.57	17.65	17.73	17.81	17.89	17.97	18.05	18.13
34°	18.22	18.30	18.38	18.46	18.54	18.62	18.70	18.79	18.87	18.95
35°	19.03	19.11	19.20	19.28	19.36	19.45	19.53	19.61	19.69	19.78
	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9

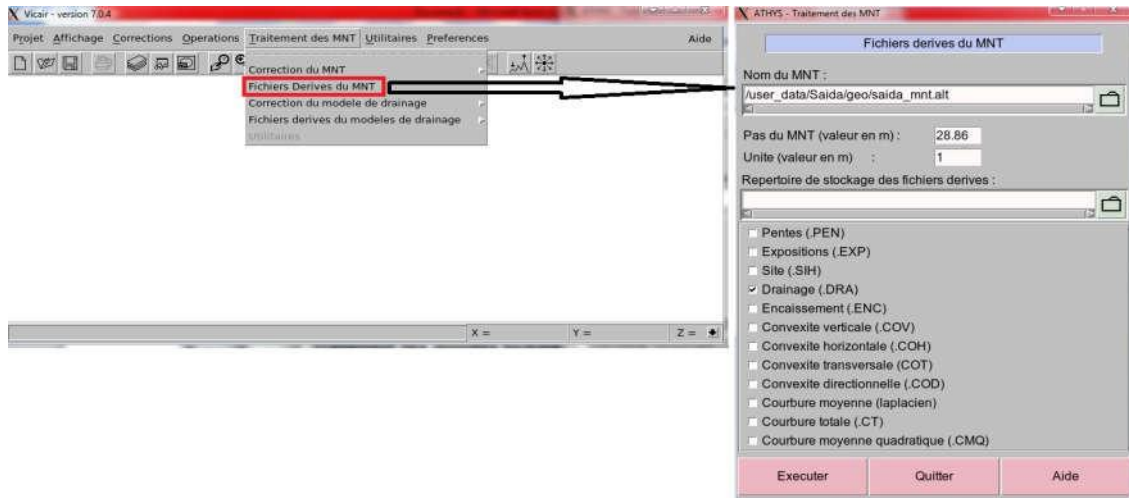
Tableau 10 : Débits moyens annuels de la station de Sidi Boubekeur.

Station	Sidi Boubekeur	
Années	Q (m³/s)	q (L/s/km²)
1989 - 1990	0,57	0,89
1990 - 1991	0,93	1,44
1991 - 1992	0,24	0,37
1992 - 1993	0,16	0,24
1993 - 1994	0,31	0,49
1994 - 1995	0,61	0,94
1995 - 1996	1,34	2,08
1996 - 1997	0,30	0,47
1997 - 1998	0,31	0,49
1998 - 1999	0,21	0,33
1999 - 2000	0,46	0,71
2000 - 2001	0,69	1,07
2001 - 2002	0,39	0,61
2002 - 2003	0,42	0,66
2003 - 2004	0,69	1,07
2004 - 2005	0,47	0,73
2005 - 2006	0,50	0,77
2006 - 2007	0,47	0,73
2007 - 2008	0,77	1,20
2008 - 2009	1,33	2,06
2009 - 2010	0,65	1,00
2010 - 2011	0,73	1,14
2011 - 2012	0,82	1,27
Moyenne	0,58	0,90
Ecart type	0,31	0,49
Cv	0,54	0,54

