

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 –

Faculté de TECHNOLOGIE

Département d'HYDRAULIQUE



MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du **diplôme de Master**

En : **HYDRAULIQUE**

Option : **HYDRAULIQUE URBAINE**

Par :

GOUSMANE ANISLOUM Ismaghil

**Modélisation de la relation pluie-débit à l'aide d'un
modèle conceptuel à réservoirs Gardénia.
Cas de l'oued Mekerra (NW algérien)**

Soutenu le, 29 / 06 / 2022 , devant le jury composé de :

M. **BOUANANI Abderrazak**
Mme. **BABA HAMED Kamila**
M. **MEGNOUNIF Abdessalem**
Mme. **ADJIM Hayet**

Professeur	Univ. Tlemcen	Encadreur
Professeur	Univ. Tlemcen	Co-encadreur
Professeur	Univ. Tlemcen	Président
MCB	Univ. Tlemcen	Examinatrice

2021-2022

RESUME

Nous nous sommes intéressés dans cette étude à la fonction pluie- débit sur une partie du bassin versant de la Mekerra, que nous avons appelé la Haute qui regroupe la Mekerra amont et la moyenne Mekerra. Au climat semi-aride situé au Nord-ouest de l'Algérie et occupant une superficie de 1871.8 Km², le bassin présente une forme allongée, des pentes parfois prononcées et une lithologie favorisant l'écoulement.

Le bassin a fait l'objet d'une modélisation pluie-débit par l'utilisation du modèle conceptuel global Gardénia. Pour ce faire, nous avons utilisé une base de données au pas de temps annuel et mensuel. Le modèle utilisé a prouvé sa performance par des résultats considérables. Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs élevées des critères de qualité. Les deux phases de calage (annuelle et mensuelle) ont donné des résultats exprimés par un critère de Nash de 80.6% pour le calage annuel et 80.8% pour le calage mensuel et un coefficient de corrélation de 0.8077 et 0.8746 pour les deux calages respectifs annuel et mensuel, puis un Nash de 74.1% et 68.6% pour les deux phases de validation annuelle et mensuelle avec un coefficient de corrélation de 0.703 et 0.8042.

Les résultats trouvés avec cette application mettent en évidence l'importance de l'utilisation de ce modèle Gardénia dans un contexte méditerranéen et son adaptabilité. Ce dernier, permet aussi d'analyser plusieurs composantes du bilan telles que la pluie efficace et la recharge de la nappe sous-jacente.

Mots-clés : Modélisation pluie-débit, Mekerra, GARDENIA, Simulation.

ABSTRACT

Application of the hydrological model GARDENIA. Case of the watershed of wadi Mekerra (North-West of Algeria).

In this study, we were interested in the rainfall-flow function over part of the Mekerra watershed, which we called the Upper, which includes the upstream Mekerra and the middle Mekerra. With a semi-arid climate located in the North-West of Algeria and occupying an area of 1871.8 km², the basin has an elongated shape, sometimes pronounced slopes and a lithology favoring flow.

The basin was the subject of rainfall-flow modeling using the global conceptual model Gardenia. To do this, we used a database with annual and monthly time steps. The model used has proven its performance with considerable results. Their optimization was obtained for high values of the quality criteria. The two calibration phases (annual and monthly) gave results expressed by a Nash criterion of 80.6% for the annual calibration and 80.8% for the monthly calibration and a correlation coefficient of 0.877 and 0.8746 for the two respective annual and monthly, then a Nash 74.1% and 68.6% for the two annual and monthly validation phases with a correlation coefficient of 0.703 and 0.8042

The results found with this application highlight the importance of using this Gardenia model in a Mediterranean context and its adaptability. The latter also makes it possible to analyze several components of the balance such as effective rainfall and the recharge of the underlying aquifer.

Keywords: Rainfall-runoff modelling, Mekerra, GARDENIA, Simulation.

الملخص

في هذه الدراسة، كان اهتمامنا بخض وظيفة التدفق - الأمطار على جزء من حوض المياه Mekerra ، والتي نسميها الجزء العلوي ، والتي تشمل المنبع Mekerra و Mekerra الأوسط. مع مناخ شبه جاف يقع في الشمال الغربي للجزائر ويحتل مساحة 1871.8 كيلومتر مربع ، يتمتع الحوض بشكل ممدود ، ومنحدرات واضحة في بعض الأحيان ونوعية الصخور تسمح بالتدفق.

كان الحوض موضوعًا لنمذجة التدفق - الأمطار باستخدام النموذج المفاهيمي العالمي جاردينيا. للقيام بذلك ، استخدمنا قاعدة بيانات بخطوات زمنية سنوية وشهرية. لقد أثبت النموذج المستخدم أدائه بنتائج ملحوظة. تم الحصول على قيم عالية لمعايير الجودة. أعطت مرحلتى المعايرة (السنوية والشهرية) نتائج معبر عنها بمعيار ناش بنسبة 80.6% للمعايرة السنوية و 80.8% للمعايرة الشهرية ومعامل ارتباط 0.877 و 0.8746 للمعايرتين السنوية والشهرية ، ثم ناش. 74.1% و 68.6% لمرحلتى التحقق السنوية والشهرية بمعامل ارتباط 0.703 و 0.8042. تسلط النتائج التي تم العثور عليها مع هذا التطبيق الضوء على أهمية استخدام نموذج الغردينيا في سياق البحر الأبيض المتوسط وقدرته على التكيف. هذا الأخير يجعل من الممكن أيضًا تحليل العديد من مكونات التوازن مثل هطول الأمطار الفعال وإعادة تغذية طبقة المياه الجوفية الأساسية.

الكلمات المفتاحية: نمذجة التدفق - هطول الأمطار ، Mekerra ، Gardénia ، المحاكاة.

و جعلنا من الماء كل شيء حي الأنبياء ٢٩

NOUS AVONS FAIT DE L'EAU TOUT ÊTRE VIVANT VERSET 29 SOURAT LES PROPHÈTES

REMERCIEMENTS

Gloire et louanges au tout puissant ALLAH (SWT) qui m'a accordé santé et la force de réaliser ce projet de fin d'études.

Mes meilleurs remerciements vont à mon encadreur Professeur **BOUANANI Abderrazak** et mon Co-encadreur Professeur **BABA HAMED Kamila**, pour la qualité de leur encadrement et leur compétence et surtout leur patience.

Je remercie vivement Professeur **MEGNOUNIF Abdessalem** d'avoir accepté de présider le jury et l'examinatrice **ADJIM Hayet** Maitre de conférences pour leurs remarques qui me seront sûrement bénéfiques.

Mes remerciements vont ensuite à mes parents, mes frères et sœurs sans oublier ma nouvelle famille estudiantine qui m'ont soutenus et encouragés pour l'élaboration de ce mémoire et à tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin.

Je présente aussi mes remerciements à tous les enseignants ayant contribué à mon parcours universitaire sans oublier le chef de département M **BOUCHELKIA Hamid** qui m'a été d'un grand soutien moral.

DÉDICACES

Je dédie ce travail à mon père pour son soutien, ses encouragements et la confiance qu'il m'accorde,

À ma mère pour son amour et affection,

À mes frères et sœurs et à tous les membres de la famille,

À la mémoire de ma grande mère.

À tous mes amis.

LISTE DES ABREVIATIONS

C_e : Coefficient d'écoulement.
C_m : Coefficient mensuel de débit.
C_T : Coefficient de torrencialité.
C_v : Coefficient de variation.
DA : Déficit agricole.
Dd : Densité de drainage.
Ds : Dénivelée spécifique.
ETP : Evapotranspiration potentielle
ETR : Evapotranspiration réelle
Exc : Excédent
PB : Pluie Brute.
PN: Pluie Nette.
GLUE: Generalized Likelihood Uncertainty Estimation.
INRS : Institut National de la Recherche Scientifique-Eau.
GARD : Modèle hydrologique Gardenia.
GR : Génie rural.
I : Infiltration
I_g : Indice de pente globale.
I_p : Indice de pente.
K_C : Coefficient de compacité.
Le : Lamme d'eau écoulée.
P : Périmètre.
P : Précipitations.
Q : Débit.
Q_s : Débit spécifique.
R : Ruissèlement.
R² : Coefficient de détermination
R_C : Rapport de confluence
R_L : Rapport des longueurs
RU : Réserve utile
T : Température.
T_c : Temps de concentration
χ² : Test de Khi deux.
Σ : Somme.
δ : Ecart type.
σ² : Variance.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique	6
Figure 2 Schéma d'un modèle hydrologique	7
Figure 3: Types de modèles utilisés en Hydrologie	9
Figure 4 Schéma de la structure simple du modèle GARDENIA, un seul réservoir souterrain	16
Figure 5 Schéma de la structure du modèle GARDENIA pour la simulation	16
Figure 6 Schéma de la structure du modèle GR2M	20
Figure 7. Situation géographique du bassin versant de la Macta	23
Figure 8. Localisation du bassin versant de la Mekerra	25
Figure 9 Subdivisions du bassin de la Mekerra.....	26
Figure 10 Subdivisions du bassin versant de la Mekerra après 2010.....	27
Figure 11 Courbe hypsométrique du bassin de la Haute Mekerra	30
Figure 12 Carte hypsométrique du bassin de l'Oued Mekerra et sa courbe correspondante ...	32
Figure 13 Carte des pentes (Otmene, 2019)	34
Figure 14 Réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Mekerra (Otmene, 2019)	38
Figure 15 Profil en long de l'Oued Mekerra (Otmene, 2019).....	41
Figure 16 Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre.	43
Figure 17 Droite représentative des longueurs en fonction de l'ordre.....	44
Figure 18 Répartition spatiale des différentes occupations des sols du bassin de la Mekerra(Otmene, 2019)	47
Figure 19 Répartition générale des terres au niveau du bassin de la Mekerra	47
Figure 20 Lithologie du bassin versant de l'Oued Mekerra (Bétier, 1951)	48
Figure 21 Schéma des aquifères de la plaine de Sidi Bel Abbès (Achi et al., 1974)	49
Figure 22 Localisation des stations hydro-pluviométriques au niveau du bassin de la Mekerra	52
Figure 23 Variation des précipitations moyennes annuelles du bassin de la haute Mekerra (1970/1971-2020/2021).....	54
Figure 24 Variation des précipitations moyennes mensuelles du bassin de la haute Mekerra (1970/71-2020/21).....	55
Figure 25 Variation des précipitations moyennes saisonnières du bassin de la haute Mekerra (1970/71-2020/21).....	55
Figure 26 Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale à la station de Ras El Ma (1970/1971-2020/2021).	57
Figure 27 Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale à la station de Sidi Ali Benyoub (1970/1971-2020/2021)	58
Figure 28 Ajustement des précipitations moyennes annuelles à la loi log normale pour les stations Ras el Ma et Sidi Ali Benyoub(1970/1971-2020/2021)	61
Figure 29 Variation des températures moyennes annuelles (1980/81-2020/21).....	63
Figure 30 Variation des températures moyennes mensuelles (1981/82-2020/21)	64
Figure 31 Courbe pluviothermique de la station Sidi Ali Benyoub (1980/81-2020/21).....	65
Figure 32 Abaque de De.Martonne appliqué à la station de Sidi Ali Benyoub	67
Figure 33 Valeurs des débits moyennes annuels à la station de Sidi Ali Benyoub (1969/1970- 2007/2008)	69
Figure 34 Variations des débits moyens mensuels (1970/1971-2008/2009)	70
Figure 35 Variations des débits moyens mensuels (1970/1971-2007/2008)	71
Figure 36 Variations des débits moyens saisonniers (1970/1971-2008/2009).....	72
Figure 37 Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution normale.....	73
Figure 38 Ajustement graphique des débits à la loi de distribution log normale.....	75
Figure 39 Débits max annuels instantanés (1970/1971-2008/2009).....	77

Figure 40 Ajustement à la loi de Gumbel des débits max (1970/1971-2008/2009).....	78
Figure 41 Ajustement des Q max (m3/s) à la loi log normale	80
Figure 42 Variation interannuelle des lames d'eau écoulées (1969/1970-2007/2008).....	81
Figure 43 Variations mensuelles des lames d'eau écoulées (1970/1971-2008/2009).....	82
Figure 44 Variations mensuelles des lames d'eau écoulées sans les années	82
Figure 45 Variations saisonnières des lames d'eau écoulées à la station de Sidi Ali Benyoub	83
Figure 46 Visualisation du calage au pas de temps annuel (1981/1982-2000/2001).....	87
Figure 47 Visualisation de la validation au pas de temps annuel (2001/2002-2008/2009)	87
Figure 48 Corrélation entre débit simulé et observé (phase de calage).....	88
Figure 49 Corrélation entre débit simulé et observé (phase validation)	88
Figure 50 Visualisation du calage au pas de temps mensuel (1981/1982-2000/2001)	90
Figure 51 Visualisation de la validation au pas de temps mensuel (2001/2002-2008/2009)...	90
Figure 52 Corrélation entre débit simulé et observé (phase de calage).....	91
Figure 53 Corrélation entre débit simulé et observé (phase de validation).....	91
Figure 54 Variation de la pluie efficace annuelle pour la période de calage (Septembre 1981 au 31 Août 2001).....	92
Figure 55 Variation de la pluie efficace annuelle pour la période de validation (Septembre 2001 au 31 Août 2009).....	92
Figure 56 Variation de la pluie efficace mensuelle pour la période de calage (Septembre 1981 au 31 Août 2001).....	93
Figure 57 Variation de la pluie efficace mensuelle pour la période de validation (Septembre 2001 au 31 Août 2009).....	93
Figure 58 Variation de la pluie efficace mensuelle pour les phases de calage et de validation.	94
Figure 59 Variation de la recharge annuelle pour la période de calage (1981/1982 au 2000/2001).	95
Figure 60 Variation de la recharge annuelle pour la période de validation (2001/2002 au 2008/2009).	95
Figure 61 Variation de la recharge mensuelle pour la période de calage (1981/1982- 2000/2001).	95
Figure 62 Variation de la recharge mensuelle pour la période de validation (2001/2002 au 2008/2009).	95
Figure 63 Corrélation entre la pluie, le débit simulé, la pluie efficace et la recharge.....	96
Figure 64 Synthèse des résultats de la modélisation	97

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Variables des critères d'ajustement.....	13
Tableau 2 échelle d'évaluation en fonction des valeurs prises par le critère de Nash	14
Tableau 3 Surface du Bassin Mekerra et sous-bassins.....	27
Tableau 4 Périmètre du Basin Mekerra et sous-bassin	28
Tableau 5 Coefficient de forme.....	28
Tableau 6 Calcul du rectangle équivalent	29
Tableau 7 Répartition altimétrique du sous-bassin de la Haute Mekerra.....	29
Tableau 8 Répartition altimétrique du sous-bassin de le Basse Mekerra.....	30
Tableau 9 répartition altimétrique du bassin de l'oued Mekerra.....	31
Tableau 10 Altitude moyenne du bassin versant de la Mekerra et sous-bassins.....	32
Tableau 11 Indice de pente moyenne	35
Tableau 12 Indice de pente de Roche.....	35
Tableau 13 Indice de pente globale.....	36
Tableau 14 Classification du relief selon O.R.S.T.O.M	36
Tableau 15 Dénivelée spécifique	37
Tableau 16 Classification du relief par l'intermédiaire de la dénivelée spécifique (O.R.S.T.O.M).....	37
Tableau 17 Classification du réseau hydrographique des bassins de la Mekerra	39
Tableau 18 Calculs densité de drainage	40
Tableau 19 Pente moyenne du cours d'eau principal.....	41
Tableau 20 Fréquence des cours d'eau d'ordre 1	42
Tableau 21 Coefficient d'allongement (Otmane, 2019).....	42
Tableau 22 Coefficient de torrentialité.....	42
Tableau 23 Rapport de confluence.....	43
Tableau 24 Rapport des longueurs	44
Tableau 25 Temps de concentration (Giandotti).....	46
Tableau 26 Caractéristiques des stations pluviométriques.....	51
Tableau 27 Précipitations moyennes annuelles (1970/1971-2020/2021).....	53
Tableau 28 Valeurs moyennes mensuelles des précipitations (1970/1971-2020/2021)	54
Tableau 29 Valeurs moyennes saisonnières des précipitations.....	55
Tableau 30 Paramètres statistiques des trois stations.....	55
Tableau 31 Calcul des variable U_{exp} et $U_{théo}$ à la station de Ras El Ma	56
Tableau 32 Calcul des variable U_{exp} et $U_{théo}$ à la station de Sidi Ali Benyoub	57
Tableau 33 Calcul de χ^2 Ras El Ma.....	59
Tableau 34 Calcul de χ^2 Sidi Ali Benyoub	59
Tableau 35 Résultats loi normale	59
Tableau 36 Paramètres statistiques pour la loi lognormale.....	60
Tableau 37 Calcul de χ^2 loi lognormale à la station de Ras El Ma	61
Tableau 38 Calcul de K_{hi2} pour la loi lognormale à la station de Sidi Ali Benyoub	61
Tableau 39 Calcul des précipitations pour période de retour de 10ans, 50 ans et 100 ans	62
Tableau 40 Données des températures moyennes annuelles (1981/1982-2020/2021).....	62
Tableau 41 Données des températures moyennes mensuelles (°C)	64
Tableau 42 Moyennes des précipitations et des températures (1981/1982-2020/2021).	65
Tableau 43 Indice d'aridité et types de climats correspondants.....	66
Tableau 44 Indice d'aridité mensuel de De Martonne	66
Tableau 45 Calcul et correction des valeurs de l'ETP à la station Sidi Ali Benyoub (1980/1981-2020/2021).....	68
Tableau 46 Calcul de l'ETR et bilan hydrologique à la station S.A Benyoub.....	68

Tableau 47 Valeurs des débits moyennes annuels à la station de Sidi Ali Benyoub (1970/1971-2008/2009).....	69
Tableau 48 Valeurs des débits moyens mensuels (1970/1971-2008/2009)	70
Tableau 49 Valeurs des débits moyens mensuels sans 2001/2002 et 2007/2008	71
Tableau 50 Valeurs des débits saisonniers (1970/1971-2008/2009).....	71
Tableau 51 Paramètres statistiques de la série des débits à la station de Sidi Ali Benyoub(1970/1971-2008/2009)	72
Tableau 52 Calcul U_{exp} et $U_{théo}$ débits (loi normale).....	72
Tableau 53 Calcul k_{hi} deux pour les débits (loi normale)	74
Tableau 54 Calcul U_{exp} et $U_{théodes}$ débits (loi lognormale)	74
Tableau 55 Calcul du χ^2 pour les débits (loi lognormale).....	75
Tableau 56 Calcul de débit pour une période de retours de 10, 50 et 100ans.....	76
Tableau 57 Valeurs des débits max instantanés	76
Tableau 58 Paramètres statistiques des débits max annuels.....	77
Tableau 59 Paramètres de Gumbel	77
Tableau 60 Calcul du χ^2 pour les débits max à la loi de Gumbel	78
Tableau 61 Calcul de débit pour une période de retours de 10, 50 et 100ans.....	78
Tableau 62 Calcul U_{exp} et $U_{théodes}$ débits max (loi log normale)	79
Tableau 63 Calcul du χ^2 pour le débit max à la loi lognormale	80
Tableau 64 Valeurs moyennes annuelles des lames d'eau écoulées à la station de Sidi Ali Benyoub (1969/1970-2007/2008).	81
Tableau 65 Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.	81
Tableau 66 Valeurs saisonnières des lames d'eau écoulées.	82
Tableau 67 Résultats du calage des paramètres au pas de temps annuel.	86
Tableau 68 Critères de qualité et d'optimisation calage	86
Tableau 69 Résultats du calage des paramètres au pas de temps mensuel	89
Tableau 70 Critères de qualité et d'optimisation	89

TABLE DES MATIERES

RESUME	i
REMERCIEMENTS	v
<i>DÉDICACES</i>	vi
LISTE DES ABREVIATIONS	vii
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX	x
TABLE DES MATIERES	xii
INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I : ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION	3
I.1 INTRODUCTION	3
I.2 Modélisation hydrologique (Pluie-Débit)	3
I.2.1 Objectifs de la modélisation.....	4
I.2.1.1 Intérêt de la modélisation.....	4
I.2.2 Etapes d'élaboration d'un modèle	4
I.2.3 Structure d'un modèle hydrologique	5
I.2.4 Fonction de production	6
I.2.5 Fonction de transfert	7
I.3 Choix du modèle	7
I.3.1 Méthodes de calage des modèles hydrologiques	8
I.3.2 Validation.....	8
I.3.3 Incertitudes des modèles hydrologiques	8
I.4 Typologie des modèles hydrologiques.....	9
I.4.1 Modèles déterministes	10
I.4.2 Modèles stochastiques	10
I.4.3 Modèles physiques.....	10
I.4.4 Modèles paramétriques	11
I.4.5 Modèles conceptuels	11
I.4.6 Modèles empiriques	11
I.4.7 Modèles spatialisés	11
I.4.8 Modèles globaux.....	11
I.5 Critères d'évaluation des performances de calage des modèles hydrologiques	12
I.5.1 Erreur moyenne absolue	12
I.5.2 Erreur quadratique moyenne.....	12
I.5.3 Coefficient de Nash.....	13

I.5.4 Critère de Bilan	14
1.6. Présentation des modelés utilisés	14
I.6.1 Modèle GARDENIA	14
1.6.1.1 Réservoir de surface	15
I.6.1.2 Réservoir sol	15
I.6.1.3 Réservoir eau-souterraine	15
I.6.1.4 Débit total.....	16
I.6.2 Modèles du Génie Rural GR.....	18
I.6.2.1 Modèle annuel GR1A	19
I.7. Conclusion	22
CHAPITRE II PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE.....	23
II. 1 Situation géographique du bassin d'étude	23
II.1.1 Bassin versant de Macta	23
II.1.2 Présentation du bassin versant de l'Oued Mekerra.....	24
II.2 Subdivision du bassin de la Mekerra.....	25
II.3. Caractéristiques morphométriques.	27
II.3.1 Surface du bassin	27
II.3.2 Périmètre du bassin.....	28
II.3.3 Caractéristique de forme.....	28
II.3.3.1 Rectangle équivalent.....	28
II.3.4 Caractéristiques du relief	29
II.3.4.1 Courbe hypsométrique.....	29
II.3.4.2 Altitudes caractéristiques.....	32
II.3.4.3 Altitude médiane (Hmed)	33
II.4 Etude des pentes	33
II.4.1 Pente moyenne.....	34
II.4.2 Indice de pente de Roche.....	35
II.4.3 Indice de pente globale (Ig)	36
II.4.3 Dénivelée spécifique.....	36
II.5 Caractéristiques hydrographiques du bassin versant de la Mekerra	37
II.5.1 Hiérarchisation du bassin.....	38
II.5.2 Densité de drainage.....	39
II.5.3 Profil en long	40
II.5.4 Pente moyenne du cours d'eau principal	41
II.5.5 Fréquence des thalwegs	41
II.5.6 Coefficient d'allongement (Ca)	42
II.5.7 Coefficient de torrentialité.....	42

II.5.8 Rapport de confluence	42
Méthode graphique.....	43
II.5.9 Rapport des longueurs	43
Méthode graphique.....	44
II.6 Temps de concentration (tc).....	44
II.6.1 Formule de Giandotti (1937)	45
II.6.2. Formule de Kirpich (1940)	45
II.6.3 Formule d'Izzard-Meunier (1991).....	45
II.6.4 Formule de Basso (1973).....	45
II.6.5 Formule de Passini (Morin, 1998).....	46
II.7 Occupation du sol	46
II.8. Cadre géologique (pris de la synthèse réalisée par Otmane 2019).....	47
II.9 Hydrogéologie	49
II.10 Conclusion	50
CHAPIYTRE III ETUDE HYFRO-CLIMATIQUE	51
III.1 Introduction.....	51
III.2 Etude des précipitations.....	51
III.2.1 Variations des précipitations moyennes annuelles.....	52
III.2.2Variation des précipitations moyennes mensuelles.....	54
III.2.3 Variation des précipitations moyennes saisonnières des précipitations.....	55
III.3 Etude statistique des précipitations.....	55
III.3.1 Adéquation des données à une loi statistique.....	55
III.3.1.1Ajustement des précipitations annuelles à la loi de gauss.....	56
III.3.1.1.1 Test graphique	56
III.3.1.1.2Test numérique (Test du χ^2 de Pearson).....	58
III.3.2 Ajustement à la loi log normale	59
III.3.3 Calcul des Précipitations pour une période de récurrence donnée	62
III.4 Etude des températures.....	62
III.4.1 Variation des températures moyennes annuelles.....	62
III.4.2 Variation des températures moyennes mensuelles.....	63
III.5 Etude du climat.....	64
III.5.1.1 Méthode de visualisation (méthode graphique de Gaussen et Bagnouls)	64
III.5.2.1 Indice d'aridité de De Martonne	65
III.6 Evapotranspiration potentielle (ETP) et déficit d'écoulement (ETR).....	67
III.6.1 Evapotranspiration potentielle (ETP).....	67
III.6.1.1 Méthode de Thornthwaite	67

III.6.2 Evapotranspiration réelle (ETR)	68
III.6.2.1 Formule de Turc	68
III.7 Etude des débits	69
III.7.1 Variation interannuelle des débits	69
III.7.2 Variation des débits moyens mensuels.....	70
III.7.3 Variation saisonnière des débits.....	71
III.7.4 Etude statistique des débits	72
III.7.4.1 Ajustement à la loi normale	72
III.7.4.1.1 Test de Khi deux	73
III.7.4.2 Ajustement à la Loi lognormale	74
III.7.4.2.1 Test du Khi Deux (χ^2).....	75
III.4.3 Calcul des débits pour une période de récurrence donnée	76
III.4.4 Etude des débits max instantanés mesurés	76
III.4.4.1 Etude statistique des débits max.....	77
III.4.4.1 Ajustement par la loi de Gumbel.....	77
III.4.4.2 Ajustement par la loi log normale	79
III.5 Etude des lames d'eau écoulées	80
III.5.1 Variation des lames d'eau moyennes annuelles	80
III.5.2 Variation des lames d'eau moyennes mensuelles	81
III.5.3 Variation des lames d'eau écoulées saisonnières	82
III.6 Conclusion	83
CHAPITRE IV : APPLICATION DU MODELE GARDENIA	85
IV.1 Introduction	85
IV.2 Application du modèle Gardénia	85
IV.2.1 Modèle Gardénia au pas de temps annuel.....	86
IV.2.2 Modèle Gardénia au pas de temps mensuel	89
IV.2.3 Synthèse sur l'application du modèle Gardénia.....	92
IV.3 Résultats du bilan hydrologique du modèle Gardénia	92
IV.3.1 Pluie efficace.....	92
IV.3.1.1 Pluie efficace annuelle	92
IV.3.1.2 Pluie efficace mensuelle.....	93
IV.3.2. Recharge.....	94
IV.3.2.1 Recharge annuelle	94
IV.3.2.2 Recharge mensuelle	95
IV.4 Corrélation entre Pluie, Débit simulé, Pluie efficace et Recharge.....	96
IV.5 Conclusion	97
CONCLUSION GENERALE	97

Référence bibliographique xvii

Introduction Générale

Introduction générale

INTRODUCTION GENERALE

Modélisation de la relation pluie débit à l'aide d'un modèle conceptuel Gardénia

La notion du bassin versant est très familière aux hydrologues, mais demeure très difficile de maîtriser ou de bien comprendre. Il n'y a qu'à voir la définition de la pente sur un bassin versant qui est complexe (pente des versants, pente des affluents, pente du collecteur principal), sans parler du sol, couverture végétale, utilisation des sols, réseau hydrographique etc. C'est pour ça que la maîtrise de la notion du bassin versant est devenue une obsession pour les hydrologues.