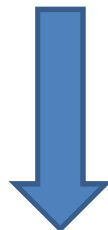
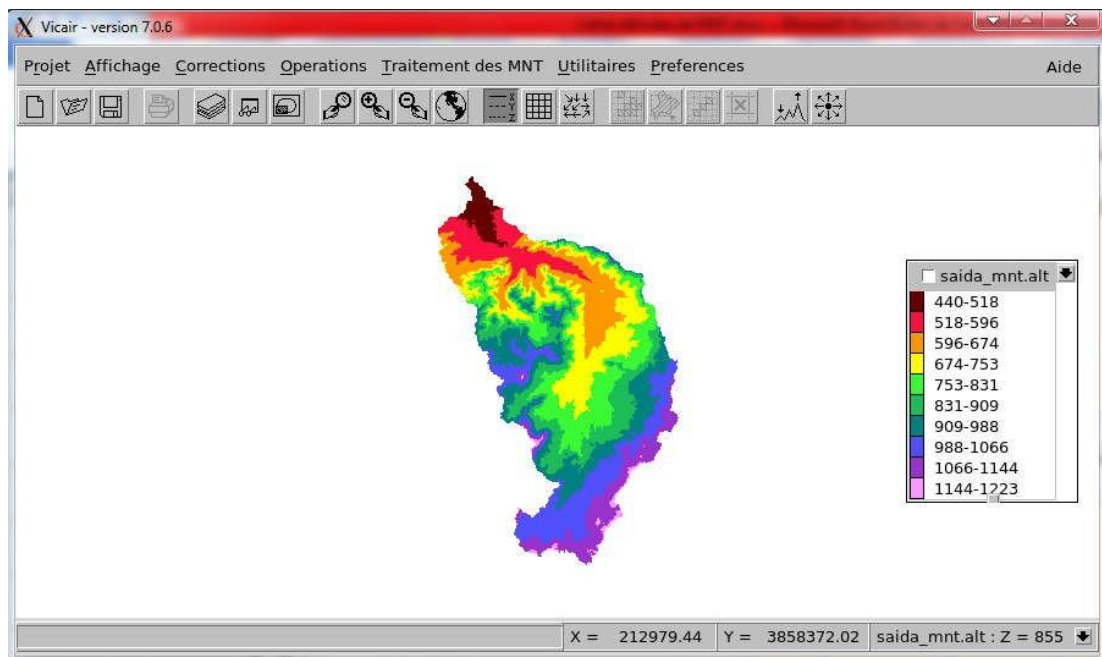
Tableau 11 : Calcul du χ^2 pour la station de Sidi Boubekeur.

N° de classes	Limites des classes	Effectif observé n_i	Effectif théorique np_i	$(n_i - np_i)^2 / (np_i)$
1	< 0,39	6	4,6	0,43
2	0,31 – 0,47	5	4,6	0,03
3	0,47 – 0,65	4	4,6	0,08
4	0,65 – 0,77	4	4,6	0,08
5	> 0,77	4	4,6	0,08
χ^2 calculé = 0,70 Pour un degré de liberté de $5 - 3 - 1 = 1$ et pour un seuil de 0,05 , le χ^2 tabulé est de 3,84. Le χ^2 calculé étant inférieur au χ^2 tabulé. L'ajustement à la loi log normale sera donc retenu.				

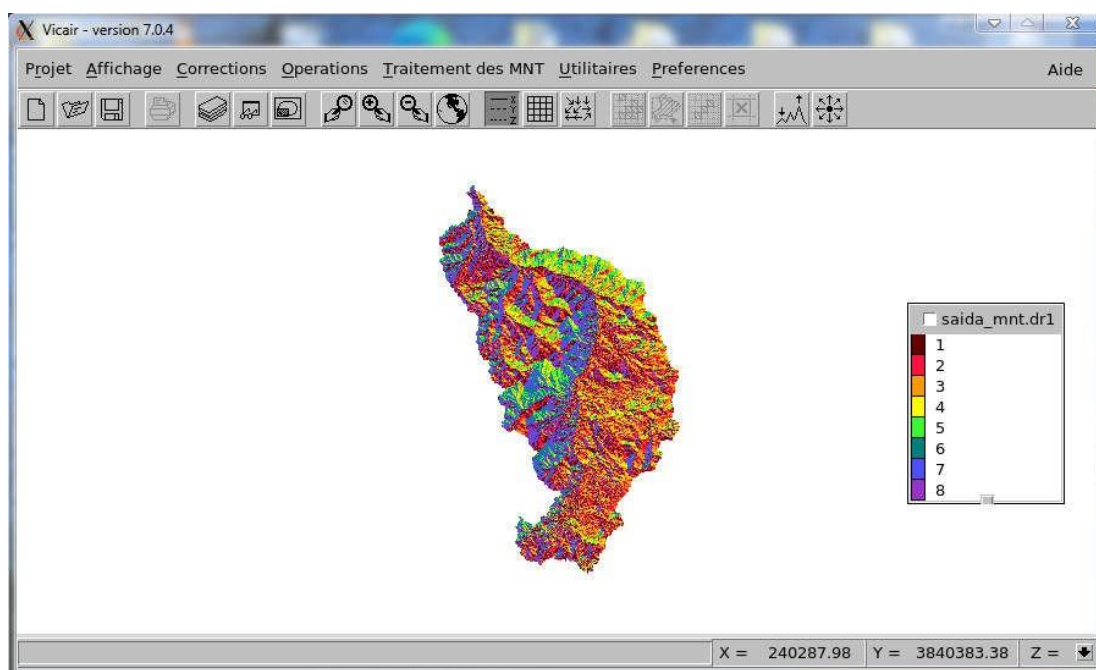
Principales étapes de transformation du MNT