Face au défi, on comprend alors aisément la nécessité de mettre au point des outils d'aide à la gestion et à la décision qui permettent de mieux cerner le fonctionnement des hydrosystèmes naturels et le devenir de l'eau dans son environnement. L'utilisateur de ces instruments peut bénéficier ainsi d'une meilleure connaissance de la répartition spatiale et temporelle des flux d'eau et des matières et composés qu'elle véhicule à l'échelle du bassin.

En hydrologie, une représentation mathématique simplifiée de tout ou une partie des processus du cycle hydrologique est indispensable. Donc les concepts hydrologiques sont exprimés en langage mathématique pour représenter le comportement correspondant observé dans la nature. Pour l'utilisateur, l'intérêt d'un modèle réside dans sa capacité à apporter une réponse "satisfaisante" aux questions qu'il se pose à propos de l'objet modélisé. L'apparition et l'essor des modèles pluie-débit a commencé dans les années soixante. (Nascimento, 1995)

Il est nécessaire pour les hydrologues de comprendre et de connaître le bassin versant, comment il réagit quand il est simulé par une averse ou une pluie pour son aménagement, ils réalisent toujours tous les projets d'aménagement sur des estimations et des prévisions.

La modélisation hydrologique permet de comprendre et de connaître le bassin versant qu'elle représente comme une boîte noire par deux paramètres l'entrée (pluie) et la sortie (débit). Les relations entre les précipitations et les écoulements qui en résultent, constituent une partie essentielle du cycle hydrologique et par conséquent leur étude est nécessaire. Le souci de la modélisation pluie-débit est de mettre à la disposition des ingénieurs et aux hydrologues un outil simple permettant l'estimation ou la prévision des débits pour une étude d'aménagement désirée

Cependant qu'ils soient globaux ou localisés, physique ou empirique plusieurs modèles existent de nos jours encore faut-il choisir le bon modèle et l'évaluer. Le modèle Gardénia est un modèle conceptuel global qui a fait preuve de performance dans les bassins où il a été appliqué.

Le travail s'articule sur quatre chapitres :

- **Chapitre 1** : consacré à l'état de l'art de la modélisation hydrologique. Dans ce chapitre, nous allons définir la modélisation hydrologique et ses objectifs puis nous allons présenter et classer quelques modèles hydrologiques.

Introduction générale

- **Chapitre 2** : a pour objectif de présenter et décrire la zone d'étude (oued Mekerra).
- **Chapitre 3** : aborde l'étude des paramètres hydroclimatologiques du bassin versant en utilisant les données des précipitations, des débits et des températures ainsi qu'une étude statistique afin de déterminer la loi d'ajustement de la distribution des précipitations et des débits.
- **Chapitre 4** : Application des modèles hydrologiques GARDENIA sur notre zone d'étude (oued Mekerra), où nous essayerons de donner une idée sur ce code de calcul et les résultats de son application.

A la fin, nous tenterons de récapituler les résultats de notre mémoire en guise de conclusion générale et proposer des perspectives.

Chapitre I

Etat de l'art de la modélisation

CHAPITRE I : ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

I.1 INTRODUCTION

Le cycle de l'eau a été de tout temps un objet de fascination pour l'homme. L'échelle planétaire à laquelle il fonctionne le rend difficile à appréhender dans sa globalité. Cette eau qui tombe ou qui coule doit bien venir de quelque part, mais d'où ? De quel stock apparemment inépuisable ? Cet océan qui se remplit sans cesse par l'alimentation des rivières et pourtant ne déborde jamais. (Barraque & Roche, 2010)

L'ensemble des processus de transformation et de transfert de l'eau forme le cycle hydrologique, qui est un ensemble de phénomènes naturels composé des précipitations, de l'évapotranspiration, du ruissellement de surface, de l'infiltration, de la percolation et du stockage dans les dépressions.

On peut définir les mouvements de l'eau sur la terre comme des flux dans un système à circuit fermé, où les pertes dans l'espace et les apports depuis le noyau de la terre sont négligeables à l'échelle de la civilisation humaine. Une représentation simple de ce circuit implique des mouvements d'eau des masses océaniques vers l'atmosphère, de l'atmosphère vers les masses continentales, puis des masses continentales vers les océans. Cette nature cyclique est à l'origine du terme général attribué à ces mouvements d'eau : Cycle de l'eau (Antil et al, 2012)

Afin de pouvoir mettre en relation les précipitations (pluie, neige) et les débits d'un cours d'eau, il est nécessaire de délimiter les surfaces alimentant ce cours d'eau au niveau de la section considérée : bassin versant. Cette délimitation se base généralement sur la topographie (les lignes de partage des eaux) le bassin versant topographique regroupe alors toutes les surfaces, qui par ruissellement, sont susceptibles de contribuer à l'écoulement au niveau de la section de la rivière considérée.

I.2 Modélisation hydrologique (Pluie-Débit)

L'histoire de la modélisation hydrologique débute à la fin des années 1950 lorsqu'une équipe de recherche de l'université de Stanford décide de tenter de construire un programme informatique reproduisant mathématiquement les liens entre les variables hydro-climatiques : pluie, évapotranspiration potentielle et débit d'un bassin versant. En 1962, une première version de SWM (Stanford Watershed Model) voyait le jour. Quatre ans plus tard, passés les premiers moments d'incompréhension et de débats notamment sur la légitimité du calage du modèle, devenu depuis une pratique courante. Une version du modèle accompagnée de son guide technique était diffusée. Plus de 10 000 copies de ce premier logiciel ont été distribuées selon le concepteur Norman Crawford, début de l'encouragement des chercheurs et ingénieurs hydrologues pour la modélisation mathématique qui ne s'est pas démenti depuis.

Ce premier modèle visait à reproduire de manière aussi fiable que possible les échanges entre différents compartiments du cycle hydrologique.

I.2.1 Objectifs de la modélisation

I.2.1.1 Intérêt de la modélisation

L'intérêt des modèles hydrologique dépend de leur capacité à révéler les lois de cause à effet pour les modèles déterministes et les structures qui sous-tendent les processus pour les modèles stochastiques. En hydrologie, ces structures peuvent être très diverses.

- Les facteurs climatiques, avec des effets saisonniers mais également événementiels, sont déterminants aussi bien sur le plan temporel (sécheresses) que spatial (orages locaux par opposition aux perturbations généralisées),
- La géomorphologie des bassins (nature et propriété du substratum et des sols, pente, superficie chevelu hydrographique...) l'occupation des sols ont une influence déterminante sur les structures spatiales,
- La physique des écoulements induit des structures spatiales et temporelles fortes, qu'il est parfois possible de reproduire plus ou moins exactement selon les complexités locales,
- L'action de l'homme n'est pas négligeable, qu'il s'agisse de réguler ou d'accentuer certaines contraste (réservoir de soutien d'étiage, prélèvements...),

Connaissant ces structures et les propriétés des phénomènes ou des processus, l'hydrologue va pouvoir construire des représentations schématisées, baptisées « modèle » qui ont différentes missions

- **Les modèles d'interpolation** ou de reconstruction des données aident à mesurer, Observer, constater, estimer. Qu'il s'agisse d'acquérir l'information la plus représentative pour un effort de mesure donné, et donc de sélectionner les futurs lieux d'observation momentanément manquante. Ils servent donc plus à décrire qu'à décider.
- **Les modèles de simulation** reproduisent un processus, ou une partie de processus, à Partir d'observations existantes, mais ils peuvent aussi générer des scénarios possibles et conformes statistiquement au processus étudié. Ces modèles sont par exemple très utilisés pour simuler les effets ou le fonctionnement futur d'un ouvrage. Ils permettent de faire des projections sur l'avenir et sont très intéressants au plan décisionnel, en particulier pour l'analyse des risques y compris économiques. Leur utilisation n'est cependant pas sans risque.
- **Les modèles de prédétermination** évaluent la probabilité d'occurrence d'un Évènement, mais non le moment où il se produira. Ils sont surtout utiles aux projecteurs, à ceux qui doivent dimensionner un ouvrage soumis aux aléas hydrométéorologiques, à en évaluer les risques.
- **Les modèles de prévision**, qui sont utilisés à un instant t pour prévoir l'avenir, ont une Finalité essentiellement opérationnelle : alerte en période de crue, anticipation en période de sécheresse, plus généralement aide à la gestion de la ressource en eau d'un bassin.

I.2.2 Etapes d'élaboration d'un modèle

L'élaboration d'un modèle hydrologique comporte certaines étapes essentielles :

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

a. **Définir** le modèle et ses objectifs en termes de précision. Cette définition permettra de déterminer les choix à faire par la suite et donc de préciser les chemins à suivre dans l'élaboration des étapes suivantes.

b. **Identifier le modèle**, pour pouvoir définir et caractériser le système, ses frontières et sa structure, définir l'événement, les variables et les paramètres et émettre les hypothèses et le choix des échelles de temps et d'espace caractéristiques des processus de base.

c. **Elaborer** l'algorithme à incorporer dans un outil informatique capable de procéder aux instructions. Cet algorithme doit être suivi de la vérification du logiciel lui-même (De Marsily & Ambroise, 1998).

d. **Caler le modèle**, par estimation des paramètres du modèle, non mesurables, selon des critères déductifs ou des observations des entrées et des sorties. Il existe deux façons d'estimer les paramètres à partir d'un échantillon :

- **La méthode passive** : on prend tous les couples entrées-sorties disponibles, et par des méthodes statistiques, on évalue les coefficients des équations.
- **La méthode active** : en donnant un poids spécifique plus grand à certaines observations ou groupe d'observations.

Le calage peut être manuel ou automatique.

e. **Evaluer le modèle**, en comparant la réponse simulée par le modèle à une sollicitation expérimentale et la réponse réelle, à partir de données différentes de celles utilisées pour le calage. (Ambroise, 1998).

La formulation mathématique du modèle est basée sur des équations simplifiées, selon certaines hypothèses concernant les conditions initiales et conditions aux limites.

I.2.3 Structure d'un modèle hydrologique

Le modélisateur introduit généralement les facteurs qui lui semblent pertinents pour minimiser l'inexactitude liée aux hypothèses simplificatrices de la modélisation. On distingue quatre types de variables (fig.I.1) qui existent en totalité ou en partie dans chaque modèle (Marchandise, 2007):

- **Variables d'entrée** (variables indépendantes ou fonctions de forçage) : le modèle fait appel à ces variables qui dépendent du temps et/ou de l'espace (pluie, ETP, caractéristiques et hydrodynamiques du milieu, ...).
- **Variables de sortie** (variables dépendantes) : le modèle répond par un ensemble de variables (débits, flux ou concentration en polluants, ...).
- **Variables d'état** : elles permettent de caractériser l'état du système modélisé et peuvent évoluer en fonction du temps (niveau de remplissage des réservoirs d'eau d'un bassin versant, taux de saturation des sols, profondeurs des sols, pentes, ...)

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

(Mathevet, 2005b), qui correspondent aux variables internes du système et qui rendent compte de son état.

- **Paramètres du modèle** : Permettent à l'utilisateur d'adapter le modèle aux caractéristiques particulières du bassin considéré. Ils correspondent soit à des grandeurs physiques (quantifiables sur le terrain), soit à une valeur déterminée par une optimisation ou par calage (non quantifiable sur le terrain comme la conductivité hydraulique à saturation, ...) (Gaume, 2002).

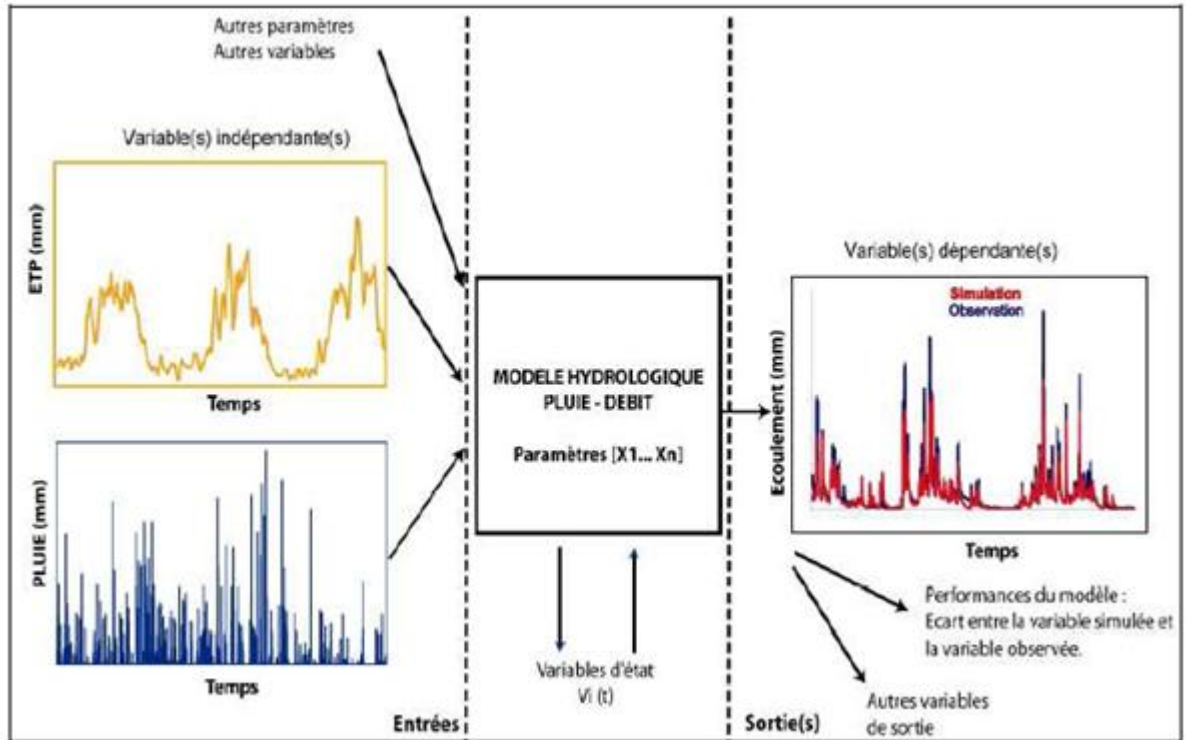


Figure 1 Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique (Mathevet, 2005a)

I.2.4 Fonction de production

La fonction de production permet de définir l'intensité des pluies efficaces et donc du coefficient d'écoulement à appliquer aux intensités de pluies brutes à chaque pas de temps de calcul. L'écoulement direct est souvent assimilé au ruissellement de surface, bien que son origine soit bien plus variée et complexe. Les fonctions de productions utilisées relèvent de deux grandes familles de processus ou plus précisément de cinétiques différentes :

Le ruissellement par dépassement des capacités d'infiltration dit « Hortonien » et les ruisselllements par saturation. Dans le premier cas, le principal facteur de contrôle du coefficient d'écoulement est l'intensité de la pluie et dans le second le cumul pluviométrique depuis le début de l'évènement. Il est toujours important de conserver à l'esprit que si ces modèles sont issus d'expérience et de théorie sur le ruissellement de surface à l'échelle de la parcelle, ils représentent souvent bien d'autre processus lorsqu'ils sont utilisés à l'échelle du bassin versant.

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

C'est une représentation simple mais réaliste, elle assure la transformation de la pluie brute en pluie nette en y retranchant toutes les pertes éventuelles causées par l'interception (obstacles, végétation, cuvettes...), l'infiltration et l'évapotranspiration (en cas de modélisation continue), elle est celle qui contribue effectivement au ruissellement. En d'autres termes, la fonction de production permet de calculer la quantité d'eau qui va s'écouler à l'exutoire d'un bassin ou sous-bassin versant.

I.2.5 Fonction de transfert

Les pluies nettes ou efficaces étant calculées à chaque pas de temps, il reste à tenir compte de leurs délais de transfert au sein du réseau hydrographique du bassin versant. La fonction de transfert est intimement liée à la structure du réseau hydrographique drainant le bassin versant. Ce réseau ne se limite pas au réseau en eau dont l'extension est d'ailleurs variable dans le temps, notamment en période de crue, mais à l'ensemble du réseau de thalwegs identifiables, voire à tous les parcours possibles de l'eau depuis tout point du bassin versant jusqu'à l'exutoire.

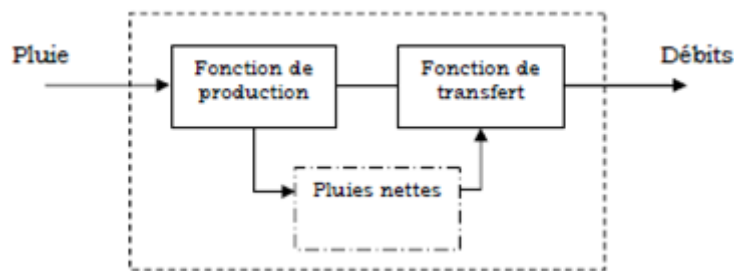


Figure 2 Schéma d'un modèle hydrologique
(Boudhraâ, 2007)

I.3 Choix du modèle

Le choix des caractéristiques d'un modèle dépend de son utilisation. Ainsi on peut citer les critères de choix suivants :

- **La finalité du modèle** va commander le choix de la ou des variables d'étude, puis le niveau de détail attendu, et par la suite le pas de temps et d'espace, et enfin les niveaux d'incertitudes acceptables.
- **Les données disponibles** car elles conditionnent la complexité maximale d'un modèle : spatialisé ou global, physique ou conceptuel ou empirique, déterministe et ou stochastique.
- **La réalité physique de terrain** conditionne à la fois les hypothèses acceptables et la complexité minimale (trop simple c'est être faux) et maximale (on est souvent limité par les données disponibles : trop compliqué c'est être incapable et incontrôlable, donc inconsistant).

Les options (variable d'étude, pas de temps et d'espace, complexité maximale, hypothèse acceptable et complexité minimale) découlant de ces critères réduisent habituellement considérablement le choix. Ensuite de nombreux critères secondaires peuvent

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

intervenir : moyen d'étude, capacité d'acquérir de l'information supplémentaire, contrainte éventuelle de temps réel, etc.

I.3.1 Méthodes de calage des modèles hydrologiques

Il existe trois méthodes de calage : calage manuel, calage automatique et calage mixte.

- **Calage manuel** : Cette méthode consiste à donner des valeurs aux paramètres du modèle et évaluer manuellement l'erreur entre les valeurs de sortie et les valeurs observées et l'échantillon de référence pour faciliter cette opération, nous avons recours à une représentation graphique.
- **Calage automatique** : Ce calage optimise automatiquement les paramètres du modèle par l'utilisation d'un algorithme numérique pour trouver un extremum d'un critère numérique donné afin de déterminer l'ensemble des paramètres qui satisferont un critère donné de précision à travers différentes combinaisons possibles (Kingumbi, 2006).
- **Calage mixte** : Le calage mixte consiste à combiner les deux méthodes précédentes. On détermine manuellement l'intervalle de variation des paramètres, puis on utilise la méthode automatique pour trouver les valeurs de paramètres optimales. Une majorité des utilisations de modèle repose sur ces techniques d'estimations mathématiques des paramètres. Le mode de calage automatique est préféré en général à des méthodes manuelles ou semi-manuelles (Berthier et al., 2005).

I.3.2 Validation

Le principe de cette dernière est l'évaluation de la performance du modèle sur un ensemble de données non utilisées dans la phase du calage. L'une des techniques les plus utilisées pour évaluer la robustesse d'un modèle dans des situations les plus proches possibles est la technique du double échantillon (Mouelhi, 2003a). La procédure consiste à rassembler toutes les données disponibles pour le calage et les diviser en deux périodes de mêmes longueurs, le modèle est donc calé sur une période et contrôlé en utilisant la deuxième période.

I.3.3 Incertitudes des modèles hydrologiques

Le modèle est alors une représentation inévitablement simplifiée, dont l'objectif est de représenter le comportement du système de bassin versant. Tout modélisateur sait que son modèle est inexact, donnant des résultats plus ou moins éloignés d'une réalité (Perrin, 2000). Pour utiliser son modèle et ainsi prendre des décisions, l'utilisateur doit connaître l'ordre de grandeur des inexactitudes de son modèle et ainsi de pouvoir quantifier et annoncer ces incertitudes (Refsgaard & Knudsen, 1996; Engeland *et al.*, 2005; Bernier et Michel, 1997 In M'chirgui, 2000). Les erreurs en modélisation hydrologique peuvent provenir de différentes sources nous distinguons :

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

- **Les incertitudes naturelles liées à l'aléa climatique**, aléatoire ou systématique provenant des données (précipitations, températures, évapotranspiration, etc.) utilisées pour représenter les fluctuations spatiales et temporelles aléatoires des processus naturels, introduisant une grande part de hasard dans le processus de génération de débits,
- **Les incertitudes des données** qui sont souvent assujetties aux erreurs de manipulation, de lecture et de minutage dans le cas d'un réseau de mesures (niveau d'eau dans une rivière, niveaux piézométriques, débits d'une rivière, etc.),
- **Les incertitudes de la structure du modèle**, en fait, le modèle ne peut pas représenter exactement le processus physique de débit propre du bassin versant. Pour les modèles calibrés, la variance entre le débit mesuré et celui estimé, résulte, en plus des incertitudes de données et des paramètres du modèle, de la non convenance de sa structure,
- **Les incertitudes sur les paramètres du modèle**, résident dans les valeurs des paramètres du modèle qui peuvent ne pas être optimales, et dans le choix de la fonction objective qui matérialise le maximum de concordance espérée,
- **Les incertitudes dues aux échelles**, en effet, la difficulté de transformer les données collectées localement en une mesure spatiale, est une source d'incertitude plus délicate à interpréter que celle provoquée par l'effet de la variabilité spatiale proprement dite.

I.4 Typologie des modèles hydrologiques

Il existe plusieurs types de modèles en hydrologie comme le stipule la figure suivante:

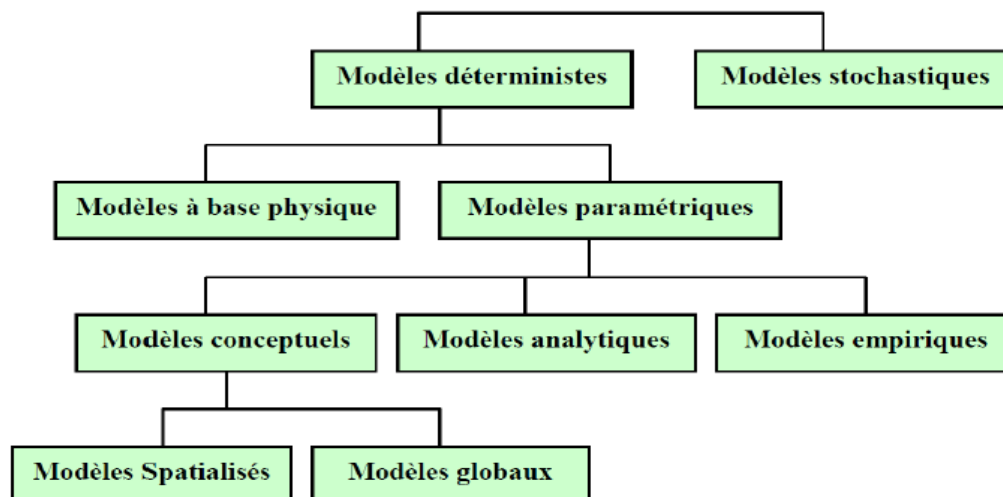


Figure 3: Types de modèles utilisés en Hydrologie

I.4.1 Modèles déterministes

Les modèles déterministes sont des modèles explicatifs reposant sur des lois dument établies et contrôlables expérimentalement. Cela n'empêche pas certains phénomènes complexes d'être globalisés, paramétrés et calés (frottement, turbulence, etc .)

Les modèles déterministes sont ainsi appelés, parce que toutes les variables du modèle, quelles qu'elles soient (de forçage, de sortie, variables d'état et paramètres), prennent, à chaque instant et le cas échéant en chaque endroit, une valeur et une seule, de sorte qu'à un jeu de données d'entrée correspondra un jeu unique de valeurs de sorties. Aucun aléa n'affecte les sorties, pour autant que l'on connaisse parfaitement les entrées.

I.4.2 Modèles stochastiques

La modélisation stochastique peut être envisagée dans le cas où il y a des incertitudes sur les données ou parfois même sur les processus mis en jeu. Les modèles stochastiques utilisent des variables aléatoires pour représenter l'incertitude du processus et génèrent des résultats différents à partir d'un ensemble de données d'entrée et de valeurs de paramètres lorsqu'elles s'exécutent dans des conditions identiques « vues de l'extérieur » (Beven, 2001).

I.4.3 Modèles physiques

Bien avant le développement des possibilités de modélisation numérique de la dynamique fluviale avaient été développés des modèles réduits physiques qui se distinguaient des modèles hydrauliques traditionnels par l'inclusion du transport solide et des fonds mobiles des écoulements. Ces modèles réduits sont particulièrement délicats, car la recherche des bonnes échelles résulte d'un compromis entre 2 grands enjeux qui sont en réalité contradictoires :

- Similitude hydraulique des écoulements (nombre de Froude de l'écoulement pour la caractérisation du régime d'écoulement et nombre de Reynolds pour le frottement au fond). Ce double aspect est commun avec les modèles réduits purement hydrauliques,
- Similitude des conditions de début de mouvement des matériaux, de suspension et de charriage (nombre de Shields).

Le modèle à base physique est basé uniquement sur des équations de la physique, et ne comportant idéalement aucun paramètre. Il n'existe pas de modèle à base physique au sens strict en hydrologie. Certains modèles comme le SHE (système hydrologique européen) tendent à s'en rapprocher. L'importance de l'hétérogénéité spatiale dans la réponse hydrologique des bassins versants rend cependant difficile voire impossible l'utilisation de tels modèles.

I.4.4 Modèles paramétriques

Les modèles paramétriques sont les modèles incluant des paramètres dont la valeur doit être estimée par le calage. Cette notion est directement liée à la notion de modèles conceptuels. Il n'est souvent pas possible de représenter les processus physiques d'un modèle, on utilise alors des paramètres n'ayant plus de sens physique et ne pouvant être reliés à des variables mesurables.

I.4.5 Modèles conceptuels

Ce type de modèle repose sur l'analogie remarquée entre le fonctionnement d'un bassin versant et un ensemble de réservoirs interconnectés. Plus précisément, quand la structure du système et des lois le régissant sont inconnues ou lorsque la pauvreté des informations et la complexité des phénomènes en jeu prévalent, le comportement du système en question est simplifié. Ainsi, les modèles conceptuels intègrent des facteurs complexes en essayant de décrire le concept physique du comportement du système par une représentation plus simple. Au travers de ce type de modélisation, sont construites des structures empiriques censées reproduire les sorties du système étudié (débit, concentration...) à partir des variables d'entrée (pluie, évapotranspiration, fertilisation, pratiques agricoles).

I.4.6 Modèles empiriques

Ces modèles reposent sur la recherche de relations entre des variables à expliquer et des variables explicatives : le terme « variables explicatives » est ici entendu au sens stochastique. Le type de fonctions reliant les variables est fixé a priori (fonctions polynomiales, fonctions sigmoïdes). Le niveau de complexité (nombre de fonctions à utiliser, ordre du polynôme) étant fixé, le calage consiste alors à déterminer la combinaison de fonctions s'ajustant le mieux aux données mesurées (Gaume, 2000).

I.4.7 Modèles spatialisés

Les modèles spatialisés sont des modèles qui utilisent des entrées et des sorties où les caractéristiques des bassins versants sont distribuées dans l'espace. La spatialisation peut être arbitraire ou basée sur des divisions morphologiques naturelles ou hydrologiques. (Girard, 1972) Nous pouvons classer les modèles spatialisés en trois grands types :

- Modèles conceptuels spatialisés ou semi-spatialisés,
- Modèles physiques spatialisés,
- Modèles physiques conceptuels semi-spatialisés.

I.4.8 Modèles globaux

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

Les modèles globaux sont ainsi appelés parce qu'ils ne prétendent pas décrire la variabilité spatiale, mais seulement les relations entre des entrées non spatialisées (lame d'eau moyenne sur le bassin versant par exemple) et des sorties intégratrices du bassin, généralement le débit à l'exutoire d'un bassin.

Ils utilisent la fonction de transfert qui lie une variable d'entrée (la pluie efficace par exemple) et une variable de sortie (par exemple, le débit d'une source). Ces modèles boîte noire ne prennent pas en compte les propriétés réelles du milieu. Leur intérêt est purement gestionnaire, ils ne permettent pas de valider des paramètres.

Les modèles globaux offrent à l'utilisateur un choix très attractif, car ils présentent une structure très simplifiée, ils ne demandent pas trop de données, faciles à utiliser et à calibrer. La représentation du processus hydrologique est très simplifiée. Il peut souvent mener à des résultats satisfaisants, et spécialement si l'objectif majeur est la prévision d'une crue. Un exemple de ce type de modèle est le modèle Gardénia.

I.5 Critères d'évaluation des performances de calage des modèles hydrologiques

La performance peut se faire de manière qualitative (appréciation) qui consiste à représenter graphiquement les valeurs mesurées et les valeurs simulées et la qualité de l'ajustement est évaluée par une simple inspection visuelle. Elle peut se faire aussi de manière quantitative par des critères numériques, qui peuvent être des critères partiels du type écart des volumes ou écarts des débits ou des critères globaux du type somme des écarts.

I.5.1 Erreur moyenne absolue

Elle est définie par la moyenne des écarts entre les débits observés et les débits calculés à chaque pas de temps. Dans le contexte de la prévision de débit, elle peut être très intéressante où l'on veut être aussi proche que possible de la valeur observée (Perrin, 2000a).

$$\varepsilon = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Q_{ci} - Q_{oi}| \quad \text{Eq I.1}$$

avec :

n : Nombre d'observations,

Q_{ci} : Débit calculé,

Q_{oi} : Débit observé.

I.5.2 Erreur quadratique moyenne

Cette erreur mesure le degré d'adéquation entre les valeurs de la variable simulée par le modèle (ici le débit) et de la variable mesurée, elle se calcule comme étant la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre les débits observés et les débits calculés :

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi})^2} \quad \text{Eq I.2}$$

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

Plus cette erreur quadratique tend vers zéro, plus l'estimation est meilleure. C'est le critère le plus utilisé en hydrologie pour quantifier l'erreur.

I.5.3 Coefficient de Nash

Le critère retenu pour la phase de calage est le critère de Nash et Sutcliffe (1970) sur les racines carrées des débits. Ce critère découle du critère de Nash très souvent utilisé en hydrologie. Ce dernier est basé sur la somme des erreurs quadratiques et sa formulation est la suivante :

$$N_S = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_m)^2} \quad \text{Eq I.3}$$

Q_m : Débit moyen observé

Ce critère variant dans $]-\infty, 1]$ a l'avantage d'être d'interprétation facile. Il estime l'amélioration d'ajustement que l'on obtient en utilisant le modèle pour simuler les débits par rapport à un modèle 'zéro' (modèle de référence) qui donnerait sur toute la période considérée un débit constant égal au débit moyen. Un critère de valeur 1 signifie que l'erreur du modèle est nulle (modèle parfait). Une valeur de N_S inférieure à zéro signifie que le modèle n'explique pas mieux le comportement du bassin que le modèle de débit constant. Ce critère d'évaluation des modèles est très largement utilisé en hydrologie, probablement en raison de sa simplicité et de son lien intrinsèque avec la régression linéaire (Perrin, 2000., Oudin, 2004).

Cette formule traduit un certain rendement du modèle comparable au coefficient de détermination d'une régression. On considère généralement qu'un modèle hydrologique donne des résultats acceptables si la valeur du critère de Nash est supérieure à 0.7 (Gaume, 2003).

D'autres formulations de ce critère existent :

$$N_S = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{ci}} - \sqrt{Q_{oi}})^2}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{ci}} - \sqrt{Q_m})^2} \quad \text{Eq I.4}$$

En atténuant l'importance prise par les débits importants, cette formulation permet de rééquilibrer le poids des débits en période d'étiage par rapport aux débits en période de crue. Ce critère est utilisé (Eq I.4) pour évaluer la qualité des hydrogrammes car il paraît être un bon compromis entre ces deux types d'écoulement.

Il est aussi possible de remplacer \sqrt{Q} par $\ln Q$: dans ce cas l'importance des faibles débits est encore accentuée par rapport à celle des forts débits.

Entre autres, les transformations appliquées sur les débits ciblent les variables du tableau I.1

Tableau I. Variables des critères d'ajustement

Variabiles	Informations
Q	Débits moyens
\sqrt{Q}	Forts débits
$\ln Q$	Faibles débits

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

Tableau 2 échelle d'évaluation en fonction des valeurs prises par le critère de Nash (Koffi, 2007),

Valeurs prises par le critère de Nash	Evaluation
Ns > 90%	Excellent
80% > Ns > 90%	Très bon
60% > Ns > 80%	satisfaisant
Ns < 60%	Mauvais

I.5.4 Critère de Bilan

Un autre critère utilisé est le critère de bilan (Oudin, 2004) défini par :

$$CB = 100. \left(1 - \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^n Q_{sim,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \right) \right) \quad \text{Eq I.5}$$

Par comparaison entre les débits moyens observé et calculé, ce critère indique la capacité du modèle à reproduire le volume d'eau total observé sur la période observée. Différemment aux critères précédents, ce critère ne fait plus référence à une adéquation temporelle à chaque pas de temps entre le débit calculé et le débit observé (de la même façon que certains critères graphiques tels que la courbe des débits classés éludent cette référence temporelle) (Baahmed et Oudin, 2017). Il ne pourrait donc être utilisé comme seul critère d'optimisation, un débit constant égal au débit moyen donnant un critère parfait. Une valeur de 100 pour le critère de bilan indiquera un bilan parfait. La formulation utilisée permet de faire des moyennes comme pour les critères précédents.

1.6. Présentation des modelés utilises

I.6.1 Modèle GARDENIA

Le modèle GARDENIA a été mis au point au BRGM (Bureau de Recherche en Géologie Minière). Il fonctionne avec quatre paramètres globaux s'il est utilisé pour simuler le débit d'un cours d'eau ou d'une source à l'exutoire d'un bassin versant. Par contre, il fonctionne avec six paramètres globaux s'il est utilisé pour modéliser la variation du niveau en un point d'une nappe alimentée par les précipitations (Thiery, 1988).

GARDÉNIA est un modèle hydrologique global à réservoirs. Il simule les principaux mécanismes du cycle de l'eau dans un bassin versant (pluie, évapotranspiration, infiltration, écoulement) par des lois physiques simplifiées. Ces lois physiques simplifiées correspondent à un écoulement à travers une succession de réservoirs.

Les calculs peuvent être réalisés au pas de temps journalier, hebdomadaire, décadaire (dix jours) ou mensuel. Il est également possible d'utiliser des pas de temps fins au choix de l'utilisateur : par exemple 5 mn ou ½ heure.

Ce modèle est global, car il considère des "entrées" moyennes (une "lame d'eau" sur le bassin et une évapotranspiration potentielle) et un point de calcul unique qui est le débit à l'exutoire

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

et/ou le niveau piézométrique en un point de la nappe sous-jacente. Le cycle de l'eau est représenté par une succession de réservoirs.

Le modèle GARDÉNIA comprend au maximum quatre (ou cinq) réservoirs ; cependant, par l'intermédiaire des paramètres (et des options), il est possible d'utiliser un schéma simplifié ne faisant intervenir que deux ou trois réservoirs.

Le modèle réalise un bilan entre les apports (précipitations) et les sorties (écoulements ou évapotranspiration) pour chacun des pas de calcul.

1.6.1.1 Réservoir de surface

Un premier réservoir, représentant la zone racinaire, permet de calculer, en fonction de son état de saturation, l'évapotranspiration réelle à partir de la pluie et de l'évapotranspiration potentielle et donc l'éventuel excédent de pluie.

Le réservoir de surface reçoit la pluie brute et est soumis à l'évapotranspiration ETR qui correspond à l'évapotranspiration potentielle ETP corrigée d'un coefficient PETC. Le réservoir est caractérisé par sa capacité maximale RUMAX. L'excès de pluie alimente le réservoir sol sous-jacent.

1.6.1.2 Réservoir sol

Un deuxième réservoir non linéaire, représentant la zone non saturée, permet de décomposer l'excédent de pluie en deux composantes : une composante rapide identifiée au ruissellement, et une composante lente identifiée à l'infiltration. Il est responsable du routing de l'infiltration en recharge de l'aquifère sous-jacent.

Le réservoir sol reçoit l'excédent du réservoir de surface et se vidange d'une part dans le réservoir eau-souterraine par percolation de façon linéaire (constante THG) et d'autre part, de façon quadratique en un débit de surface QS (constante k), de telle sorte qu'à la hauteur RUIPER dans le réservoir, la vidange en percolation soit égale à la vidange de ruissellement de surface. La constante de vidange k peut donc être exprimée de la façon suivante :

$$RUIPER / THG = k \cdot RUIPER^2 \quad \text{Eq I.6}$$

d'où :

$$k = 1 / (RUIPER \cdot THG) \quad \text{Eq I.7}$$

soit :

$$QS = H2 / (RUIPER \cdot THG) \quad \text{Eq I.8}$$

1.6.1.3 Réservoir eau-souterraine

Un troisième réservoir linéaire à vidange exponentielle représente le tarissement de la composante souterraine du débit d'un cours d'eau et son niveau représente le niveau piézométrique en un point représentatif de la nappe. L'hypothèse est que, au moins localement, les variations de niveaux piézométriques sont homothétiques.

Il est alimenté par les percolations du réservoir intermédiaire et se vidange de façon linéaire en un débit de base QB (constante K1).

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

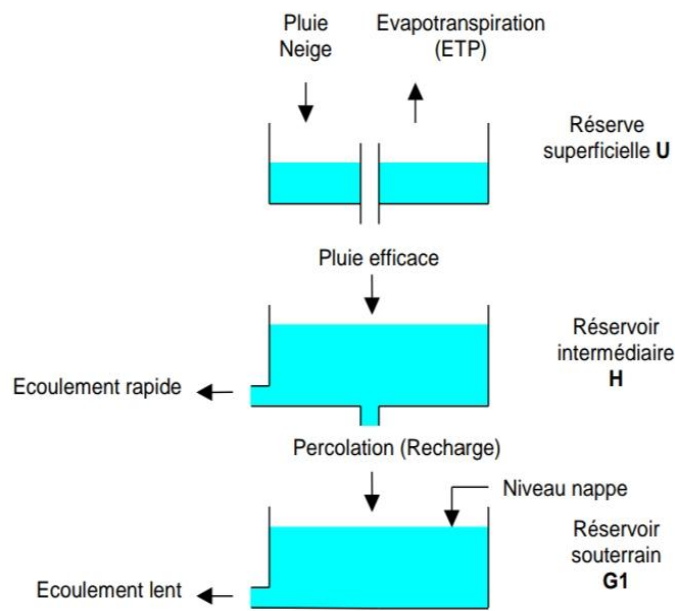


Figure 4 Schéma de la structure simple du modèle GARDENIA, un seul réservoir souterrain

I.6.1.4 Débit total

Le débit total est la somme des débits de surface et du débit de base :

- RUMAX : Capacité maximale du réservoir de surface,
- PETC : Coefficient de correction de l'ETP,
- THG : Constante de vidange par percolation du réservoir sol,
- RUIPER : Hauteur (vidange de ruissellement = vidange en percolation),
- K1 : Constante de vidange

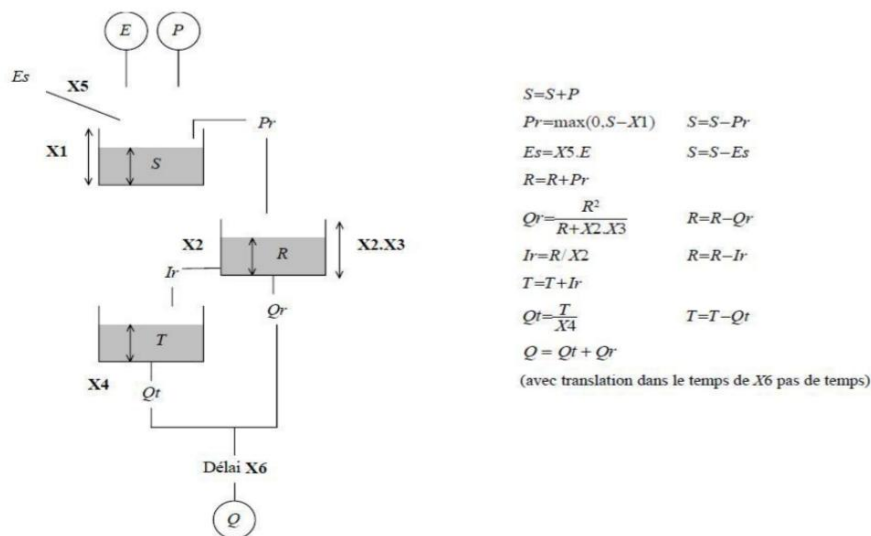


Figure 5 Schéma de la structure du modèle GARDENIA pour la simulation du niveau de la nappe

avec :

- X1 : Capacité du réservoir de surface,

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

- X2 : Constante de percolations linéaires,
- X3 : Paramètre de vidange latérale du réservoir sol,
- X4 : Constante de vidange linéaire du réservoir souterrain,
- X5 : Coefficient de correction des ETP,
- X6 : Délai.

Le modèle GARDÉNIA intègre également un module de fonte de la neige faisant les apports d'énergie au contact de l'atmosphère ainsi que les calories apportées dans l'eau de pluie et par le contact avec le sol. Des effets anthropiques comme des prélèvements ou des injections peuvent enfin être pris en compte explicitement, de manière analogique par le modèle.

➤ **Fonction « production » et fonction « transfert »**

Le calcul comporte deux parties traditionnellement appelées : fonction « production » et fonction « transfert ». La fonction « production » détermine quelle quantité d'eau sera apportée au modèle et quelle quantité sera évaporée ou s'infiltrera dans les horizons inférieurs pour ressortir « plus tard » à l'exutoire du bassin. La fonction « transfert » détermine à quel moment l'eau qui n'a pas été évapotranspirée ressortira à l'exutoire du bassin ou arrivera à la nappe. Le transfert s'effectue par passage à travers les deux ou trois réservoirs inférieurs du modèle.

➤ **Calage**

La calibration (ou calage) consiste à ajuster les valeurs des paramètres du modèle, de telle sorte qu'ils permettent de calculer des débits et / ou des niveaux piézométriques aussi proches que possible des débits et / ou des niveaux piézométriques observés. La calibration se fait par une méthode semi-automatique. L'utilisateur fournit un jeu de paramètres initiaux et indique les paramètres qui seront à optimiser. À partir de ceux-ci, le modèle fait varier ces paramètres (dans une gamme de valeurs définie par l'utilisateur) et recherche, par un algorithme d'optimisation non-linéaire adapté de la méthode de Rosenbrock (1960), un jeu de paramètres fournissant les résultats les plus proches possibles de la série d'observations.

À l'issue de la calibration, le code de calcul fournit à l'utilisateur :

- Des bilans des différentes composantes de l'écoulement (évapotranspiration réelle, infiltration, écoulement...),
- Une représentation graphique permettant de comparer observations et simulations,
- Des critères numériques d'évaluation de la qualité de l'ajustement.

Muni de ces renseignements, l'utilisateur juge de la nécessité d'essayer une nouvelle optimisation à partir d'un jeu de paramètres qu'il est libre de modifier à sa guise. Lorsqu'à la fois les critères numériques d'ajustement et les graphiques de comparaison visuelle sont satisfaisants, il est possible de considérer qu'on dispose d'un jeu de paramètres représentatifs du bassin dans la mesure où les valeurs obtenues sont réalistes. Il est alors possible, éventuellement, d'explorer diverses gammes de variations des paramètres autour de cette

solution, afin de déterminer la famille des paramètres représentant, de façon acceptable le cycle de l'eau (analyse de sensibilité).

GARDÉNIA n'est pas de type « boîte noire » ou « traitement du signal » ou « intelligence artificielle », mais c'est un « modèle analogique ». Le but de ce rapport est de montrer que son schéma de fonctionnement correspond à une simplification des lois physiques complexes régissant les écoulements dans un bassin versant réel, ce qui est un gage important de robustesse. La robustesse est la capacité à produire des simulations fiables y compris dans des conditions de fonctionnement (sécheresses, changement climatique) différentes de celles de la période de calibration.

L'originalité de ce modèle est, outre la prise en compte de pompages, la possibilité de simuler les niveaux aquifères et surtout de pouvoir simuler simultanément, avec le même jeu de paramètres le débit à l'exutoire du bassin et un niveau piézométrique représentatif de bassin. Cette fonctionnalité renforce fortement la robustesse du modèle puisque les paramètres gérant les écoulements souterrains peuvent être calibrés explicitement sur les variations piézométriques ce qui limite les incertitudes liées à une mauvaise identification des deux composantes de l'écoulement résultant d'une non unicité de la calibration.

I.6.2 Modèles du Génie Rural GR

Développés par le Cemagref au début des années 1980, ils permettent de faire le lien entre la lame d'eau précipitée sur un bassin versant et son débit à l'exutoire (Michel, 1983). Ces modèles soulèvent des questions essentielles sur la façon de représenter la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant.

Ces modèles sont en fait des modèles empiriques parfois apparentés à des modèles conceptuels du fait de leur structure à réservoirs. Ils ont été construits sur la base de grands jeux de données en découvrant progressivement la structure permettant de reproduire au mieux le comportement hydrologique du bassin versant (c'est-à-dire sa réponse aux pluies). Les idées suivantes se sont progressivement imposées au cours du développement de ces modèles pour permettre d'obtenir des modèles fiables et robustes (Mathevet, 2005)

- Représentation globale du bassin versant,
- Approche empirique de développement sans recours a priori à la physique des écoulements,
- Augmentation progressive de la complexité de la structure du modèle en partant de structures simples,
- Justification de la complexité de la structure d'un modèle par ses performances,
- Recherche de structures de modèle générales (applicables à des bassins variés),
- Utilisation de larges échantillons de bassins versants pour tester les performances des modèles (Andréassian et al., 2006),
- Évaluation d'un modèle par comparaison à d'autres structures de modèle.

Le premier modèle élaboré du Génie Rural à 4 paramètres journaliers a servi de base par des travaux de thèses de doctorats dont l'objectif était l'amélioration, le perfectionnement et surtout la continuité dans l'élaboration des modèles selon des approches et concepts définis.

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

Après un grand effort de tout un groupe, les modèles GR ont pu acquérir une grande robustesse et une fiabilité évidente. Les modèles sont conçus à des pas de temps différents. Perrin (2002) a élaboré le modèle journalier (GR4J), Mouelhi (2003) a perfectionné le modèle pluriannuel (GROP), le modèle annuel (GR1A) et le modèle mensuel (GR2M).

Comme tout modèle hydrologique, les modèles GR opèrent une triple globalisation (triple considération de moyenne) du système bassin versant :

- **Au niveau des processus** : les modèles GR proposent des relations comportementales simples à l'échelle du bassin, mises au point empiriquement et sans liens directs avec la physique des processus à petite échelle et pouvant représenter une moyenne de plusieurs processus,
- **Au niveau de l'espace** : les modèles GR sont globaux, c'est-à-dire que, tout en reconnaissant l'extraordinaire hétérogénéité de tout bassin versant, ils considèrent le bassin versant comme un tout. Les tentatives de distribution progressive n'ont, jusqu'à présent, pas abouti à des résultats intéressants. C'est le comportement de la moyenne spatiale qui est étudié en priorité,
- **Au niveau du temps** : les modèles GR ont été développés pour des pas de temps de fonctionnement spécifiques : annuel (GR1A), mensuel (GR2M), journalier (GR4J) et horaire (GR3H).

I.6.2.1 Modèle annuel GR1A

La structure du modèle GR1A (Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est très simple puisqu'elle se résume à une simple équation, le débit Q_k de l'année k étant proportionnelle à la pluie P_k de la même année, avec un coefficient d'écoulement dépendant de P_k , de la pluie P_{k-1} de l'année $k-1$ et de l'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne E . Le modèle s'écrit

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{XE_k} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\} \quad \text{Eq I.9}$$

Où : X est l'unique paramètre du modèle.

Cette formule dérive de la formule de Turc (1955), qui donne l'écoulement moyen interannuel. Une recherche systématique de la meilleure manière de prendre en compte l'état antérieur du système a montré que l'on devait se limiter à prendre en compte la pluie de l'année précédant l'année en cours. Le paramètre X traduit l'influence d'une ouverture du bassin sur l'extérieur non atmosphérique (par exemple échange avec des nappes profondes ou avec des bassins adjacents dans le cas d'une non-superposition des limites topographiques et géologiques) : si X est supérieur à 1, le système perd de l'eau et si X est plus petit que 1, le système en gagne, le tout exprimé en fraction de l'ETP.

Le modèle ne comporte qu'un paramètre optimisable, le paramètre X adimensionnel, qui apparaît comme un coefficient modulateur de l'évapotranspiration potentielle. Sur un large échantillon de bassins versants, la médiane de X vaut 0.7 et un intervalle de confiance à 90% est donné par [0.13 ; 3.5] (Andréassian *et al.*, 2007)

I.6.2.2 Modèle mensuel GR2M

Le modèle GR2M (Génie Rural à 2 paramètres Mensuels) est un modèle pluie-débit global à deux paramètres optimisables :

X1 : Capacité du réservoir de production (mm),

X2 : Coefficient d'échanges souterrains (-).

Il fonctionne autours de deux réservoirs, un de production (ou réservoir sol) et un de routage sur lesquels les ajustements et interception se font différemment sur les entrées.

Un schéma de la structure est donné à la (fig. I.6). P_k est la pluie mensuelle du mois k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois calendaire.