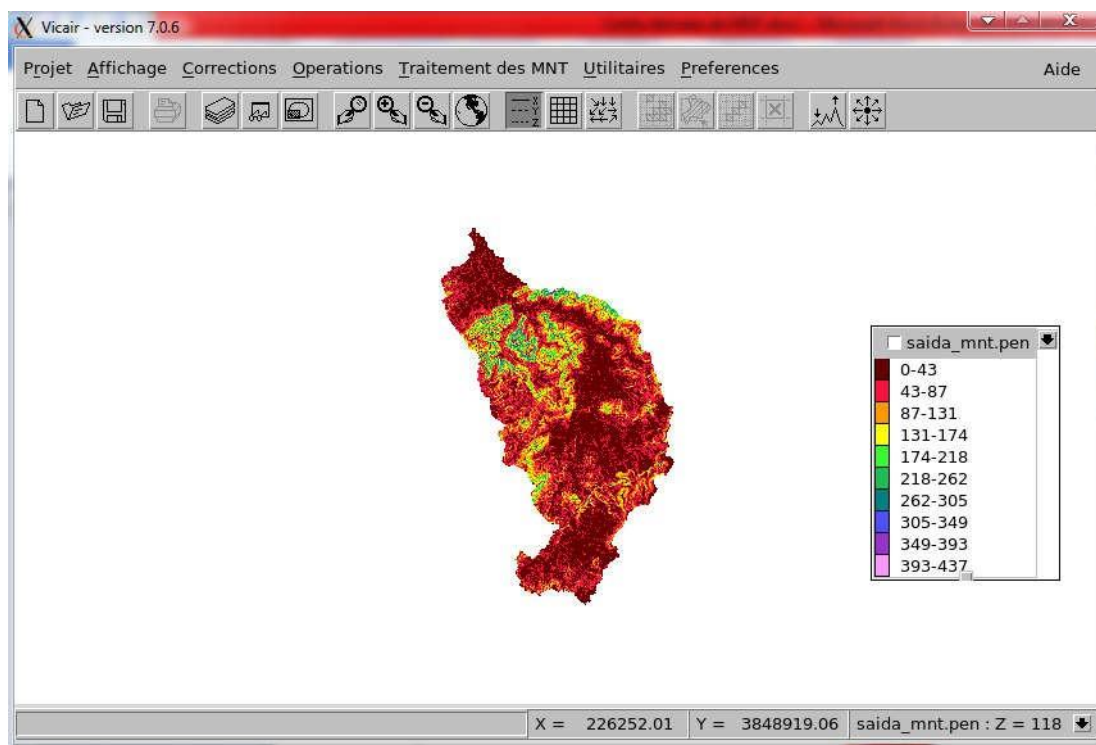
MNT



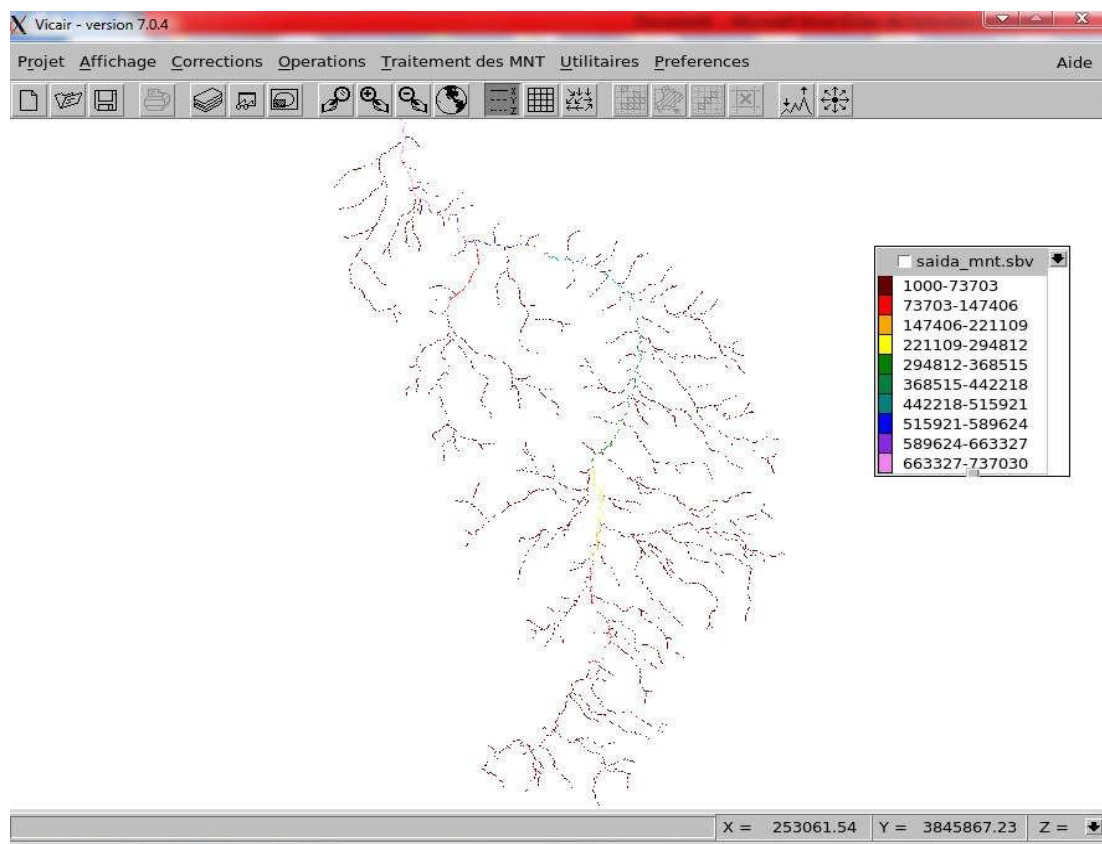
Direction de drainage



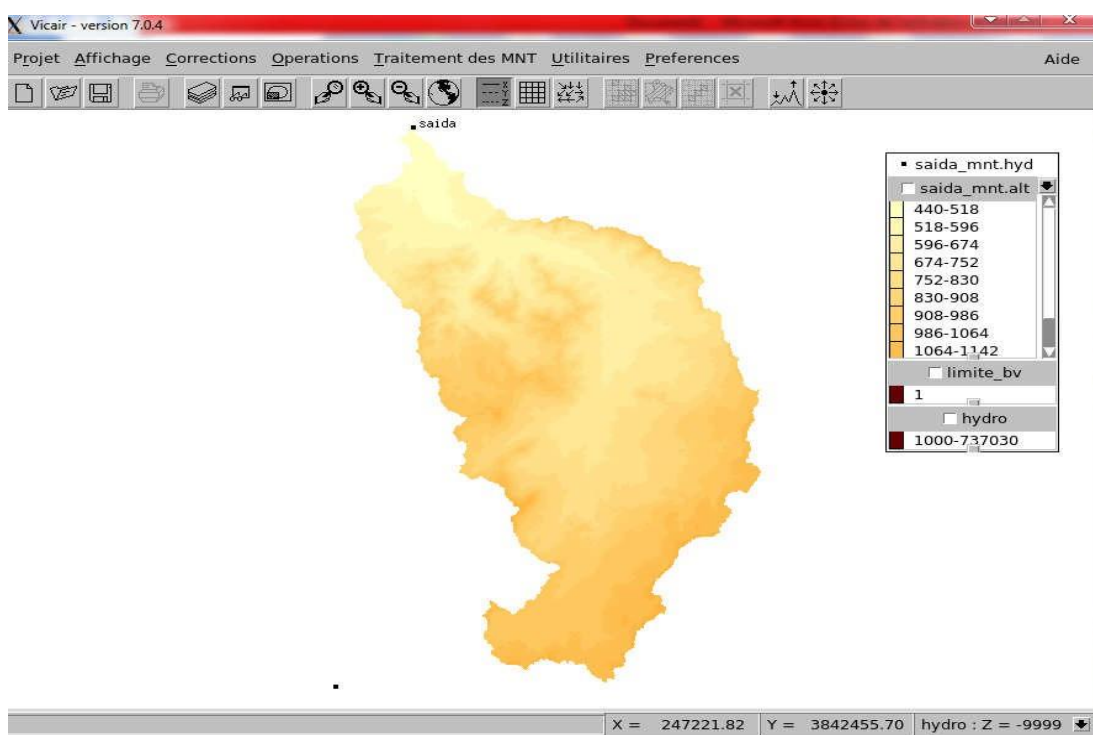
Pente



Chevelu hydrographique



Bassin versant d'oued Saida



Exemple d'Evaluation des erreurs observées durant un événement

Evaluation des erreurs relatives au 1^{er} événement

Conversion des volumes ($\text{K.m}^3 \rightarrow \text{m}^3$)

• Volume observé : $5888,63 \text{ K.m}^3 = 5\,888\,630 \text{ m}^3$

• Volume calculé : $6111,53 \text{ K.m}^3 = 6\,111\,530 \text{ m}^3$

Calculs avec la surface réelle de 644 km^2 . Erreur relative sur le volume :

$$\text{Erreur relative} = \frac{V_{\text{simulé}} - V_{\text{observé}}}{V_{\text{observé}}} \quad (\text{eq. Annexe 11})$$

$$\text{Erreur} = (6\,111\,530 - 5\,888\,630) / 5\,888\,630 \times 100 = 3,78 \%$$

• Pluie efficace équivalente

$$P_{\text{eff}} = V / (S \times 1000) \quad (\text{eq. Annexe 12})$$