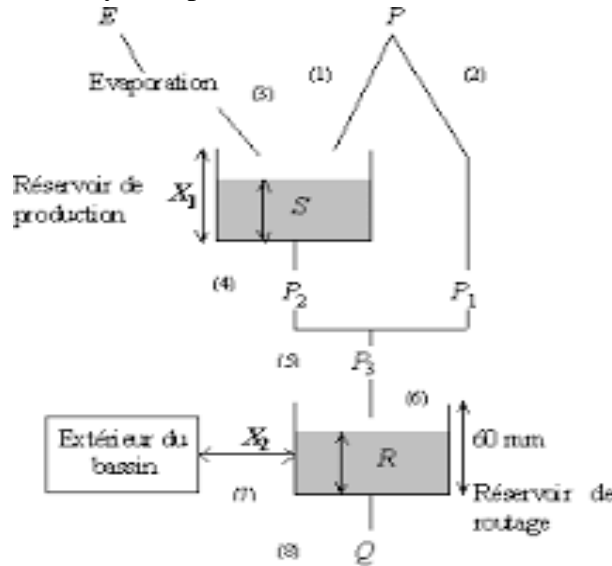


Figure 6 Schéma de la structure du modèle GR2M

(Perrin et al., 2003)

❖ Production

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

$$P_s = \frac{x_1 \cdot \left[1 - \left(\frac{S_k}{x_1} \right)^2 \right] \cdot \tanh \left(\frac{P_k}{x_1} \right)}{1 + \frac{s}{x_1} \cdot \tanh \left(\frac{P_k}{x_1} \right)} \quad \text{Eq I.10}$$

Le paramètre X_1 , capacité du réservoir, est positif et exprimé en mm. La pluie en

$$P_1 = P - P_s \quad \text{Eq I.11}$$

Et le contenu du réservoir est actualisé :

$$S' = S_k + P_s \quad \text{Eq I.12}$$

Du fait de l'évapotranspiration, une quantité E_s est prélevée du réservoir :

$$\text{Eq I.13}$$

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION

$$P_s = \frac{S' \cdot \left(2 - \frac{S'}{x_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{x_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S'}{x_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{x_1}\right)}$$

E est l'évapotranspiration potentielle moyenne du mois calendaire considéré. Le niveau S' devient S'' :

$$S'' = S' - E_s \quad \text{Eq I.14}$$

- **Routage et échange avec l'extérieur non atmosphérique**

La quantité d'eau totale P_3 qui atteint le réservoir de routage est donnée par :

$$P_3 = P_1 + P_2 \quad \text{Eq I.15}$$

Le niveau R_k dans le réservoir devient alors R' :

$$R' = R_k + P_3 \quad \text{Eq I.16}$$

Un terme d'échange en eau souterrain F a été imposé par les données des nombreux bassins utilisés. Ignorer cette ouverture sur l'extérieur non atmosphérique conduit à une baisse considérable de l'efficacité du modèle. F est alors calculé par :

$$F = (X_2 - 1) \cdot R' \quad \text{Eq I.17}$$

Le paramètre X_2 est positif et adimensionnel. Le niveau dans le réservoir devient :

$$R'' = X_2 - R' \quad \text{Eq I.18}$$

Le réservoir, de capacité fixe égale à 60 mm, se vidange pour donner le débit Q_k selon l'équation suivante :

$$Q_k = \frac{R''^2}{R'' + 60} \quad \text{Eq I.19}$$

Le contenu du réservoir est enfin actualisé par :

$$R_{k+1} = R'' + Q_k \quad \text{Eq I.20}$$

- ❖ **Paramètres**

Le modèle a deux paramètres optimisables :

X1 : Capacité du réservoir de production (mm)

X2 : Coefficient d'échanges souterrains (-)

I.7. Conclusion

Grâce aux progrès importants réalisés dans le domaine de l'informatique en hydrologie, la modélisation hydrologique a une place très importante en Hydrologie. C'est un outil incontournable dans la compréhension de la dynamique d'un bassin versant et dans la lutte contre les catastrophes naturelles liées aux crues.

Pour cette étude nous allons utiliser le modèle conceptuel global à réservoirs GARDENIA que nous essayerons d'appliquer sur les données du bassin versant de la Mekerra. Le choix de ce modèle se justifie du fait que les modèles conceptuels globaux sont les plus utilisés en modélisation hydrologique pluie-débit en raison de leur simplicité et de leur exigence minimale en données. Ces modèles se contentent généralement de série de pluie et d'évapotranspiration potentielle (ETP) en entrée, et de séries concomitantes de débits pour le calage et l'évaluation du modèle. Cependant, il nous a paru nécessaire de comparer le modèle choisi par un autre modèle ; le modèle du Génie Rural pour évaluer sa performance. L'objectif est de déterminer les paramètres caractéristiques de chacun de ces modèles sur notre zone d'étude.

Chapitre II

Présentation de la zone d'étude

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

CHAPITRE II PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

II. 1 Situation géographique du bassin d'étude

II.1.1 Bassin versant de Macta

Le bassin versant de la Macta situé au Nord ouest de l'Algérie, s'étend sur 14 390 km². Il est drainé par deux principaux cours d'eau : l'oued Mekkera-Mebtouh à l'Ouest et l'oued El Hammam à l'Est et compte seize sous bassins (fig.7). Le bassin associe trois régions distinctes:

- La basse plaine littorale, présente des altitudes ordinairement inférieures à 9 m, ce qui favorise la présence de plans d'eau, de marais et de steppes.
- Les massifs, qui constituent la plus grande partie du bassin versant. Ce bassin est bordé à l'Ouest et au Nord ouest par les monts de Tessala. Les monts de Beni-Chougrane occupent une bonne partie de sa zone moyenne.
- Les larges plaines alluviales insérées dans les massifs montagneux de Sidi Bel Abbès.

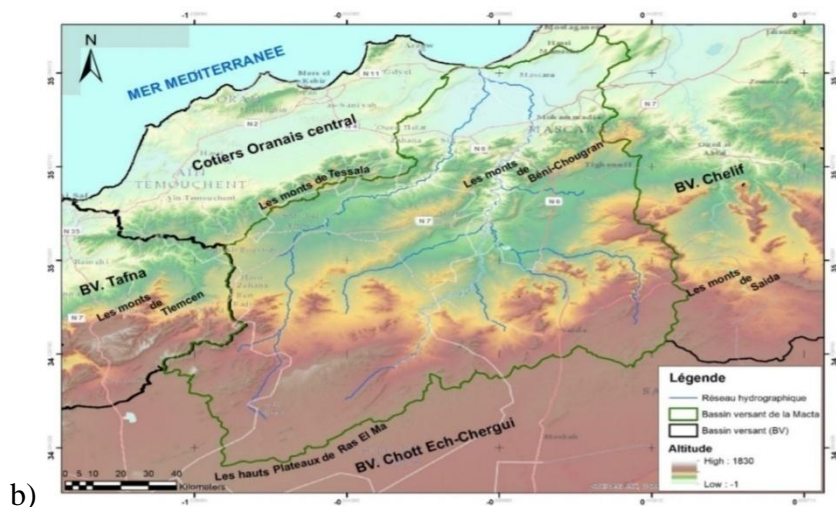
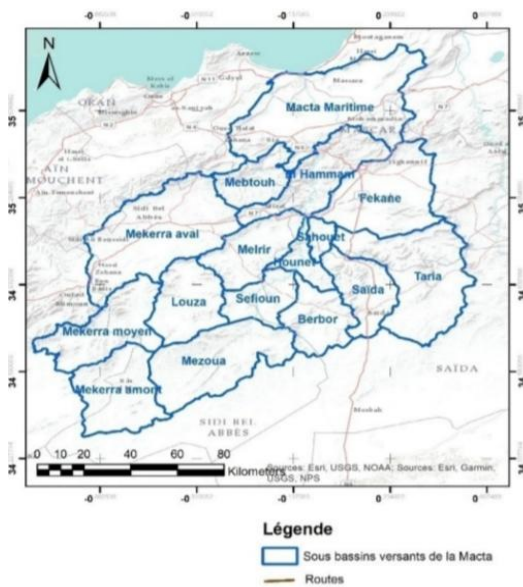


Figure 7. Situation géographique du bassin versant de la Macta

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Le bassin de la Macta est traversé par deux principaux cours d'eau, l'oued Mekerra à l'Ouest et l'Oued El Hammam à l'Est. Ces cours d'eau se rejoignent non loin de la côte méditerranéenne pour former la Macta. Le bassin est limité :

- Au Nord par la mer méditerranéenne,
- À l'Est par le Bassin versant de Chelif,
- Au Sud par le bassin versant de Chott Ech-cherghi,
- À l'Ouest par le bassin versant de la Tafna,
- Et au Nord-Ouest par le côtier Oranais central.

II.1.2 Présentation du bassin versant de l'Oued Mekerra

Le bassin versant de l'Oued Mekerra est compris entre la latitude Nord 34°31' et 35°39' et les longitudes ouest -1°14' et -0°32'. Il prend le nom de son oued principal et couvre une superficie dépassant 3600Km².

De l'amont vers l'aval, l'Oued Mekerra traverse les villes suivantes : Ras El Ma, Haçaiba, Sidi Ali Ben Youb, Tabia, Boukhanifis, Sidi Khaled et Sidi Bel Abbas. L'Oued Mekerra prend son origine dans les hauteurs de Ras El Ma (les hautes vallées de la steppe) à une cote avoisinant 1450m. Il est alimenté par plusieurs Oueds (Oued Mouzen (Tissaf) - Tedjmout - FaratEzziet) aux pieds monts des djebels Teniet El Baroud (1136 m), Djouazène (1356 m), Beghra (1414 m), Rokbet En Naama (1140 m) et débouche dans la partie nord de la ville de Sidi Bel Abbas où il rejoint Oued Mebtouh pour se perdre dans les marécages de la Macta et enfin se jeter dans la mer Méditerranée (fig.8).

Le bassin versant est limité

- Au Nord, par la chaîne montagneuse de Tessala (segment occidental de l'Atlas tellien),
- Au Sud, par la ride anticlinale des hauts plateaux de Ras-El-Ma (ex Bedeau) au Sud de laquelle commence le bassin versant de Chott Ech-Chergui,
- À l'Est, par le sous-bassin d'Oued El Hammam (Macta),
- À l'Ouest, par le bassin de la Tafna et le bassin du côtier oranais central.

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

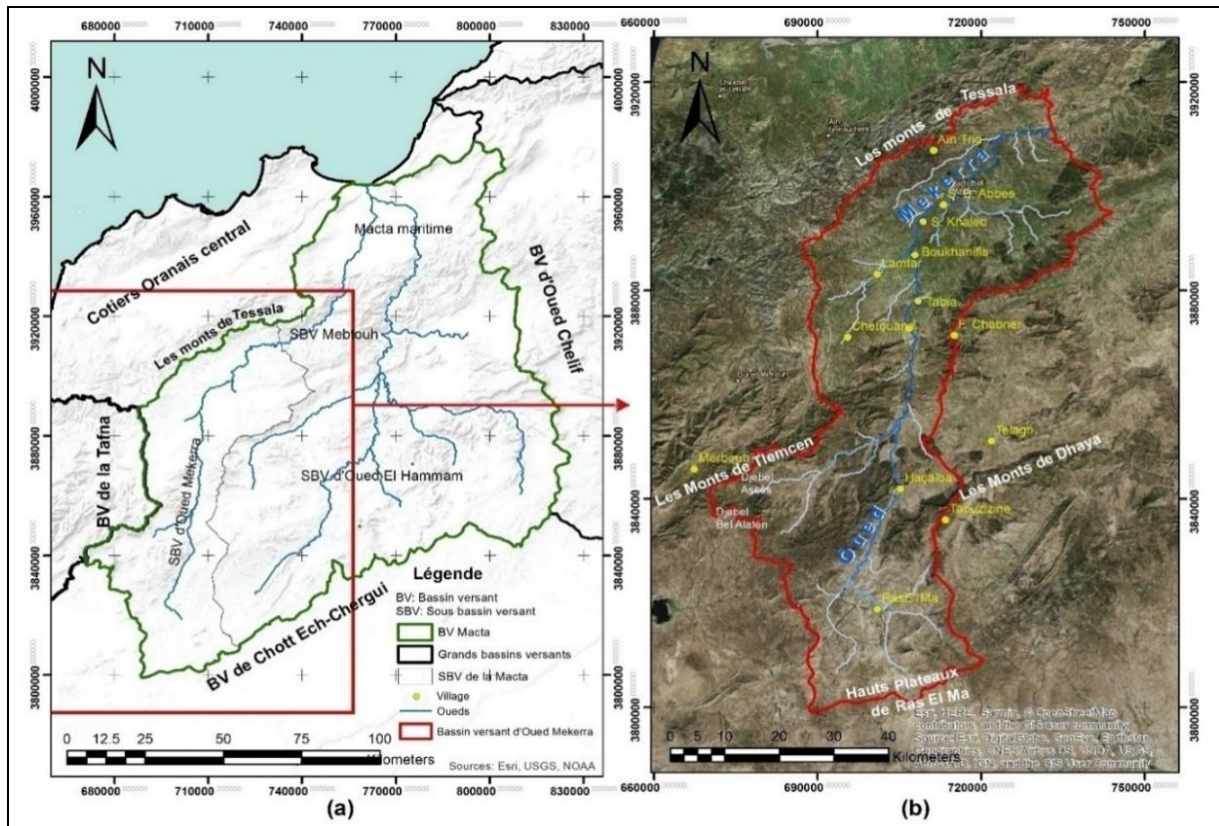


Figure 8. Localisation du bassin versant de la Mekerra

II.2 Subdivision du bassin de la Mekerra

En raison de sa grande surface et de sa forme allongée de direction Sud-Nord, le bassin de Mekerra a été subdivisé en trois sous bassins : Mekerra amont avec 938.40 km^2 , moyenne Mekerra avec 933.45 km^2 et Mekerra aval 1744.81 km^2 , occupant trois domaines géologiquement distincts (Auclair & Biehler, 1967, Sourisseau, 1972). A l'aval de chaque sous bassin est placée une station de contrôle hydrologique, ces stations ne sont pas indépendantes les unes des autres mais contrôlent toute la superficie amont.

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

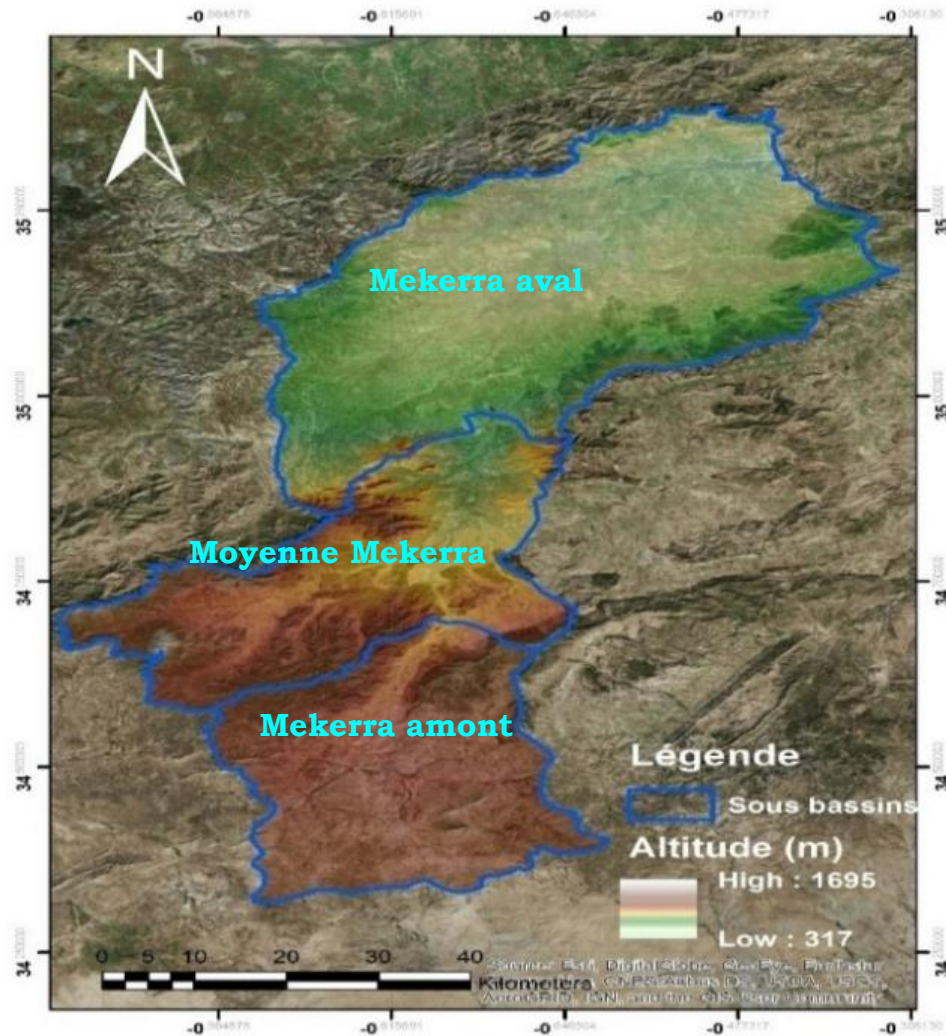


Figure 9 Subdivisions du bassin de la Mekerra

Suite à l'inauguration du barrage de Tabia en 2010 sur le cours d'eau principal de l'oued Mekerra à l'aval du sous bassin moyenne Mekerra, une autre subdivision du bassin s'impose. Ainsi, nous proposons deux sous bassins distincts et indépendants qu'on peut appeler la haute Mekerra et la basse Mekerra.

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

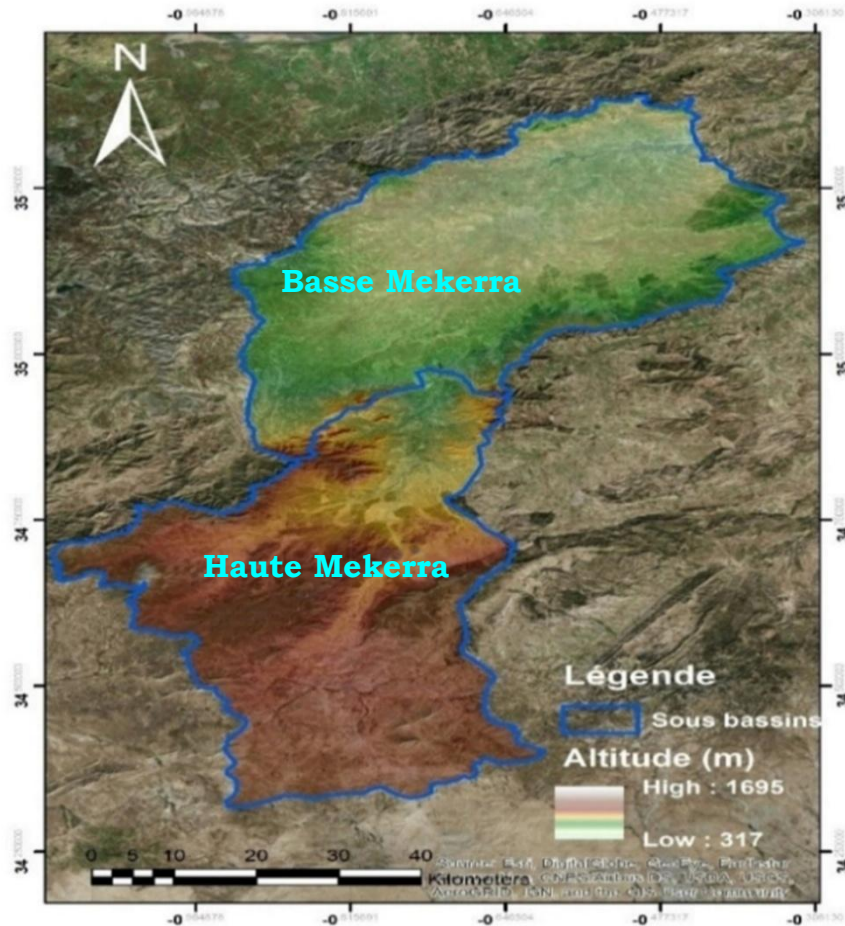


Figure 10 Subdivisions du bassin versant de la Mekerra après 2010

Dans ce chapitre notre étude portera sur les sous bassins Haute Mekerra, la Basse Mekerra et le bassin versant de la Mekerra en entier.

II.3. Caractéristiques morphométriques.

II.3.1 Surface du bassin

L'aire circonscrite par la ligne de partage des eaux est un paramètre hydrologique incontournable puisque la quantité d'eau drainée est proportionnelle au bassin, plus celui-ci est grand, plus le volume des précipitations qu'il capte est élevé.

Le bassin versant de la Mekerra couvre une superficie de 3616.66 km².

Tableau 3 Surface du Bassin Mekerra et sous-bassins

Unités hydrologiques	Surface (Km ²)
Haute Mekerra	1871,85
Basse Mekerra	1744,81
Mekerra	3616.66

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

II.3.2 Périmètre du bassin

Le périmètre est la caractéristique de longueur la plus utilisée, il peut être mesuré directement sur la carte topographique par curvimétrie ou de manière indirecte en utilisant la longueur du rectangle équivalent.

Le périmètre du bassin de la Mekerra est de $P = 415$ km

Tableau 4 Périmètre du Bassin Mekerra et sous-bassin

Unités hydrologiques	Périmètre (m)
Haute Mekerra	254,93
Basse Mekerra	228,3
Mekerra	414,99

II.3.3 Caractéristique de forme

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin. Les bassins versants qui ont une forme compacte drainent l'eau plus rapidement que ceux qui ont une forme allongée.

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Le plus utilisé est celui de compacité de Gravelius noté K_c ou K_G

Le coefficient de Gravelius (1914) se définit comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant la même surface (appelée aussi coefficient de compacité) :

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad \text{Eq II. 1}$$

avec :

A : Surface du bassin versant (km^2) et P son périmètre (km).

Si K_c est proche de 1, on dit que le bassin est de forme circulaire et plus K_c est supérieur à 1, plus le bassin est allongé.

Tableau 5 Coefficient de forme

Unités hydrologiques	A (km^2)	P (m)	K_c	Forme
Haute Mekerra	1871,85	254,93	1,65	Allongée
Basse Mekerra	1744,81	228,3	1,53	Allongée
Mekerra	3616,66	414,99	1,93	Allongée

II.3.3.1 Rectangle équivalent

La notion de rectangle équivalent introduite par Roche (1964), permet non seulement la comparaison des bassins entre eux du point de vue de l'influence de la forme sur l'écoulement, mais aussi de faciliter le calcul de la pente moyenne du bassin et des pentes partielles des différentes parties du bassin comprises entre les courbes de niveaux.

Le rectangle équivalent possède la même superficie et le même périmètre que le bassin considéré et par conséquent le même indice de compacité. L'exutoire est représenté par une

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

des largeurs du rectangle et les courbes de niveau par les parallèles.

Le rectangle équivalent est caractérisé par la longueur « L » et la largeur « l » défini respectivement par les formules suivantes :

- La longueur du rectangle équivalent

$$L = \frac{K_c}{1.128} * \sqrt{S [1 + \sqrt{1 - (\frac{1.128}{K_c})^2}]}$$
 Eq II.2

- La largeur du rectangle équivalent

$$l = \frac{K_c}{1.128} * \sqrt{S [1 - \sqrt{1 - (\frac{1.128}{K_c})^2}]}$$
 Eq II.3

Tableau 6 Calcul du rectangle équivalent

Sous BV	A (km ²)	Kc	L (km)	l(km)
Haute Mekerra	1871,85	1,65	109,460	17,100
Basse Mekerra	1744,81	1,53	94,968	18,372
Mekerra	3616,66	1,93	186,646	19,377

II.3.4 Caractéristiques du relief

Le relief détermine le bassin versant, conditionne l'écoulement et possède une influence sur les facteurs climatiques. Il détermine en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains, l'infiltration et l'évaporation. C'est un élément capital dans le comportement hydraulique d'un bassin.

II.3.4.1 Courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique, décrit le pourcentage de l'aire totale du bassin au-dessus ou au-dessous d'une hauteur donnée. On peut déterminer plusieurs paramètres d'une courbe hypsométrique, notamment les altitudes caractéristiques, ainsi que la pente moyenne.