Observée: $5\,888\,630 / (644 \times 1000) = 9,15 \text{ mm}$

Calculée: $6\,111\,530 / (644 \times 1000) = 9,49 \text{ mm}$

Erreur pluie efficace = $3,72 \%$

• Débit de pointe

Débit max observé : $240 \text{ m}^3/\text{s}$, Débit max calculé: $219,38 \text{ m}^3/\text{s}$

Erreur= $(219,38 - 240) / 240 \times 100 = -8,59 \%$

• Durée d'écoulement

Durée observée: 64 h , Durée calculée : 71 h

Erreur= $(71 - 64) / 64 \times 100 = 10,94 \%$

Tableau 12: Récapitulatif des erreurs du 1^{er} événement

Paramètre	Observé	Calculé	Erreur	Interprétation
Volume	$5,889 \times 10^6 \text{ m}^3$	$6,112 \times 10^6 \text{ m}^3$	3,78 %	Très bonne correspondance
Débit de pointe	$240 \text{ m}^3/\text{s}$	$219,38 \text{ m}^3/\text{s}$	-8,59 %	Pic sous-estimé
Durée d'écoulement	64 h	71 h	10,94 %	Crue simulée trop longue

Tableau 13: Récapitulatif des erreurs du 2^{ème} événement

Paramètre	Observé	Calculé	Erreur	Interprétation