Tableau 7 Répartition altimétrique du sous-bassin de la Haute Mekerra

Haute Mekerra			
Altitude	A (km ²)	A cumulée (km ²)	A %
650	14,43	1871,28	100
750	63,93	1856,85	99,23
850	159,03	1792,92	95,81
950	205,21	1633,89	87,31
1050	310,93	1428,68	76,35
1150	748,29	1117,75	59,73
1250	298,79	369,46	19,74
1350	58,04	70,67	3,78
1450	9,96	12,63	0,67
1550	2,22	2,67	0,14

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

1650	0,45	0,45	0,02
1700	0	0	0,00

Haute Mekerra

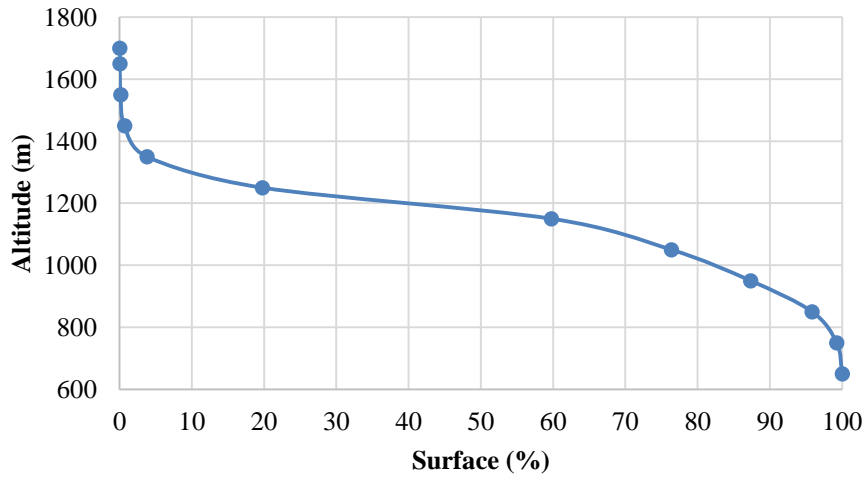


Figure 11 Courbe hypsométrique du bassin de la Haute Mekerra

Tableau 8 Répartition altimétrique du sous-bassin de le Basse Mekerra

Basse Mekerra			
Altitude	A (km²)	A cumulée (km²)	A %
350	33,05	1743,78	100
450	372,23	1710,73	98,10
550	610,87	1338,5	76,76
650	490,92	727,63	41,73
750	170,54	236,71	13,57
850	40,14	66,17	3,79
950	15,99	26,03	1,49
1050	7,27	10,04	0,58
1150	2,77	2,77	0,16
1200	0	0	0,00

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Basse Mekerra

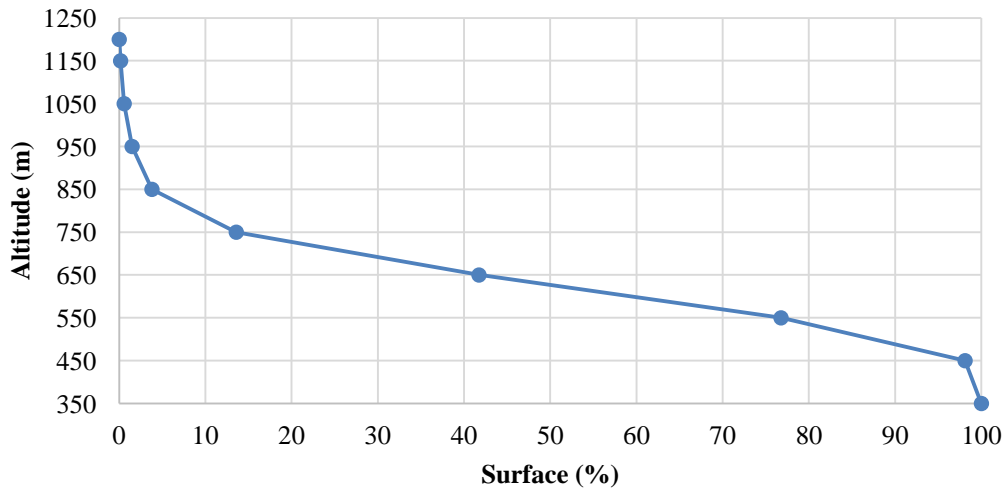


Tableau 9 répartition altimétrique du bassin de l'oued Mekerra

Mekerra			
Altitude	A (km²)	A cumulée (km²)	A %
350	33,1	3615,74	100
450	365,82	3582,64	99,08
550	622,77	3216,82	88,97
650	499,1	2594,05	71,74
750	233,24	2094,95	57,94
850	202,63	1861,71	51,49
950	219,51	1659,08	45,88
1050	315,45	1439,57	39,81
1150	759,94	1124,12	31,09
1250	292,95	364,18	10,07
1350	58,2	71,23	1,97
1450	10,46	13,03	0,36
1550	2,14	2,57	0,07
1650	0,43	0,43	0,01
1700	0	0	0,00

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

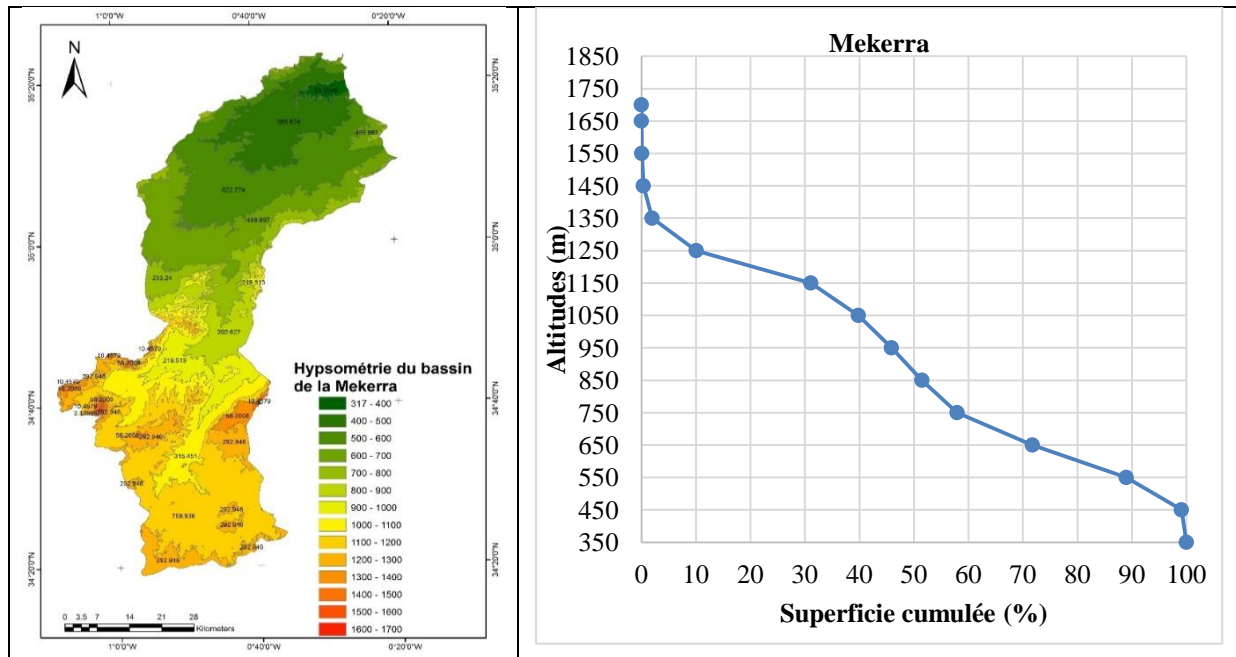


Figure 12 Carte hypsométrique du bassin de l'Oued Mekerra et sa courbe correspondante

La courbe hypsométrique du bassin de la Mekerra montre deux parties avec des caractéristiques différentes

- La descente rapide de la courbe de l'altitude 1700 à 1150 l'altitude varie très peu malgré une superficie importante montre que la courbe est en état de jeunesse et indique la présence de plateau en hautes altitudes. Cette partie représente la haute Mekerra.
- De l'altitude 1150 à 350, l'altitude varie avec la surface la courbe montre un état de maturité du bassin (bassin en équilibre). La présence de pente forte aux basses altitudes exprime la présence de plaines (plaine de Sidi Belabbes). Cette partie représente la basse Mekerra

II.3.4.2 Altitudes caractéristiques

Elle se déduit directement de la courbe hypsométrique. On peut la définir comme suit :

$$H_{\text{moy}} = \frac{1}{A} \sum H_i A_i \quad \text{Eq II.4}$$

avec :

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

A_i : Surface partielle comprise entre deux courbes de niveau (Km²).

A : Surface totale du bassin versant (Km²).

Tableau 10 Altitude moyenne du bassin versant de la Mekerra et sous-bassins

H_i	Haute Mekerra		Basse Mekerra		Mekerra	
	A_i	$A_i * H_i$	A_i	$A_i * H_i$	A_i	$A_i * H_i$
1650	0,45	742,5	-	0	0,43	709,5

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

1550	2,22	3441	-	0	2,14	3317
1450	9,96	14442	-	0	10,46	15167
1350	58,04	78354	-	0	58,2	78570
1250	298,79	373487,5	-	0	292,95	366187,5
1150	748,29	860533,5	2,77	3185,5	759,94	873931
1050	310,93	326476,5	7,27	7633,5	315,45	331222,5
950	205,21	194949,5	15,99	15190,5	219,51	208534,5
850	159,03	135175,5	40,14	34119	202,63	172235,5
750	63,93	47947,5	170,54	127905	233,24	174930
650	14,43	9379,5	490,92	319098	499,1	324415
550	-	0	610,87	335978,5	622,77	342523,5
450	-	0	372,23	167503,5	365,82	164619
350	-	0	33,05	11567,5	33,1	11585
H_{moy}	1092,80		586,187		848,5	

II.3.4.3 Altitude médiane (H_{med})

Elle correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique :

$$H_{med} = H_{50\%}$$

Sur l'axe des abscisses de la courbe hypsométrique du bassin de la Mekerrale point 50% correspond à une altitude avoisinante de 900m. L'altitude maximale et minimale correspondent respectivement à H_{max}=1695m (à Djebel Ouargla et correspond à une surface cumulée de 1%) et H_{min}= 317m au niveau de la ville de Sidi Bel Abbes.

II.4 Etude des pentes

La pente topographique est une notion très complexe, plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente du bassin, mais c'est aussi un élément capital dans le comportement hydrologique du bassin, elle détermine la forme des cours d'eau en grande partie l'aptitude des terrains au ruissellement et conditionne la vitesse d'écoulement des eaux de surface par l'effet de la pesanteur. La figure II.8 représente la carte des pentes au niveau du bassin de la Mekerra, on peut remarquer qu'elle est majorité de 0 à 3 sur tout au niveau Mekerra aval dans la plaine de Sidi Bel Abess et au niveau de Mekerra amont dans haute plateaux de Ras El ma

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

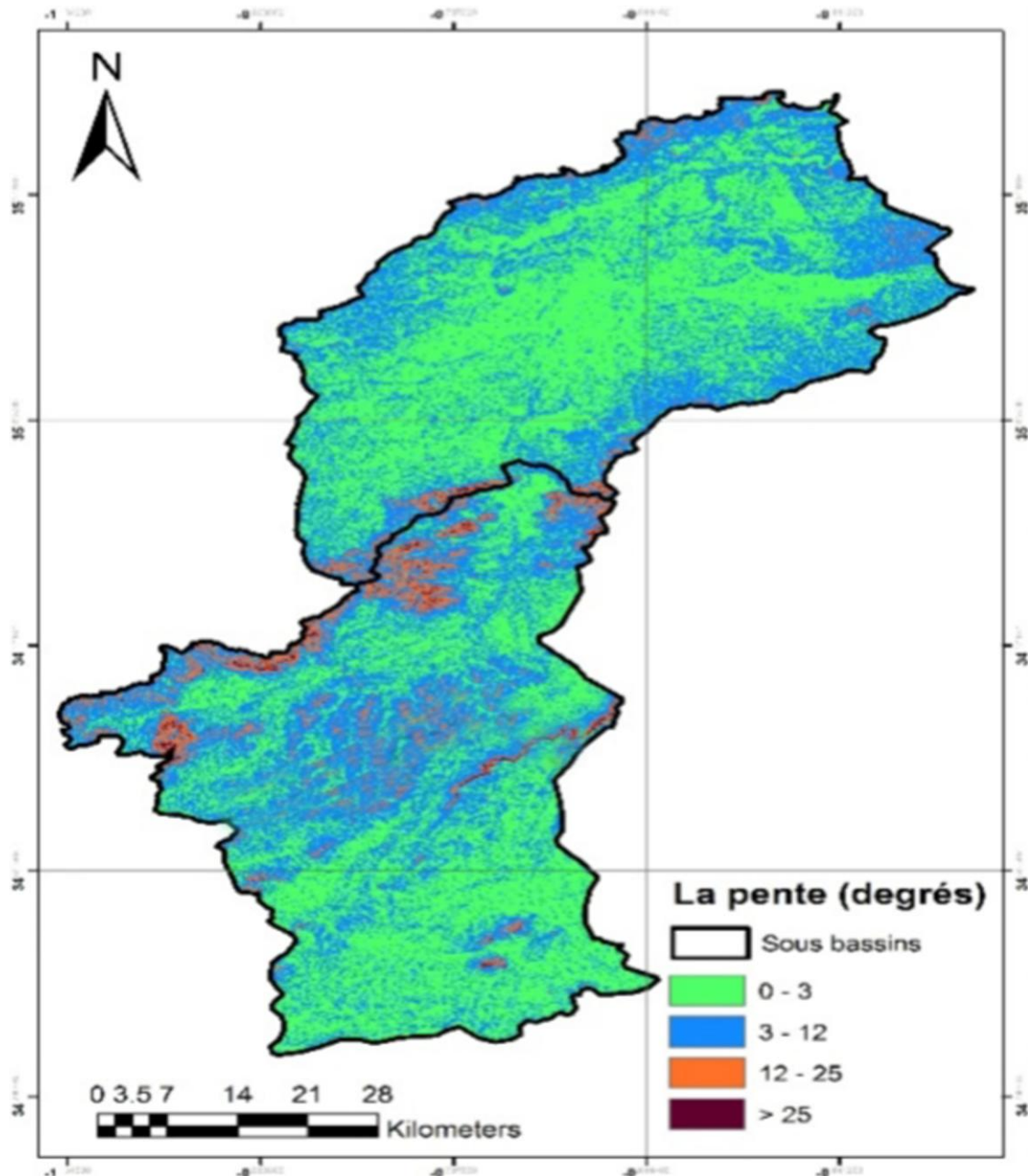


Figure 13 Carte des pentes (Otmane, 2019)

II.4.1 Pente moyenne

La méthode proposée par Carlier et Leclerc (1964) consiste à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données. Une valeur approchée de la pente moyenne est donnée par la relation suivante :

$$P = \frac{D * L}{A}$$

Avec :

p ou I_m : Pente moyenne (‰),

L : Longueur totale de courbe de niveau (km),

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

D : Equidistance entre deux courbes de niveau (m),

A : Surface du bassin versant (km²).

Cette méthode donne de bons résultats dans le cas d'un relief modéré et pour des courbes de niveau simples et uniformément espacées. Dans les autres cas, il convient de styliser les courbes de niveau pour que leur longueur totale ait un sens réel vis-à-vis de la pente. Si on connaît les dimensions du rectangle équivalent :

$$I_m = \frac{l * D_t}{A}$$

l : Largeur du rectangle équivalent,

D_t : Dénivelée totale,

A : Surface du Bassin versant.

Si L est la longueur du rectangle équivalent $I_m = \frac{D_t}{L}$

Tableau 11 Indice de pente moyenne

	Haute Mekerra	Basse Mekerra	Mekerra
Dt (m)	1000	800	1300
L (m)	109460,267	94968	186646
A (km²)	1871,85	1744,81	3616,66
Im	0,0091	0,0084	0,0070
Im %	0,91	0,84	0,70

II.4.2 Indice de pente de Roche

Roche a proposé un indice de pente plus facile à calculer que le précédent : I_p est la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent, et pondérée par les surfaces.

$$I_p = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n \sqrt{A_i (h_i - h_{i-1})} \text{Eq II.5}$$

A_i: Fraction de la surface totale du bassin comprise entre les cotes h_i et h_{i-1}, fonction donnée par le tableau hypsométrique,

L : Longueur du rectangle équivalent (m),

h_i et h_{i-1} : Dénivelée entre deux courbes de niveau voisines (m).

Tableau 12 Indice de pente de Roche

H _i	H _{i-1}	Haute Mekerra		Basse Mekerra		Mekerra	
		A _i	B _i	A _i	A _i *H _i	A _i	A _i *H _i
1700	1600	0,45	6,71			0,43	6,56
1600	1500	2,22	14,90			2,14	14,63
1500	1400	9,96	31,55946768			10,46	32,34
1400	1300	58,04	76,18			58,2	76,29
1300	1200	298,79	172,86			292,95	171,16
1200	1100	748,29	273,55	2,77	16,64	759,94	275,67
1100	1000	310,93	176,33	7,27	26,96	315,45	177,61
1000	900	205,21	143,25	15,99	39,99	219,51	148,16

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

900	800	159,03	126,11	40,14	63,36	202,63	142,35
800	700	63,93	79,96	170,54	130,59	233,24	152,72
700	600	14,43	37,99	490,92	221,57	499,1	223,41
600	500			610,87	247,16	622,77	249,55
500	400			372,23	192,93	365,82	191,26
400	300			33,05	57,49	33,1	57,53
		1139,39		996,69		1919,24	
L (m)		109460		94968		186646	
Ip (%)		3,44		3,23		4,44	

La pente est modérée.

II.4.3 Indice de pente globale (Ig)

Cet indice, très facile à calculer, est des plus utilisés. Il sert de base à une des classifications O.R.S.T.O.M. L'indice de Roche étant cependant trop long à évaluer pour des études rapides, on a proposé un indice encore plus simple : la pente globale.

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

D étant la dénivelée ; D= H5 % - H95 %, définie sur la courbe hypsométrique ou même directement à l'œil sur la carte topographique,

L étant la longueur du rectangle équivalent

Tableau 13 Indice de pente globale

	H5%	H95%	D	L	Ig	Ig %	Relief
Haute Mekerra	1350	880	470	109460	0,00429	0,43	Faible
Basse Mekerra	845	460	385	94968	0,00405	0,41	Faible
Mekerra	1300	488	812	186646	0,00435	0,44	Faible

D'après la classification d'O.R.S.T.O.M « Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer » (tabl.II.12), les bassins d'étude se caractérisent par un relief faible.

Tableau 14 Classification du relief selon O.R.S.T.O.M

R1	Relief très faible	$I_g < 0,002$
R2	Relief faible	$0,002 < I_g < 0,005$
R3	Relief assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
R4	Relief modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
R5	Relief assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
R6	Relief fort	$0,05 < I_g < 0,1$
R7	Relief très fort	$0,1 < I_g$

II.4.3 Dénivelée spécifique

L'indice Ig décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il est donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes. La dénivelée spécifique Ds ne présente

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

pas cet inconvénient : elle dérive de la pente globale I_g en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à \sqrt{A}

$$D_s = I_g * \sqrt{A} = \frac{D}{L} * \sqrt{A} = D * \sqrt{\frac{1}{L}}$$

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ($D = H_{5\%} - H_{95\%}$) et de la forme du bassin ($1/L$)

Tableau 15 Dénivelée spécifique

	H5%	H95%	D (m)	Longueur (m)	Largueur (m)	Ds
HauteMekerra	1350	880	470	109460	17100,7	185,8
BasseMekerra	845	460	385	94968	18372,6	169,3
Mekerra	1300	488	812	186646	19377	261,6

D'après la deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M (tabl. II.14), les sous bassins de l'Oued Mekerrala Haute Mekerra et la Basse Mekerra correspondent à la classe R5 (Relief assez fort). À la lumière des deux classifications d'O.R.S.T.O.M, on peut dire que le bassin versant de l'Oued Mekerra se caractérise par un relief assez fort

Tableau 16 Classification du relief par l'intermédiaire de la dénivelée spécifique (O.R.S.T.O.M)

R1	Relief très faible	$D_s < 10$ m
R2	Relief faible	$10 \text{ m} < D_s < 25\text{m}$
R3	Relief assez faible	$25\text{m} < D_s < 50\text{m}$
R4	Relief modéré	$50\text{m} < D_s < 100\text{m}$
R5	Relief assez fort	$100\text{m} < D_s < 250\text{m}$
R6	Relief fort	$250\text{m} < D_s < 500\text{m}$
R7	Relief très fort	$500\text{m} < D_s$

II.5 Caractéristiques hydrographiques du bassin versant de la Mekerra

Au même titre que la superficie, la forme et le différentiel de hauteur, le réseau hydrographique d'un bassin versant affecte le cheminement de l'eau. Le réseau hydrographique se définit comme l'ensemble des canaux de drainage naturel où s'écoulent les eaux provenant de ruissellement ou celles restituées par les nappes souterraines, soit sous forme de sources, soit par restitution continue le long du lit du cours d'eau. L'ordre des cours d'eau, la densité de drainage et le profil de la rivière, notamment, sont des caractéristiques qui servent à décrire le réseau.

Le réseau hydrographique peut se caractériser par trois éléments : sa hiérarchisation, son développement (nombres et longueurs des cours d'eau) et son profil en long.

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

II.5.1 Hiérarchisation du bassin

L'ordre des cours d'eau est une classification qui reflète la ramification du réseau de drainage. Il existe plusieurs types de classification. Celle de Strahler, est la plus répandue. La classification de Strahler définit, l'ordre d'un cours d'eau à partir d'une règle simple et sans ambiguïté : tout cours d'eau sans affluent est d'ordre 1, alors que tous les tronçons de rivière formés par la réunion de deux cours d'eau d'ordre x sont d'ordre $x+1$.

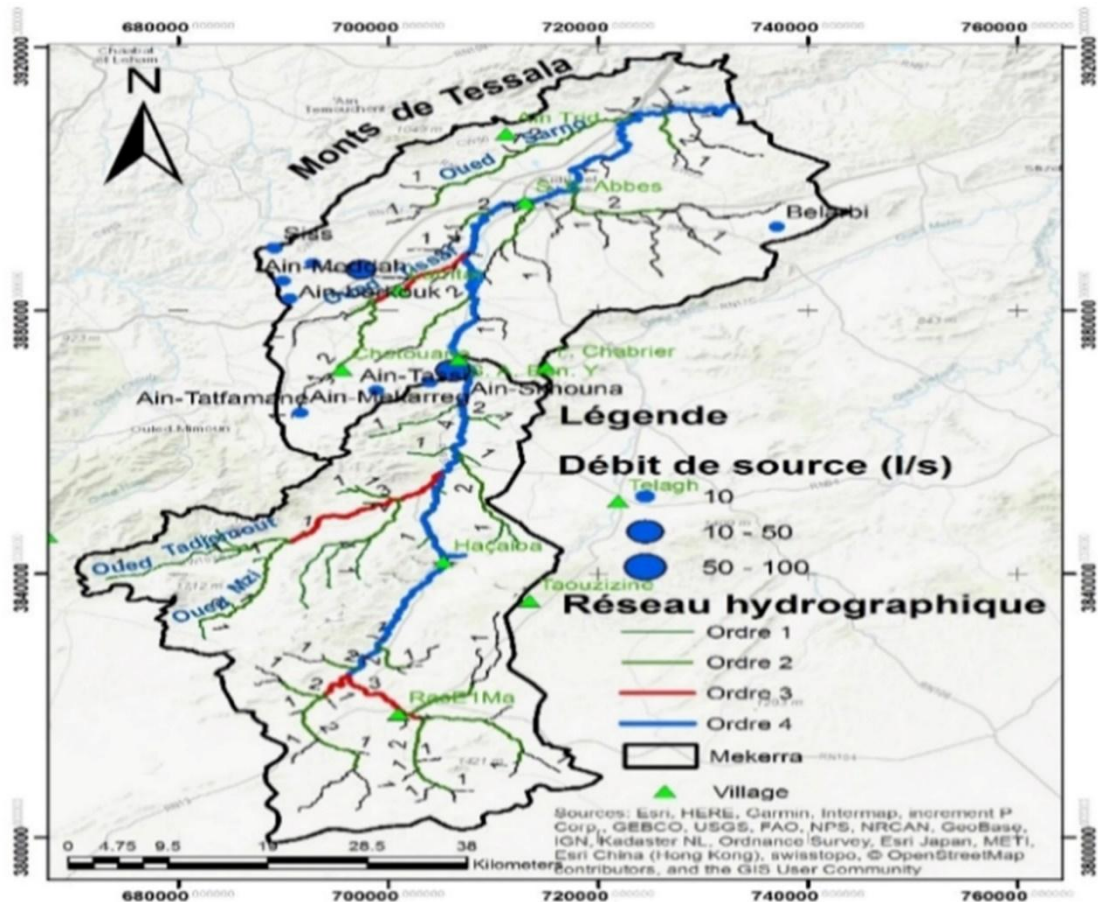


Figure 14 Réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Mekerra (Otmane,2019)

La forme et la hiérarchie d'un réseau hydrographique sont impérativement gouvernées par différents facteurs qui sont :

- La géologie (plissement, nature du substratum, accidents ...),
- Climat (humidité, précipitations ...),
- Pente des terrains,
- Présence humaine.

Le chevelu hydrographique de l'oued Mekerra est peu développé, son tracé est influencé par le relief en place, Il suit la direction Sud-Ouest/ Nord-Est des monts de Tessala (fig. 14).

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Le réseau hydrographique de la Mekerra est composé par de nombreux affluents, représentés fréquemment par des cours d'eau temporaires. L'oued est alimenté par des précipitations et par des sources dont la plus importante est Ain – Skhoua (fig.15).

Les principaux affluents de l'Oued Mekerra sont : Oued Tadjmount, Oued Mzi, Oued Tissafet et Oued Sarno.

Tableau 17 Classification du réseau hydrographique des bassins de la Mekerra

BV	Ordre	Nombre	Longueur (km)	Longueur moyenne (km)
Haute Mekerra	1	56	217.5	7.77
	2	13	135	9.03
	3	3	37.25	29.37
	4	1	21.76	21.76
	Total	90	411.51	67.93
Basse Mekerra	1	33	195.2	5.92
	2	8	97	5.39
	3	1	24.5	12.25
	4	1	45.3	45.3
	Total	54	362	6.70
Mekerra	1	89	419	4.81
	2	21	210	4.57
	3	4	43	10.75
	4	1	132.64	132.64
	Total	115	805	5.83

II.5.2 Densité de drainage

La densité du drainage D_d est exprimée par le rapport de la longueur totale des cours d'eau (somme des L_i) permanents et temporaires à la surface du bassin versant. C'est un paramètre qui reflète la dynamique du bassin et le type de ruissellement.

La densité de drainage D_d (Km/Km^2) est une autre mesure caractérisant le réseau hydrographique et elle s'exprime comme suit :

$$D_d = \frac{\sum L}{A} (km^{-1}) \quad \text{Eq II. 6}$$

Où :

$\sum L$: Longueur totale de tous les cours d'eau ?

A : Superficie de bassin versant.

La densité de drainage dépend de la géologie, des caractéristiques topographiques du bassin versant et même, dans une certaine mesure, des conditions climatiques. Le chevelu hydrographique, l'ordre du cours d'eau et la densité de drainage élevés sont indicateurs d'un réseau hydrographique dense et susceptible de favoriser un drainage rapide du bassin.

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Tableau 18 Calculs densité de drainage

	Longueur du cours d'eau (km)	A (km ²)	D _d
Haute Mekerra	411,51	1871,85	0,22
Basse Mekerra	362	1744,81	0,21
Mekerra	773,7	3616,66	0,21

La densité de drainage du bassin de Mekerra est très faible d'ordre 0.21 km/km², ces résultats nous indiquent que le réseau hydrographique est très peu développé pour l'ensemble du bassin de l'oued Mekerra et représentative des régions semi-arides. Elle résulte à l'échelle zonale, de la nature géologique carbonatée et structurale qui ne favorisent pas le creusement, associées à l'intensité faible des précipitations et leur répartition saisonnière, de l'hétérogénéité et le faible développement du couvert végétal et de l'absence de sols évolués.

II.5.3 Profil en long

Le profil en long des cours d'eau s'ajoute à l'ordre des cours d'eau et à la densité de drainage pour caractériser le réseau hydrographique. Le profil en long d'un cours d'eau consiste en une coupe longitudinale de la hauteur selon l'axe d'écoulement. A partir du profil en long, il est possible de déterminer la pente d'un cours d'eau.

Ces profils sont établis en portant en abscisses les longueurs développées à partir d'un point de référence et en ordonnées les cotes de l'eau dans le cours d'eau principal et dans ces affluents (le plus souvent en climat semi-aride, on donne la cote du fond).

Les profils en long permettent d'estimer la pente moyenne du cours d'eau. Cette pente moyenne sert surtout dans l'évaluation du temps de concentration d'un bassin versant, ce temps de concentration étant lié à la vitesse de propagation des particules fines, elle-même proportionnelle à \sqrt{i} .

Le thalweg principal de l'Oued Mekerra possède une longueur totale de 132.64km. Il peut être divisé en deux tronçons bien distincts :

- L'amont de 80km de longueur entre les cotes 1070 et 530m, la pente est relativement élevée (0.68%) dans le sens d'une accentuation de la vitesse de propagation des crues.
- L'aval (80 à 132.64km), la pente devient plus faible surtout au niveau de la ville de Sidi Bel Abbes (0.49%), c'est l'une des raisons pour laquelle la plaine de Sidi Bel Abbes connaît de grandes inondations catastrophiques.

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

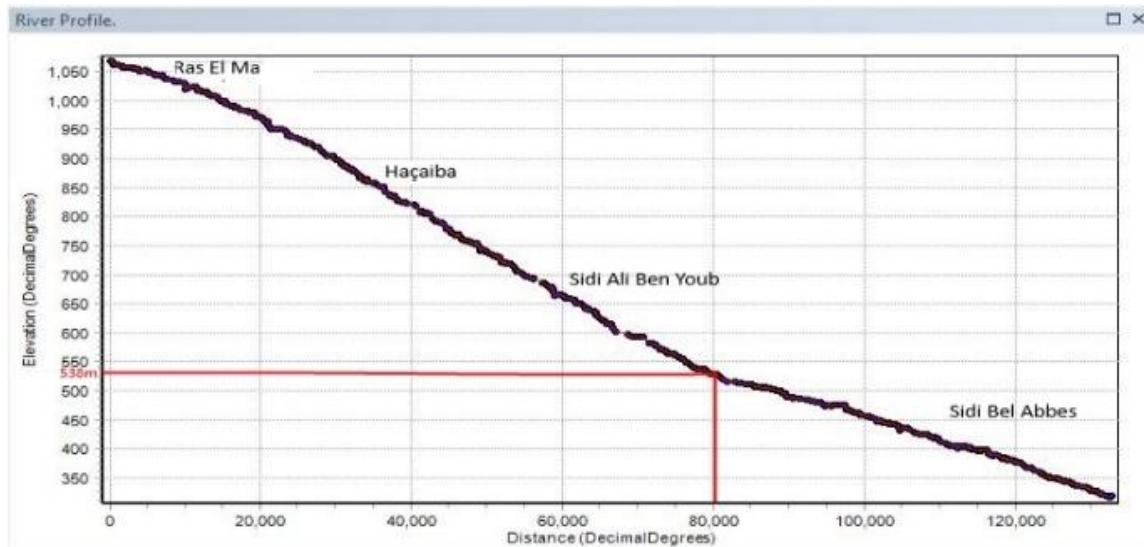


Figure 15 Profil en long de l'Oued Mekerra (Otmane, 2019)

II.5.4 Pente moyenne du cours d'eau principal

Elle est définie par le rapport de la dénivelée (ΔH) à la longueur comprise entre deux points suffisamment éloignés du cours d'eau principal (ΔL).

$$P_m = \frac{\Delta h}{\Delta L} \text{ Eq II.7}$$

Tableau 19 Pente moyenne du cours d'eau principal

	ΔL (km)	Hmin (m)	Hmax (m)	ΔH (m)	Pm%
Haute Mekerra	62,84	647	1076	429	0,68
Basse Mekerra	69,8	317	647	330	0,47
Mekerra	132,64	317	1076	759	0,57

II.5.5 Fréquence des thalwegs

C'est le rapport du nombre total des thalwegs d'ordre N à la surface du bassin :

$$F_1 = \frac{N}{A} \text{ Eq II.8}$$

F_1 : Densité hydrographique (km^{-2}),

N : Nombre de cours d'eau,

A : Surface du bassin (km^2).

On constate que les fortes densités de drainage et de fréquence de thalwegs traduisent en général des régions à soubassement imperméable avec un couvert végétal restreint et un relief montagneux. A l'opposé (faible densité de drainage et faible fréquence des thalwegs) se rencontre en région à substratum très perméable, à couvert végétal important et à relief peu accentué. (ANCTIL F et all 2012)

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Tableau 20 Fréquence des cours d'eau d'ordre 1

BV	N	Surface	F ₁
Haute Mekerra	56	1871,85	0,030
Basse Mekerra	33	1744,81	0,019
Mekerra	87	3616,66	0,024

II.5.6 Coefficient d'allongement (C_a)

Il est donné par la relation suivante :

$$C_a = \frac{[2 \cdot (A \cdot \pi)^{1/2}]}{L_0} \text{ et } L_0 = \frac{\sum L_m}{n} \quad \text{Eq II.9}$$

C_a : Coefficient d'allongement.

A : Superficie du bassin versant en km²

L₀ : Longueur moyenne des thalwegs au niveau de chaque Oued, où n : Nombre d'ordre.

L_m : Longueur moyenne des thalwegs de même ordre (Km)

Tableau 21 Coefficient d'allongement (Otmane, 2019)

BV. Mekerra		
A (km ²)	L ₀	C _a
3616.66	38.19	5.58

II.5.7 Coefficient de torrentialité

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires et de la densité de drainage.

$$C_t = D_d \cdot F_1 = D_d \cdot \frac{N_1}{A} \quad \text{Eq II.10}$$

avec :

D_d : Densité de drainage

F₁ : Fréquence des thalwegs d'ordre 1.

Tableau 22 Coefficient de torrentialité

	F ₁	D _d	C _t
Haute Mekerra	0,030	0,22	0,007
Basse Mekerra	0,019	0,21	0,004
Mekerra	0,024	0,22	0,005

II.5.8 Rapport de confluence

C'est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage, il varie suivant l'ordre considéré. Il est défini comme étant le quotient du nombre de thalwegs d'ordre x par celui des thalwegs d'ordre x+1

$$R_c = \frac{N_n}{N_{n+1}} \quad \text{Eq II.11}$$

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

avec :

N_n : Nombre de thalwegs d'ordre n

N_{n+1} : Nombre de thalwegs d'ordre n+ 1.

Tableau 23 Rapport de confluence

Ordre	1/2	2/3	3/4	Moyenne
Haute Mekerra	4.07	4.33	3	4,96
Basse Mekerra	4.12	8	1	4,28
Mekerra	4.23	5.25	4	5,80

Méthode graphique

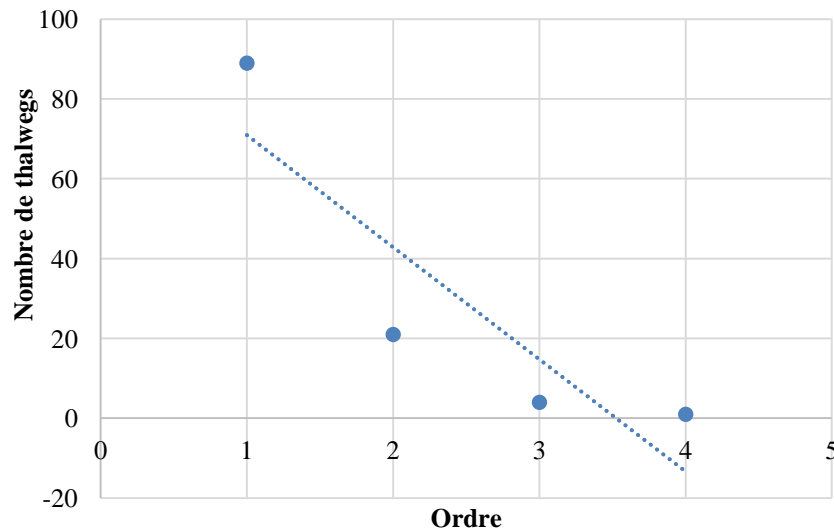


Figure 16 Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre.

R_c : Rapport de confluence moyen = $\log^{-1} a$, avec a : pente de la droite sachant que $a = 0.64$

Le rapport R_{cm} qui est la pente de la droite $a = 0.64$

$R_{cm} = 4,37$

Le bassin versant de Mekerra est Bassins allongé avec une vallée étroite et pentue présente de nombreux affluents parallèles.

II.5.9 Rapport des longueurs

Il est défini comme le rapport entre la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (n+1) par celui des thalwegs d'ordre (n).

$$R_L = \frac{L_{n+1}}{L_n} \qquad \text{Eq II.12}$$

avec :

R_L : Rapport des longueurs.

L_n : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n.

L_{n+1} : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n+ 1.

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Tableau 24 Rapport des longueurs

Ordre	2/1	3/2	4/3	Moyenne
Haute Mekerra	0.62	0.27	0,58	0.49
Basse Mekerra	0.48	0.25	1.84	0.84
Mekerra	0,56	0.26	2.15	0.99

Méthode graphique

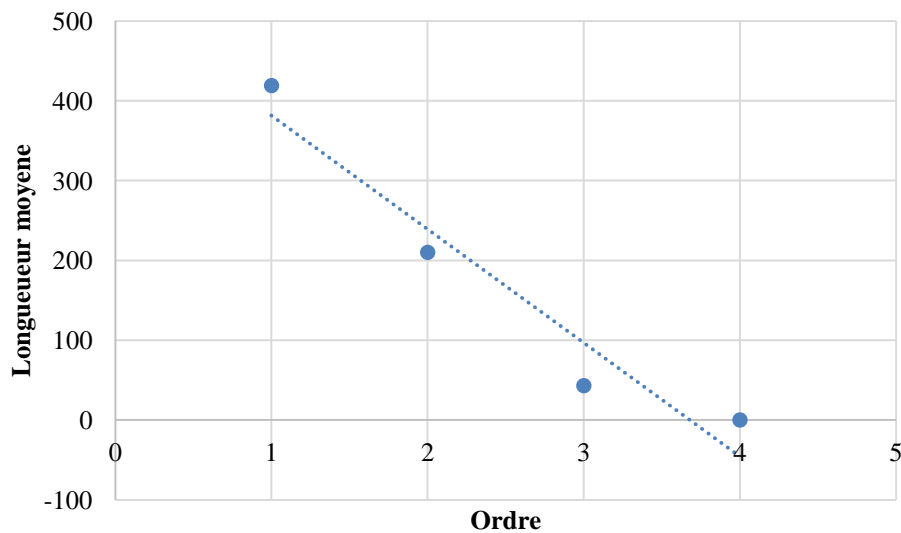


Figure 17 Droite représentative des longueurs en fonction de l'ordre

R_{Lm} : Rapport des longueurs moyen = $\log^{-1} a$, avec a : pente de la droite sachant que $a = 0.03$
 $R_{Lm} = 1,07$

Le rapport de confluence et le rapport de longueur montrent que le réseau hydrographique est très mal hiérarchisé.

La longueur moyenne de l'ordre supérieur dépasse largement celle des autres ordres ce qui traduit un faible développement du réseau pouvant être expliqué par les conditions géologiques et climatiques défavorables au creusement et à la mise en place de petits thalwegs d'ordres inférieurs

II.6 Temps de concentration (t_c)

C'est le temps mis par une particule d'eau tombée sur le point le plus éloigné du bassin versant pour arriver à l'exutoire. Le temps de concentration est souvent compris comme le temps entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement direct. Il est composé de trois termes différents :

Th : Temps d'humectation = temps nécessaire à l'imbibition du sol par l'eau qui tombe avant ruissellement,

Tr : Temps de ruissellement ou d'écoulement = temps qui correspond à la durée d'écoulement de l'eau à la surface jusqu'à un système de collecte (cours d'eau naturel, collecteur),

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Ta : Temps d'acheminement= temps mis par l'eau pour se déplacer dans le système de collecte jusqu'à l'exutoire.

$$t_c = \max \left(\sum th + tr + ta \right)$$

En pratique, c'est une grandeur difficile à évaluer. Il existe plusieurs formules d'usages courant, certaines relativement anciennes comme la formule de Kirpich qui date de 1940 qui a été élaborée à la suite des crues qui ont frappé le Nord-Est des Etats-Unis en 1936.

II.6.1 Formule de Giandotti (1937)

Elle a été élaborée en Italie en 1937 par le professeur Mario Giandotti sur la base des données de plusieurs bassins versants.

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}}} \quad \text{Eq II. 13}$$

avec :

t_c : Temps de concentration (heure).

A : Superficie du bassin (km²).

L : Longueur du thalweg principal (km).

H_{moy} : Altitude moyenne (m).

H_{min} : Altitude minimale (m).

II.6.2. Formule de Kirpich (1940)

Cette formule est applicable pour les zones arides et semi arides, elle est définie par :

$$t_c = 0.6615 L^{0.77} I_g^{0.385} \quad \text{Eq II. 14}$$

L : Longueur du bassin versant (km).

I_g : Indice de la pente globale.

II.6.3 Formule d'Izzard-Meunier (1991)

$$t_c = \beta \frac{A^{0.312}}{I^{0.325}} \quad \text{Eq II. 15}$$

avec :

t_c : Temps de concentration (minute).

A : Surface du bassin-versant (km²).

β: Coefficient de Meunier valant β = 331 pour un bassin-versant végétalisé et β = 145 lorsque le bassin-versant est dégradé.

I : Pente moyenne le long du thalweg en %.

II.6.4 Formule de Basso (1973)

Cette formule a été élaborée en 1973 par Basso sur une base de données de bassins versants d'Amérique centrale.

$$t_c = 0.067 \cdot \frac{L^{1.155}}{(H_{\text{max}} - H_{\text{min}})^{0.385}} \quad \text{Eq II. 16}$$

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

t_c : Temps de concentration (heure).

L : Longueur du thalweg principal (km).

H_{max} : Altitude maximale (km).

H_{min} : Altitude minimale (km).

II.6.5 Formule de Passini (Morin, 1998)

$$t_c = \frac{0.108(A*L)^{1/3}}{I^{1/2}} \quad \text{Eq II. 17}$$

avec :

T_c : Temps de concentration (heure).

L : Longueur du plus long thalweg (m).

I : Pente moyenne (%).

A : Aire du bassin versant (km^2).

Nous allons utiliser la formule de Giandotti pour la détermination du temps de concentration, car elle donne des résultats plus adaptés au bassin

Tableau 25 Temps de concentration (Giandotti)

	A (Km^2)	L(Km)	Hmoy (m)	Hmin (m)	T_c (H)
Haute Mekerra	1871,85	62,84	1092,80	647	15,82
Basse Mekerra	1744,81	69,8	586,19	317	20,70
Mekerra	3616,66	132,64	848,5	317	23,83

II.7 Occupation du sol

La couverture végétale vient aussi ajouter son effet à celui de la nature géologique et pédologique des terrains. Les forêts, en particulier, ont une action limitatrice importante sur le ruissellement qui, en surface est plus important sur terrains déboisés qu'en forêt. Les surfaces imperméables, quant à elles, augmentent le volume d'eau écoulé et diminuent le temps de rétention de l'eau dans le bassin versant.

L'analyse de la carte d'occupation des sols (fig.II.13 et figII.14) nous permet de déduire que le bassin est pourvu d'une couverture dominée du Sud au Nord par un parcours steppique, maquis et forêt en amont du bassin, et agriculture à l'aval dans la plaine de Sidi Belabes, plus de 50% de cultures

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

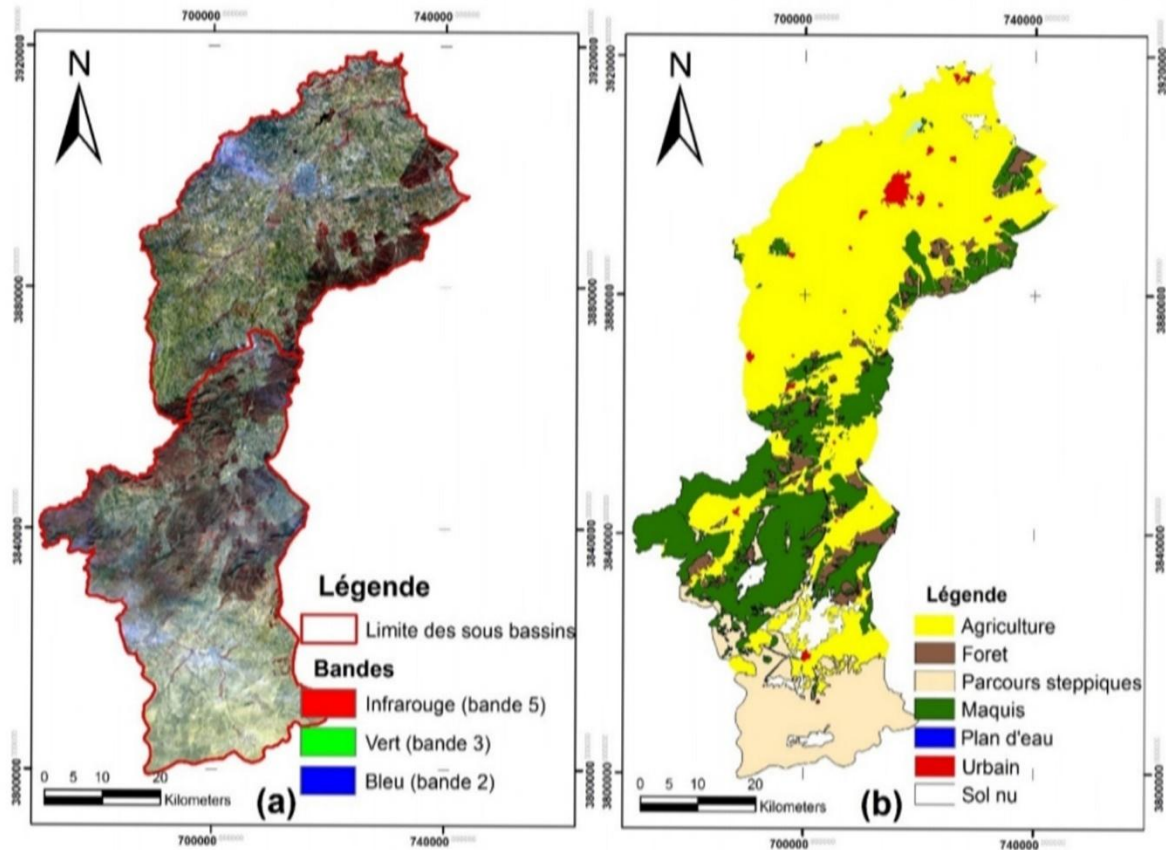


Figure 18 Répartition spatiale des différentes occupations des sols du bassin de la Mekerra(Otmane, 2019)

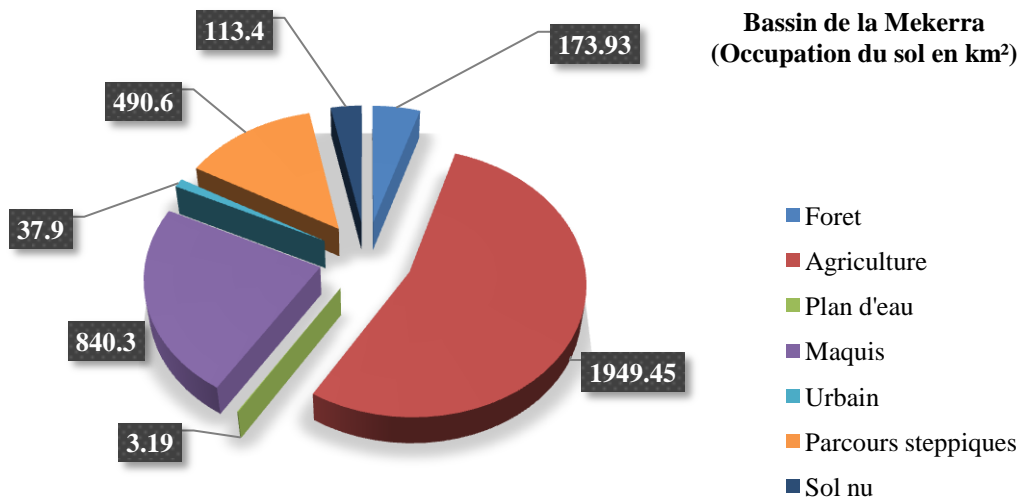


Figure 19 Répartition générale des terres au niveau du bassin de la Mekerra

II.8. Cadre géologique (pris de la synthèse réalisée par Otmane 2019)

Le bassin de la Mekerra est représenté du Nord au Sud par (fig. II.15) :

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

- **La dépression d'Ain El Berd** : Occupée essentiellement de marnes bleues qui atteignent une épaisseur de 200m au WSW de Sig, se réduisent progressivement selon l'axe même de la dépression pour disparaître le long de la faille de Boujebaa.
- **Bombement de l'Oued Mebtouh** : Constitué de terrains allochtones oligo-miocènes. Vers le NE, le bombement est limité par la faille de Cheurfas (Fenet et Magne, 1973).
- **Chaîne plissée des Tessala** : Représente la limite septentrionale de la plaine. Elle est allongée suivant une direction NE-SW et est constituée d'une succession de formations triasiques, jurassiques et crétacés allochtones. L'ensemble étant recouvert par des sédiments tertiaires affectés principalement par une tectonique souple (Benyahia *et al.*, 2001).

Ces reliefs à structures complexes, seraient des vestiges de l'ancien sillon méditerranéen dont les terrains ont été charriés selon deux ensembles principaux.

- **Crétacé moyen et supérieur** : Ensemble argilo marneux à semelle de Trias salifère et gypseux reposant en contact anormal sur le Miocène anté-nappe.
- **Oligo-Miocène** : Constitué de formation argileuse bleue et de calcaires organogènes, entraînant avec lui des lambeaux d'Eocène moyen et supérieur et repose en contact anormal sur le Crétacé moyen et supérieur.

Vers l'Est, le domaine des nappes disparaît et laisse place à une série continentale du Pliocène.

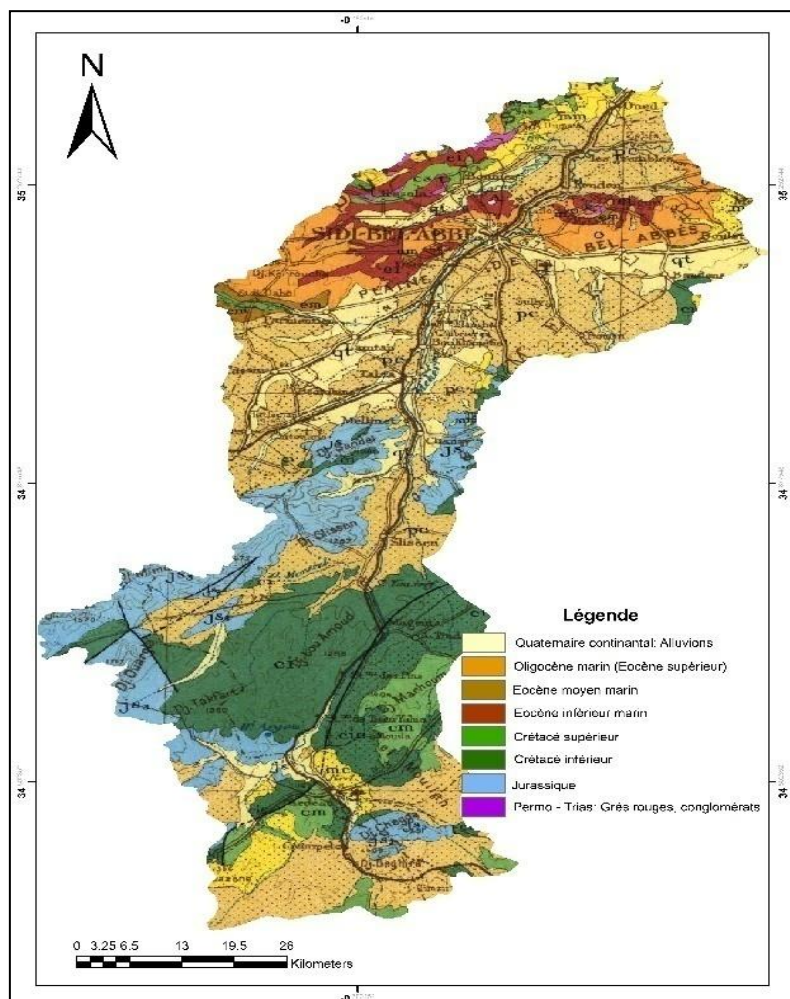


Figure 20 Lithologie du bassin versant de l'Oued Mekerra (Bétier, 1951)

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

II.9 Hydrogéologie

Notre travail se limitera à déterminer les principales caractéristiques hydrogéologiques et s'intéressera en particulier aux relations eau de surface-eau souterraine par l'étude des relations Oued-nappe.