Volume	$12,468 \times 10^6 \text{ m}^3$	$13,247 \times 10^6 \text{ m}^3$	6,25 %	Correct, légère surestimation
Débit de pointe	$382,52 \text{ m}^3/\text{s}$	$286,69 \text{ m}^3/\text{s}$	-25,05 %	Pic fortement sous- estimé
Durée écoulement	26 h	47 h	80,77 %	Crue beaucoup trop longue

Tableau 14: Récapitulatif des erreurs du 3^{ème} événement

Paramètre	Observé	Calculé	Erreur	Interprétation
Volume	$11,270 \times 10^6 \text{ m}^3$	$11,077 \times 10^6 \text{ m}^3$	-1,71 %	Excellent
Débit de pointe	$331,75 \text{ m}^3/\text{s}$	$285,90 \text{ m}^3/\text{s}$	-13,82 %	Pic sous-estimé
Durée écoulement	47 h	48 h	2,13 %	Très bon

Tableau 15: Récapitulatif des performances du 4^{ème} événement

Paramètre	Observé	Calculé	Erreur	Interprétation
Volume	$5,950 \times 10^6 \text{ m}^3$	$7,425 \times 10^6 \text{ m}^3$	24,79 %	Forte surestimation
Débit de pointe	$330,82 \text{ m}^3/\text{s}$	$245,50 \text{ m}^3/\text{s}$	-25,79 %	Pic sous-estimé
Durée écoulement	27 h	47 h	74,07 %	Crue trop étalée