La plaine de Sidi Bel Abbès, se situe, entre l'Atlas tellien au Nord et le massif tabulaire de Tlemcen-Saida (bordure septentrionale des hauts plateaux) au Sud. Elle fait suite à la plaine d'Hennaya-Isser à l'Ouest et se prolonge vers l'Est par la plaine de Mascara dont elle est limitée par l'étranglement de Sfisef.

Cette plaine correspond au bassin versant de la Mekerra aval entre la cluse de Sidi Ali Ben Youb et le seuil du Rocher en aval de la ville de Sidi Bel Abbès

La région d'étude peut être subdivisée en quatre entités hydrogéologiques distinctes (fig.II.16)

- Nappe alluviale du Plio-Quaternaire
- Nappe des grès pliocènes de la forêt de Tenira
- Nappe des calcaires éocènes de Sidi Ali Boussidi (nappe des terrains charriés)
- Nappe des calcaires et dolomies jurassico-crétacés de Sidi Ali Ben Youb

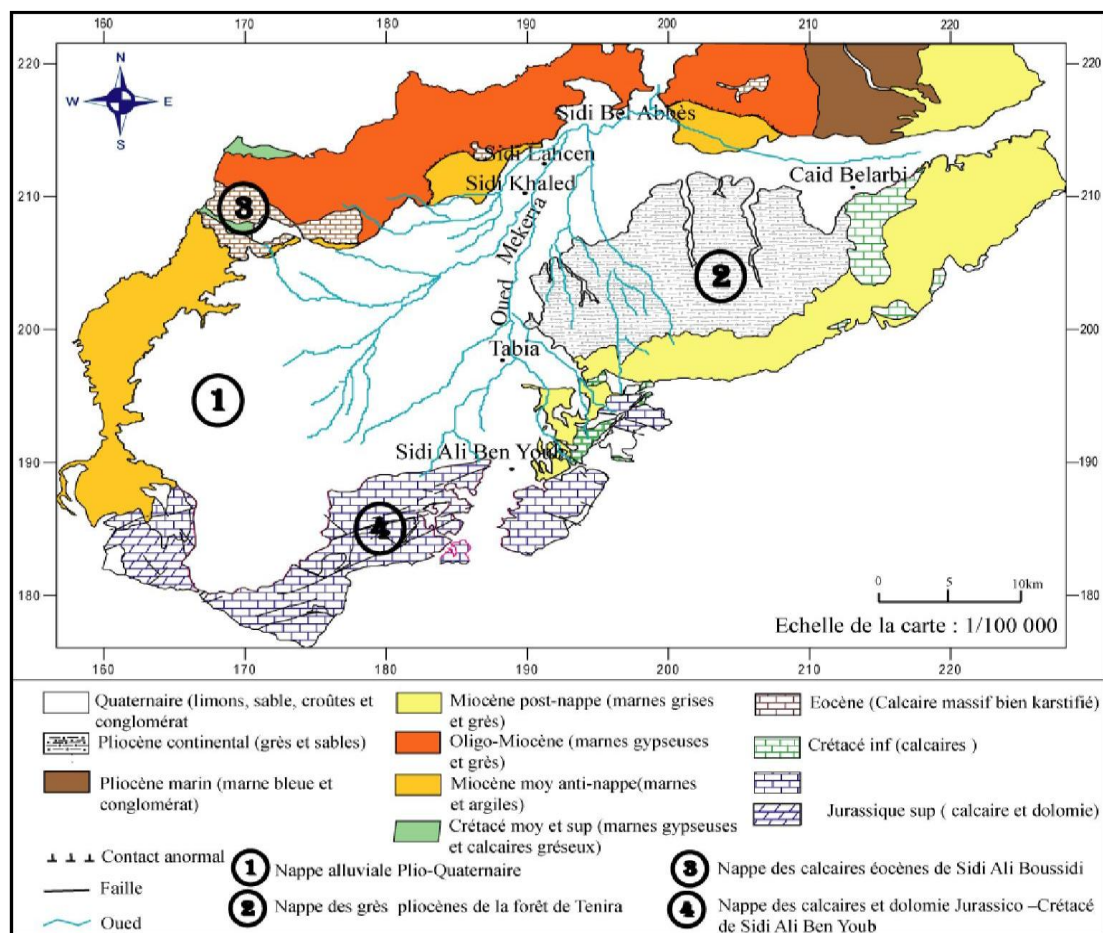


Figure 21 Schéma des aquifères de la plaine de Sidi Bel Abbès (Achi et al., 1974)

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

II.10 Conclusion

L'étude morphométrique du bassin versant d'oued Mekerra, a permis de se renseigner sur les caractéristiques suivantes :

Paramètres	Mekerra
Superficie (Km ²)	3616.66
Périmètre (km)	414.99
Coefficient de Gravelius	1.93
Longueur équivalente (km)	186,65
Largueur équivalente (km)	19,38
Altitude moyenne (m)	848.5
Pente globale (%)	0,44
Indice de pente Roche (%)	4.44
Pente moyenne (%)	0.57
Densité de drainage (km/ Km ²)	0.222
Dénivelé spécifique (m)	261,6
Coefficient d'allongement	5.58
Coefficient de torrentialité	0.005
Temps de concentration (h)	23.83

Avec un relief faible à assez fort et de forme allongée, le bassin de la Mekerra est de type chène, la densité de drainage faible, le réseau hydrographique très peu développé et mal hiérarchisé occupé principalement par l'agriculture. Le sol de plus de 57% est de type brun calcaire.

Chapitre III

Etude hydro-climatique

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

CHAPIYTRE III ETUDE HYFRO-CLIMATIQUE

III.1 Introduction

Après la présentation de la zone d'étude, nous abordons le domaine de l'acquisition des données hydrométriques et pluviométriques et de leur traitement.

Plus encore que les facteurs morphologiques, lithologiques et biogéographiques, les conditions climatiques du bassin versant jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau (Roche 1963, Cosande 2001).

Pour les précipitations nous avons utilisé les données mesurées aux stations présentées dans le tableau III.1 relative à la période 1970/1971-2010/2011. Après vérification et comblement des lacunes par la méthode de double masse, nous avons actualisé les données de 2011/2012 à 2020/2021 en utilisant le site de la Nasa (the power project). En ce qui concerne les températures les données sont toutes satellitaires collectées dans le même site de la Nasapour la période 1981/1982à 2020/2021.

Suite à la construction du barrage de Tabia à Sidi Ali Benyoub pour la protection de la ville de Sidi Bel Abbes contre les inondations, nous pensons qu'il serait plus judicieux de se focaliser pour cette étude sur le bassin contrôlé par le barrage en amont que nous appelons bassin de haute Mekker. Cette étude sera consacrédonc seulement surle bassin de la haute Mekker.

III.2 Etude des précipitations

Pour bien montrer la variabilité spatiale des pluies dans le bassin de l'amont vers l'aval, nous avons pris en considération les valeurs annuelles et mensuelles des précipitations de deux stations, la station de Ras El Ma en amont du bassin versant et la station Sidi Ali Ben Youb en aval (tabl.26) et (fig.22).

Tableau 26 Caractéristiques des stations pluviométriques

Station	Code	Altitude	X (km)	Y (km)	Période de mesure	Données Satellitaires
Ras El Ma	110102	1097	177.700	138.800	1970-2010	2010-2021
Sidi Ali Benyoub	110201	635	186.500	192.200	1970-2010	2010-2021

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE



Figure 22 Localisation des stations hydro-pluviométriques au niveau du bassin de la Mekerra

III.2.1 Variations des précipitations moyennes annuelles

L'évolution de la pluviométrie du sous bassin de la haute Mekerra durant la période (1970/1971- 2020/2021) représentée par la figure.23, montre qu'elle a connu plusieurs années de sécheresse de 1973/1974 jusqu'à 2003/2004. La moyenne annuelle des précipitations au niveau de la station de Ras El Ma est de 260.1 mm avec un maximum de 537.8mm et un minimum de 31.2 mmet de 384.4mmà Sidi Ali Benyoubavec un maximum de 696.1mmet un minimum de 79.6 mm. La moyenne interannuelle diminue de l'aval vers l'amont. En effet la répartition de la pluie subit trois influences, celle de l'altitude, les conditions topographiques, et enfin celle de l'éloignement à la mer. On observe une reprise des précipitations à partir de 2008 avec quelques années de forte pluviométrie

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

Tableau 27 Précipitations moyennes annuelles (1970/1971-2020/2021)

Année	Ras El Ma	Sidi Ali Benyoub	Année	Ras El Ma	Sidi Ali Benyoub
1970/71	219,1	422,6	1996/97	164,5	200,9
1971/72	335,2	532,3	1997/98	236,2	371
1972/73	277,4	398,9	1998/99	165,8	229,5
1973/74	163,7	389,1	99/2000	342,7	242,4
1974/75	186,5	587,6	2000/01	210,9	403,1
1975/76	104,8	459,1	2002/02	268,9	357
1976/77	58,6	301,2	2002/03	295,3	316,2
1977/78	31,2	263,8	2003/04	458,7	366,3
1978/79	116,5	79,6	2004/05	469,3	156,2
1979/80	174,5	228,6	2005/06	379,6	284,7
1980/81	165,1	431,5	2006/07	326,9	380,9
1981/82	140,1	272,3	2007/08	453,5	660,2
1982/83	160,9	252	2008/09	537,9	611,3
1983/84	126,9	208,9	2009/10	390,2	567,9
1984/85	154	349,2	2010/11	411,3	421,5
1985/86	116,3	385,9	2011/12	437,7	569,5
1986/87	167,6	408,9	2012/13	485,2	611,7
1987/88	159,8	236,8	2013/14	432,4	696,1
1988/89	212,3	286,4	2014/15	363,8	469,3
1980/90	156,4	384,5	2015/16	274,2	395,5
1990/91	190,1	472	2016/17	348	437,7
1991/92	240,1	381,9	2017/18	253,1	384,9
1992/93	130,4	272,3	2018/19	532,6	669,7
1993/94	210,6	292,9	2019/20	295,3	416,6
1994/95	194,3	352,9	2020/21	179,3	290
1995/96	358,7	444	Moy (mm)	260.1	384.4

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

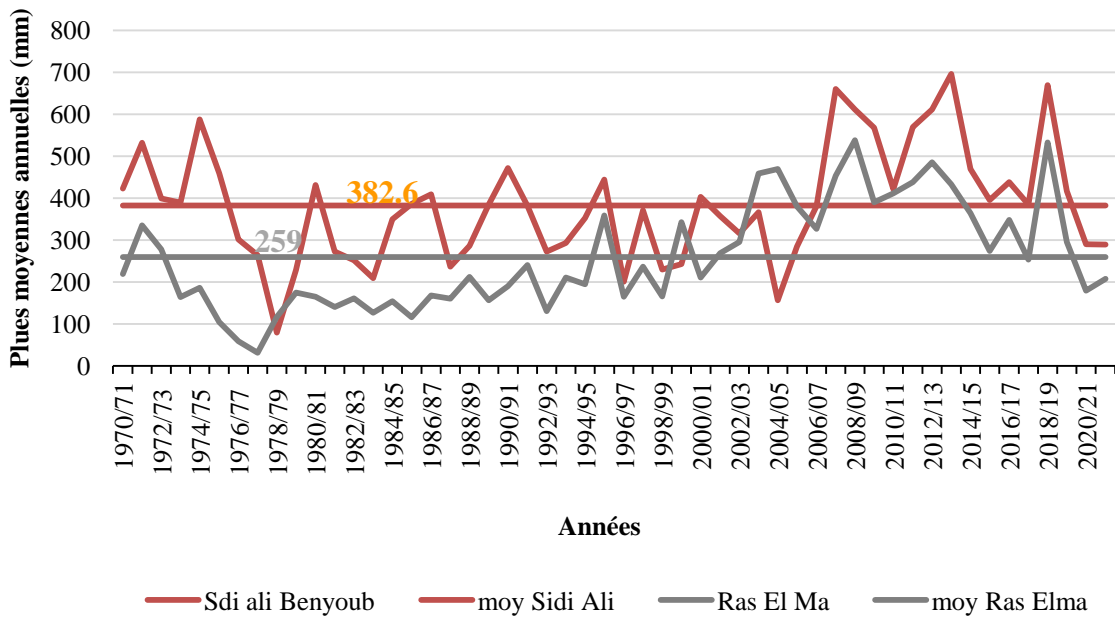


Figure 23 Variation des précipitations moyennes annuelles du bassin de la hauteMekerra (1970/1971-2020/2021)

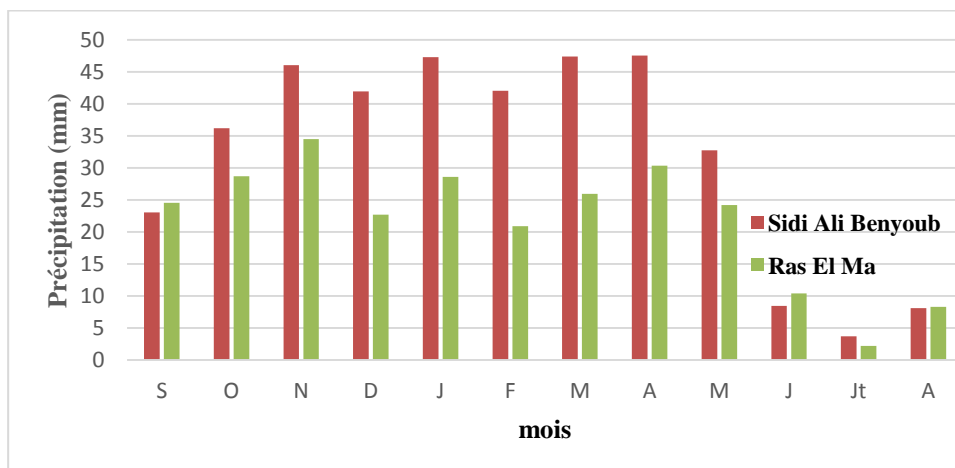
III.2.2 Variation des précipitations moyennes mensuelles

La répartition mensuelle et saisonnière des précipitations influence directement les régimes hydrologiques.

Tableau 28 Valeurs moyennes mensuelles des précipitations (1970/1971-2020/2021)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Ras El Ma	24,56	28,68	34,47	22,69	28,61	20,92	25,96	30,35	24,19	10,40	2,21	8,29
Sidi Ali Benyoub	23,02	36,21	46,04	41,91	47,29	42,05	47,37	47,53	32,73	8,45	3,72	8,10

L'analyse de la figure.24, montre que le mois de Novembre suivi de celui d'Avril sont les mois les plus humides pour la station de Ras El Ma. Cependant l'on enregistre beaucoup de pluie (plus de 46mm) aux mois de Novembre, Janvier, Mars et Avril pour la station de Sidi Ali Benyoub. Par contre, Juillet est caractérisé par sa plus faible valeur en précipitations n'excédant pas les 4,5mm sur le bassin.



ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

Figure 24 Variation des précipitations moyennes mensuelles du bassin de la haute Mekerra (1970/71-2020/21)

III.2.3 Variation des précipitations moyennes saisonnières des précipitations

Les résultats de cette analyse sont consignés sur le tableau.29 et la figure.25

Tableau 29 Valeurs moyennes saisonnières des précipitations

Saisons	Ras El Ma	Sidi Ali Benyoub
Automne	87,7	106,6
Hiver	72,2	131,4
Printemps	80,5	125,3
Eté	20,9	20

De la figure III.4, on peut voir que le maximum de précipitations est enregistré en Automne pour la station de Ras El Ma et en Hiver pour celle de Sidi Ali Benyoub. Nous remarquons aussi que Printemps est très arrosé pour les deux stations. Les mois d'Eté constituent la saison sèche pour l'ensemble du bassin.

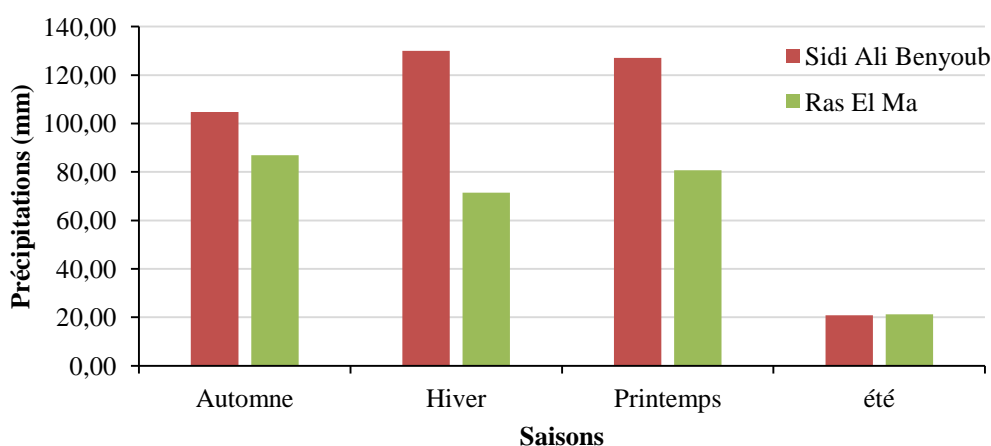


Figure 25 Variation des précipitations moyennes saisonnières du bassin de la haute Mekerra (1970/71-2020/21)

III.3 Etude statistique des précipitations

Pour mieux cerner cette irrégularité inter annuelle des précipitations qui a un rôle essentiel et décisif sur l'écoulement fluvial et afin de caractériser le régime des précipitations annuelles, nous allons essayer de trouver une loi d'ajustement de la distribution des pluies annuelles dans le but d'aboutir à une estimation des paramètres d'ajustement.

III.3.1 Adéquation des données à une loi statistique

Tableau 30 Paramètres statistiques des trois stations

Stations	Moyenne	Ecart type	Coefficient de variation
Ras El Ma	260.1	127,97	0,49
Sidi Ali Benyoub	284.4	136.52	0,35

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

III.3.1.1Ajustement des précipitations annuelles à la loi de gauss

Quelle que soit la série du cumul des précipitations annuelles à ajuster, il est nécessaire de vérifier son homogénéité par un test approprié, pour éviter toute interprétation fautive par rapport au résultat trouvé.

III.3.1.1.1 Test graphique

La fonction de répartition de la loi normale est donnée par l'expression

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{1}{2}u^2} \cdot du \text{ (Fréquence au non dépassement)}$$

Elle est tabulée en fonction de (u), variable réduite de Gauss qui est égal à :

$$u = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$$

avec :

\bar{x} : Moyenne arithmétique de la série,

σ : Ecart type de la série.

La transformation $x = \bar{x} + \sigma u$ est l'équation de la droite de Henry ajustant les données initiales à la loi de Gauss

❖ Station de Ras El Ma

Tableau 31 Calcul des variable U_{exp} et U_{théo} à la station de Ras El Ma

Rang	P (mm)	F(X)	U _{exp}	U _{théo}	Rang	P (mm)	F(X)	U _{exp}	U _{théo}
1	31,2	0,010	-2,334	-1,789	27	236,2	0,520	0,049	-0,187
2	58,6	0,029	-1,890	-1,574	28	240,1	0,539	0,098	-0,156
3	104,8	0,049	-1,654	-1,213	29	253,1	0,559	0,148	-0,055
4	116,3	0,069	-1,486	-1,124	30	269,0	0,578	0,198	0,069
5	116,5	0,088	-1,352	-1,122	31	274,2	0,598	0,248	0,110
6	126,9	0,108	-1,238	-1,041	32	277,5	0,618	0,299	0,136
7	130,4	0,127	-1,139	-1,014	33	295,3	0,637	0,351	0,275
8	140,1	0,147	-1,049	-0,938	34	295,3	0,657	0,404	0,275
9	154,0	0,167	-0,967	-0,829	35	327,0	0,676	0,458	0,522
10	156,4	0,186	-0,892	-0,810	36	335,2	0,696	0,513	0,587
11	159,9	0,206	-0,821	-0,783	37	342,8	0,716	0,570	0,646
12	160,9	0,225	-0,754	-0,775	38	348,1	0,735	0,629	0,687
13	163,8	0,245	-0,690	-0,753	39	358,7	0,755	0,690	0,771
14	164,5	0,265	-0,629	-0,747	40	363,9	0,775	0,754	0,811
15	165,1	0,284	-0,570	-0,742	41	379,7	0,794	0,821	0,934
16	165,8	0,304	-0,513	-0,737	42	390,2	0,814	0,892	1,017
17	167,6	0,324	-0,458	-0,723	43	411,3	0,833	0,967	1,182
18	174,5	0,343	-0,404	-0,669	44	432,4	0,853	1,049	1,346
19	179,3	0,363	-0,351	-0,631	45	437,7	0,873	1,139	1,388
20	186,5	0,382	-0,299	-0,575	46	453,5	0,892	1,238	1,511
21	190,1	0,402	-0,248	-0,547	47	458,8	0,912	1,352	1,553
22	194,3	0,422	-0,198	-0,514	48	469,3	0,931	1,486	1,635
23	210,6	0,441	-0,148	-0,387	49	485,2	0,951	1,654	1,759
24	210,9	0,461	-0,098	-0,384	50	532,6	0,971	1,890	2,129
25	212,3	0,480	-0,049	-0,374	51	537,9	0,990	2,334	2,171
26	219,1	0,500	0,000	-0,320					

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

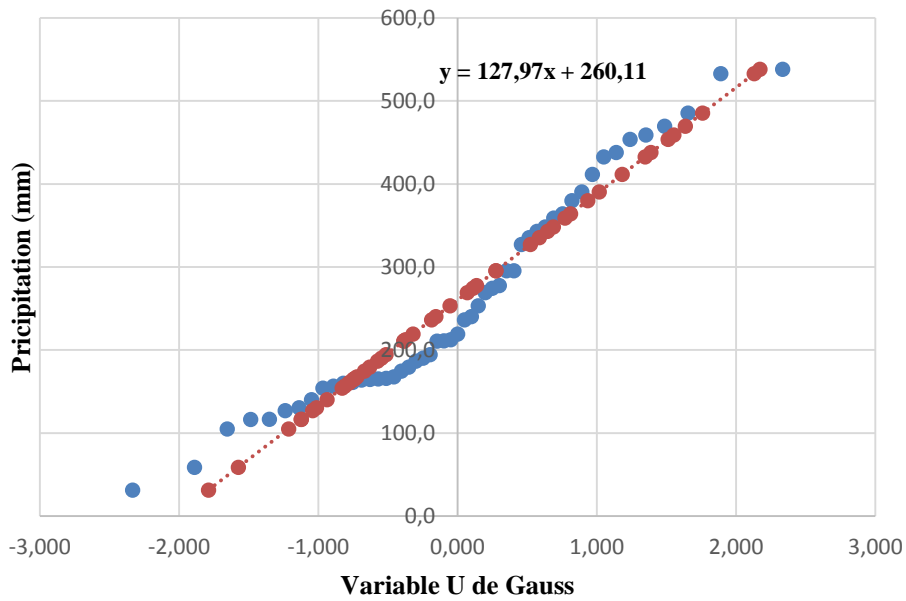


Figure 26 Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale à la station de Ras El Ma (1970/1971-2020/2021).

L'équation de la droite de Henry ; $P_{an} = \bar{p} + \sigma * u$

❖ **Station de Sidi Ali Benyoub**

Tableau III.7 :

Tableau 32 Calcul des variable U_{exp} et $U_{théo}$ à la station de Sidi Ali Benyoub

Rang	PP	F(X)	U_{exp}	$U_{théo}$	Rang	PP	F(X)	U_{exp}	$U_{théo}$
1	79,6	0,010	-2,233	-2,334	27	385,0	0,520	0,004	0,049
2	156,2	0,029	-1,672	-1,890	28	385,9	0,539	0,011	0,098
3	200,9	0,049	-1,344	-1,654	29	389,1	0,559	0,034	0,148
4	208,9	0,069	-1,286	-1,486	30	395,5	0,578	0,081	0,198
5	228,6	0,088	-1,141	-1,352	31	398,9	0,598	0,106	0,248
6	229,5	0,108	-1,135	-1,238	32	403,1	0,618	0,137	0,299
7	236,8	0,127	-1,081	-1,139	33	408,9	0,637	0,179	0,351
8	242,4	0,147	-1,040	-1,049	34	416,6	0,657	0,236	0,404
9	252,0	0,167	-0,970	-0,967	35	421,5	0,676	0,272	0,458
10	263,8	0,186	-0,884	-0,892	36	422,6	0,696	0,280	0,513
11	272,3	0,206	-0,821	-0,821	37	431,5	0,716	0,345	0,570
12	272,3	0,225	-0,821	-0,754	38	437,7	0,735	0,390	0,629
13	284,7	0,245	-0,730	-0,690	39	444,0	0,755	0,436	0,690
14	286,4	0,265	-0,718	-0,629	40	459,1	0,775	0,547	0,754
15	290,0	0,284	-0,691	-0,570	41	469,3	0,794	0,622	0,821
16	292,9	0,304	-0,670	-0,513	42	472,0	0,814	0,641	0,892
17	301,2	0,324	-0,610	-0,458	43	532,3	0,833	1,083	0,967
18	316,2	0,343	-0,500	-0,404	44	567,9	0,853	1,344	1,049
19	349,2	0,363	-0,258	-0,351	45	569,5	0,873	1,356	1,139
20	352,9	0,382	-0,231	-0,299	46	587,6	0,892	1,488	1,238

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

21	357,0	0,402	-0,201	-0,248	47	611,3	0,912	1,662	1,352
22	366,3	0,422	-0,133	-0,198	48	611,7	0,931	1,665	1,486
23	371,0	0,441	-0,098	-0,148	49	660,2	0,951	2,020	1,654
24	380,9	0,461	-0,026	-0,098	50	669,7	0,971	2,090	1,890
25	381,9	0,480	-0,018	-0,049	51	696,1	0,990	2,283	2,334
26	384,5	0,500	0,001	0,000					

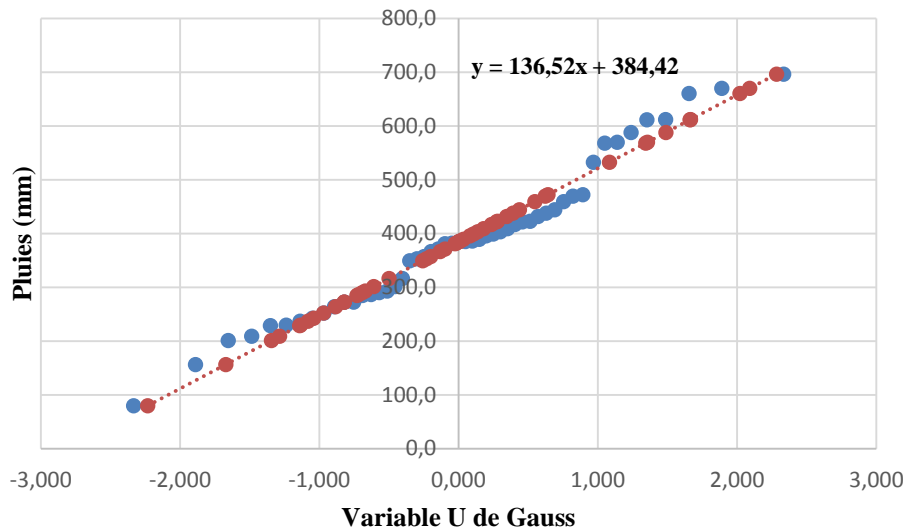


Figure 27 Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale à la station de Sidi Ali Benyoub (1970/1971-2020/2021)

III.3.1.1.2 Test numérique (Test du χ^2 de Pearson)

Lorsqu'on procède à un ajustement d'une loi de probabilité théorique, le problème qui se pose est de savoir si cette loi s'adapte à la série observée. L'examen graphique ne peut suffire, il faut pouvoir tester par le calcul, la qualité de l'ajustement réalisé. Ce test d'adéquation consiste à prendre une règle de décision concernant la validité d'une hypothèse relative à l'accord global d'une distribution empirique avec une distribution théorique spécifiée a priori ou ajustée sur les observations.

Comme critère de comparaison, la variable χ^2 (Khi²) est utilisée pour un risque $\alpha = 5\%$ et un nombre de degré de liberté γ .

$$\gamma = k - 1 - m$$

avec :

k : Nombre de classes,

m : Nombre de paramètres de la loi (pour la loi de Gauss, m=2),

χ^2 (Khi²) est donné par l'expression $\chi^2 = \sum_{i=1}^K \frac{(n_i - u_i)^2}{u_i}$

n_i : Nombre d'observations contenues dans la classe i,

u_i : Nombre d'observations théoriques calculé dans la classe i. Ce nombre doit être supérieur ou égal à 5.

χ^2 : Variable aléatoire variant de 0 à ∞ .

On pose l'hypothèse nulle H_0 : Est-ce que la loi de distribution de fréquence théorique P ajuste la courbe ou droite expérimentale F ? $H_0 : P = F$ contre $H_1 : P \neq F$

Pour que $P = F$ soit vérifiée, il faut que : $\chi^2_{calculée} < \chi^2_{théorique}$

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

$$\text{Soit } \sum_{i=1}^K \frac{(n_i - u_i)^2}{u_i} < \chi^2_{(1-\alpha)}$$

❖ Station de Ras El Ma

Tableau 33 Calcul de χ^2 Ras El Ma

Classe	X1	X1	n	U1	U2	FU1	FU2	p=FU2-FU1	n*pi	(ni-npi) ²	(ni-npi) ² /npi
1	31,20	130,40	7	-1,79	-1,014	0,036	0,155	0,119	6,189	0,657	0,106
2	140,10	164,50	7	-0,93	-0,745	0,174	0,228	0,054	2,798	17,657	6,311
3	165,10	190,10	7	-0,74	-0,544	0,229	0,293	0,064	3,322	13,528	4,072
4	194,30	236,20	7	-0,51	-0,180	0,305	0,428	0,124	6,426	0,329	0,051
5	240,10	326,95	8	-0,15	0,535	0,441	0,704	0,263	13,677	32,231	2,357
6	335,20	411,33	8	0,60	1,199	0,726	0,885	0,159	8,279	0,078	0,009
7	432,42	537,89	8	1,36	2,197	0,914	0,986	0,072	3,744	18,112	4,838
										χ^2_{cal}	17,744

Nombre de degré de liberté $\gamma = k - 1 - m = 7 - 1 - 2 = 4$

Sur la table de Pearson, $\chi^2_{théorique} = 9,488$ pour $\alpha = 5\%$

$\chi^2_{cal} > \chi^2_{théo}$: L'adéquation de la loi n'est pas vérifiée

❖ Station de Sidi Ali Benyoub

Tableau 34 Calcul de χ^2 Sidi Ali Benyoub

Classe	X1	X1	n	U1	U2	FU1	FU2	p=FU2-FU1	n*pi	(ni-npi) ²	(ni-npi) ² /npi
1	79,6	236,8	7	-2,231	-1,073	0,013	0,142	0,129	6,692	0,095	0,014
2	242,4	286,4	7	-1,032	-0,708	0,151	0,239	0,088	4,600	5,760	1,252
3	289,4	352,9	7	-0,686	-0,219	0,246	0,413	0,167	8,688	2,848	0,328
4	357,0	385,0	7	-0,188	0,017	0,425	0,507	0,082	4,248	7,576	1,784
5	385,9	421,5	8	0,024	0,286	0,510	0,613	0,103	5,357	6,984	1,304
6	422,6	532,3	8	0,295	1,102	0,616	0,865	0,249	12,948	24,478	1,891
7	567,9	696,1	8	1,364	2,308	0,914	0,990	0,076	3,941	16,478	4,181
										χ^2_{cal}	10,753

Nombre de degré de liberté $\gamma = k - 1 - m = 7 - 1 - 2 = 4$

Sur la table de Pearson, $\chi^2_{théorique} = 9,488$ pour $\alpha = 5\%$

$\chi^2_{cal} > \chi^2_{théo}$: L'adéquation de la loi n'est pas vérifiée

Tableau 35 Résultats loi normale

Loi normale	χ^2 calculé	χ^2 théorique	Comparaison	Observation
Ras El Ma	16.665	9.488	$\chi^2_{cal} > \chi^2_{théo}$	Rejeté
Sidi Ali Benyoub	11.881	9,488	$\chi^2_{cal} > \chi^2_{théo}$	Rejeté

Les séries des données pluviométriques de la station de Ras El Ma et la station Sidi Ali Benyoub ne s'ajustent pas à la loi normale. Toutefois les tests graphiques montrent que l'ajustement selon la loi normale est acceptable.

III.3.2 Ajustement à la loi log normale

La fonction de répartition de la loi log normale est donnée par l'expression

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{1}{2}u^2} (Fréquence au non dépassement)$$

Elle est tabulée en fonction de (u), variable réduite de Gauss. Dans le cas de la loi log normale la variable u est égale à :

$$u = \frac{\ln x - \overline{\ln x}}{\sigma_{\ln}}$$

avec :

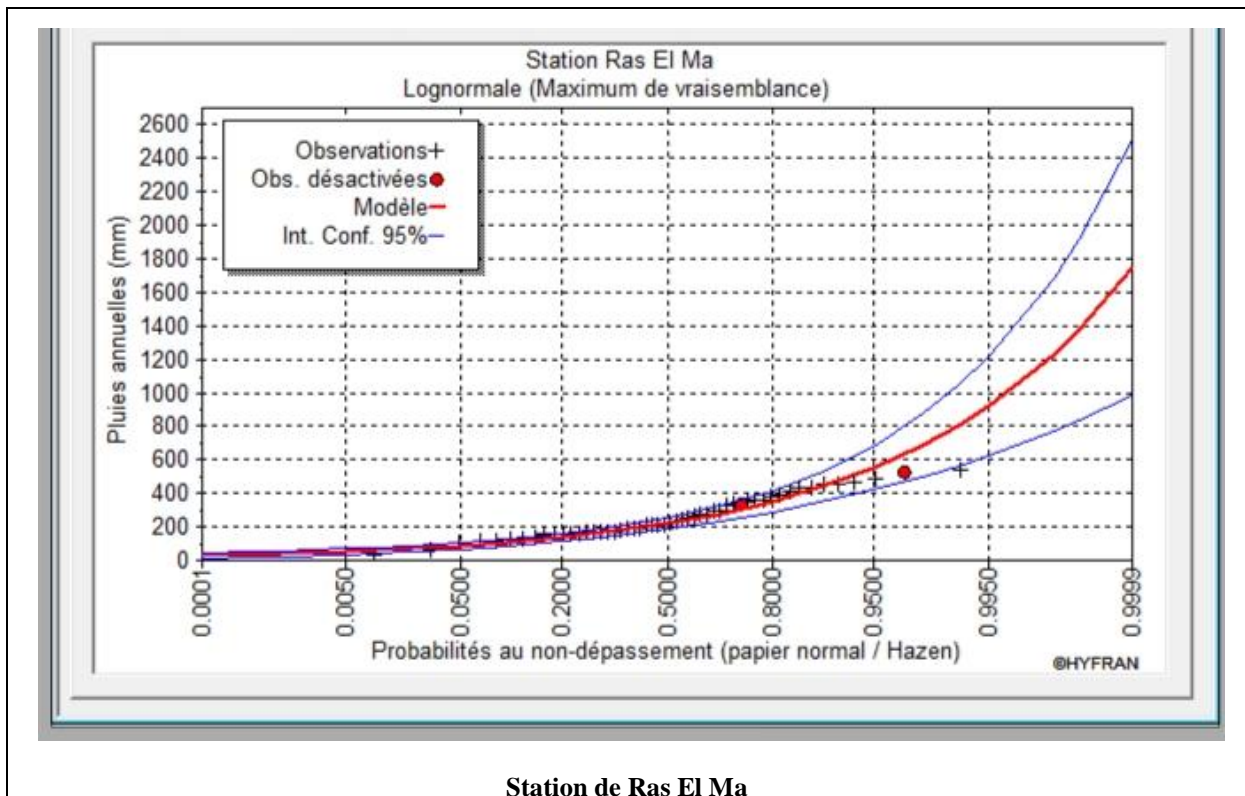
$\overline{\ln x}$: Moyenne arithmétique de la série des valeurs initiales transformées en logarithme,

σ_{\ln} : Ecart type de la série transformée en logarithme.

La transformation $x = \ln x + \sigma u$ est l'équation de la droite de Galton ajustant les données transformées en logarithme, à la loi log normale.

Tableau 36 Paramètres statistiques pour la loi lognormale

Stations	MoyenneslnP	Ecart type	Coefficient de variation
Ras El Ma	5,4	0,57	0,104
Sidi Ali Benyoub	5,87	0,39	0,067



ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

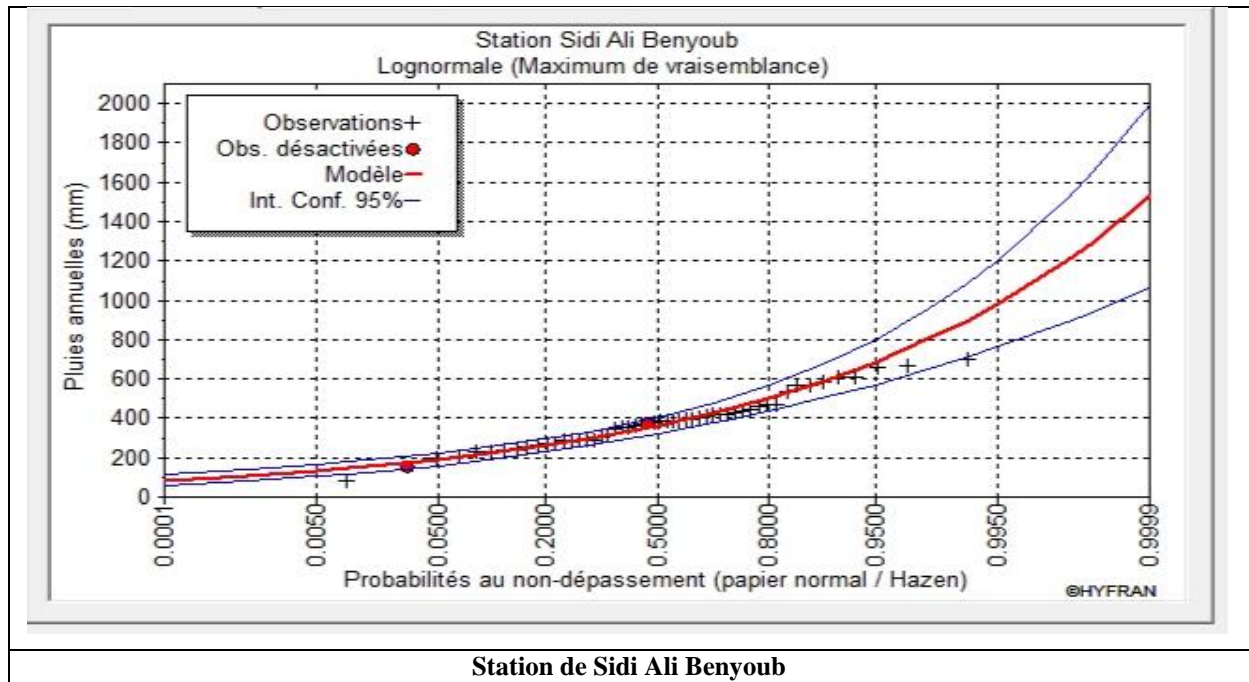


Figure 28 Ajustement des précipitations moyennes annuelles à la loi log normale pour les stations Ras el Maet Sidi Ali Benyoub (1970/1971-2020/2021)

Test du Khi deux

❖ Ras El Ma

Tableau 37 Calcul de χ^2 loi lognormale à la station de Ras El Ma

Classe	X1	X1	n	U1	U2	FU1	FU2	p=FU2-FU1	n*pi	(ni-npi) ²	(ni-npi) ² /npi
1	3,44	4,87	7	-3,533	-0,984	0,000	0,163	0,162	8,440	2,072	0,246
2	4,94	5,10	7	-0,856	-0,570	0,196	0,284	0,088	4,596	5,781	1,258
3	5,11	5,25	7	-0,564	-0,312	0,286	0,377	0,091	4,727	5,168	1,093
4	5,27	5,46	7	-0,273	0,075	0,392	0,530	0,137	7,149	0,022	0,003
5	5,48	5,79	8	0,104	0,654	0,541	0,743	0,202	10,511	6,307	0,600
6	5,81	6,02	8	0,699	1,063	0,758	0,856	0,099	5,128	8,251	1,609
7	6,07	6,29	8	1,153	1,542	0,875	0,938	0,063	3,274	22,335	6,822
										χ^2_{cal}	11,631

Nombre de degré de liberté $\gamma = k - 1 - m = 7 - 1 - 2 = 4$

Sur la table de Pearson, $\chi^2_{théorique} = 9,488$ pour $\alpha = 5\%$

$\chi^2_{cal} > \chi^2_{théo}$: L'adéquation à la loi n'est pas vérifiée.

❖ Sidi Ali Benyoub

Tableau 38 Calcul de Khi2 pour la loi lognormale à la station de Sidi Ali Benyoub

Classe	X1	X1	n	U1	U2	FU1	FU2	p=FU1-FU2	n*pi	(ni-npi) ²	(ni-npi) ² /npi
1	4,377	5,47	7	-3,78	-1,033	0,000	0,151	0,151	7,833	0,694	0,089
2	5,491	5,66	7	-0,97	-0,554	0,165	0,290	0,125	6,486	0,264	0,041
3	5,668	5,87	7	-0,53	-0,029	0,299	0,488	0,190	9,864	8,200	0,831
4	5,878	5,95	7	0,015	0,1898	0,506	0,575	0,069	3,605	11,527	3,198

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

5	5,956	6,04	8	0,196	0,4181	0,578	0,662	0,084	4,388	13,049	2,974
6	6,046	6,28	8	0,425	1,0056	0,664	0,843	0,178	9,268	1,609	0,174
7	6,342	6,55	8	1,168	1,6809	0,879	0,954	0,075	3,897	16,836	4,320
										χ^2_{cal}	11.626

Nombre de degré de liberté $\gamma = k - 1 - m = 7 - 1 - 2 = 4$

Sur la table de Pearson, $\chi^2_{théorique} = 9.488$ pour $\alpha = 5\%$

$\chi^2_{cal} > \chi^2_{théo}$: L'adéquation de la loi n'est pas vérifiée

D'après la comparaison graphique et la comparaison par critère réalisé sur HYFRAN les séries des précipitations s'ajustent mieux à la loi normale.

III.3.3 Calcul des Précipitations pour une période de récurrence donnée

Tableau 39 Calcul des précipitations pour période de retour de 10ans, 50 ans et 100 ans

		T	10	50	100
		Prob	0,9	0,98	0,99
		F(x)	0,1	0,02	0,01
		U	1,28	2,05	2,33
Ras El Ma	P(mm) loi Normale		422,9	521,4	557,3
	P(mm) loi log Normale		463,5	713,4	834,8
Sidi Ali Benyoub	P(mm) loi Normale		519,5	601,8	631,7
	P(mm) loi log Normale		583,6	788,0	878,9

III.4 Etude des températures

Les températures moyennes mensuelles et annuelles agissent directement sur le climat en interagissant avec les autres facteurs météorologiques. Les données que nous allons utiliser, ont été recueillies sur le site météorologique de la Nasa de 1981/82 à 2020/21

L'OMM (Organisation météorologique mondiale) définit la température comme *une grandeur physique caractérisant le mouvement aléatoire moyen des molécules dans un corps physique*. Quant à la température de l'air, elle la définit comme *la température indiquée par un thermomètre exposé à l'air dans un abri protégé du rayonnement solaire directe*.

III.4.1 Variation des températures moyennes annuelles

Les températures annuelles durant la période (1980/1981-2020/2021) sont irrégulières, elles varient entre 14°C et 17 °C au niveau de Ras El Ma et de 15.5°C à 18°C au niveau de Sidi Ali une faible tendance à la hausse. Cette différence est due à la différence d'altitude.

Tableau 40 Données des températures moyennes annuelles (1981/1982-2020/2021)

Année	Ras El Ma	S.A Benyoub	Année	Ras El Ma	S.A Benyoub
1981/82	14,7	16,1	2002/03	15,6	16,9
1982/83	14,7	16,2	2003/04	15,7	17,1
1983/84	15,6	16,9	2004/05	15,0	16,5

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

1984/85	14,6	15,9	2005/06	15,3	16,5
1985/86	15,5	16,9	2006/07	15,7	17,1
1986/87	15,0	16,3	2007/08	14,9	16,2
1987/88	16,0	17,2	2008/09	14,9	16,3
1988/89	15,7	17,0	2009/10	15,2	16,7
1980/90	15,6	17,2	2010/11	15,4	16,7
1990/91	15,6	17,0	2011/12	15,4	16,8
1991/92	14,0	15,6	2012/13	15,4	16,7
1992/93	13,9	15,5	2013/14	14,3	15,6
1993/94	14,5	15,8	2014/15	15,4	16,7
1994/95	15,9	17,3	2015/16	15,8	17,3
1995/96	15,3	16,8	2016/17	15,8	17,2
1996/97	14,4	15,8	2017/18	16,1	17,6
1997/98	15,8	17,1	2018/19	14,9	16,2
1998/99	15,5	16,9	2019/20	15,9	17,1
99/2000	15,7	16,9	2020/21	16,7	18,0
2000/01	15,8	17,1	Moy (°C)	15,2	16,6
2001/02	16,2	17,4			

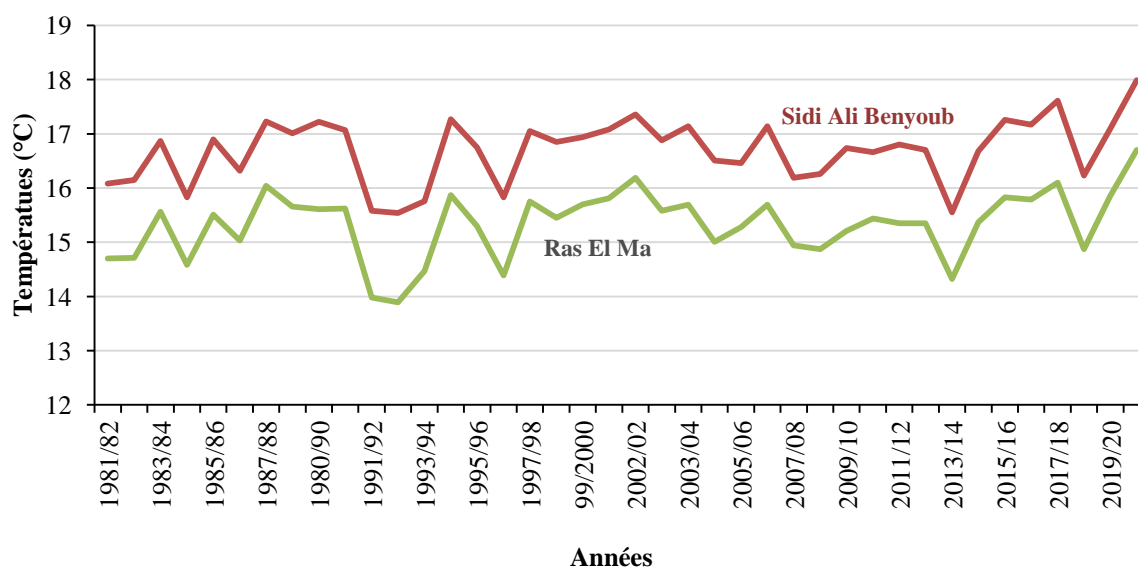


Figure 29 Variation des températures moyennes annuelles (1980/81-2020/21)

III.4.2 Variation des températures moyennes mensuelles

La variation de la température moyenne mensuelle au niveau du Ras El Ma et Sidi Ali Benyoub de 1981/1982 à 2020/2021 représentée dans le tableau.41 et la figure.30, permet de considérer le mois de Janvier comme le plus froid 5.7°C au niveau de Ras El Ma et de 7.9°C au niveau de Sidi Ali Benyoub et Juillet et Août comme étant les plus chauds de l'année atteignant une moyenne de 27°C.

On peut remarquer aussi une certaine différence entre les températures moyennes annuelles et mensuelles des deux stations étudiées. Cela s'explique du fait que les deux stations se

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

trouvent à des altitudes variées (la station de Sidi Ali Benyoubse situe à une altitude plus basse).

Tableau III.16

Tableau 41 Données des températures moyennes mensuelles (°C)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Ras El Ma	21,5	16,2	10,3	6,9	5,7	7,1	10,1	13	17,2	22,5	26,6	26,3
Sidi Ali Benyoub	22,5	17,8	12,3	9,1	7,9	9,1	11,8	14,3	18,2	22,9	26,9	26,8

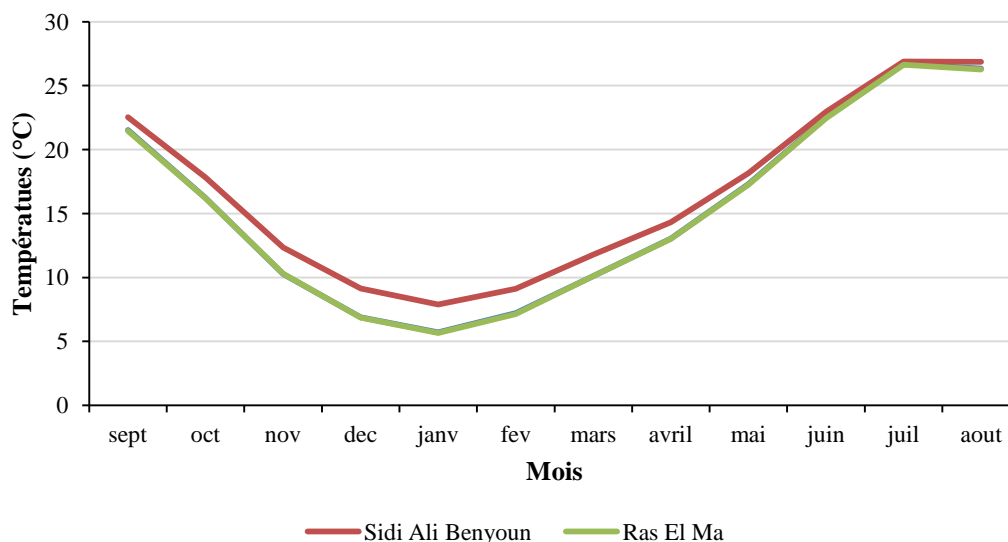


Figure 30 Variation des températures moyennes mensuelles (1981/82-2020/21)

III.5 Etude du climat

Deux méthodes sont utilisées pour caractériser le climat d'une région :

- la méthode graphique qui nous permet de visualiser l'étendue des périodes sèches et humides,
- et les méthodes basées sur le calcul d'indices.

Pour l'étude du climat, nous nous sommes basés sur les données de précipitations et températures de la station de Sidi Ali Benyoub sur la période (1981/1982-2020/2021).

III.5.1.1 Méthode de visualisation (méthode graphique de Gaussen et Bagnouls)

Selon Gaussen et Bagnouls, un mois est dit sec si le total moyen des précipitations est inférieur ou égal au double de la température moyenne ($P=2T$). Cette relation permet d'établir des diagrammes pluviothermiques sur lesquels la température est reportée sur une double échelle de celle des précipitations.

- Si la courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations, nous avons un mois sec,
- Si la courbe des températures passe au-dessous de celle des précipitations, nous avons un mois humide.

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

On peut aussi définir les mois à tendance sèche comme étant ceux dont les précipitations sont comprises entre deux fois et trois fois la température moyenne mensuelle. La représentation du diagramme pluviothermique (Walter, 1955).

Tableau III.17 :

Tableau 42 Moyennes des précipitations et des températures (1981/1982-2020/2021).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	25,6	39,1	48,4	40,6	49,8	40,1	46,7	46,1	30,7	7,9	3,9	8,7
T (°C)	22,5	17,8	12,3	9,1	7,9	9,1	11,8	14,3	18,2	23,0	26,9	26,9

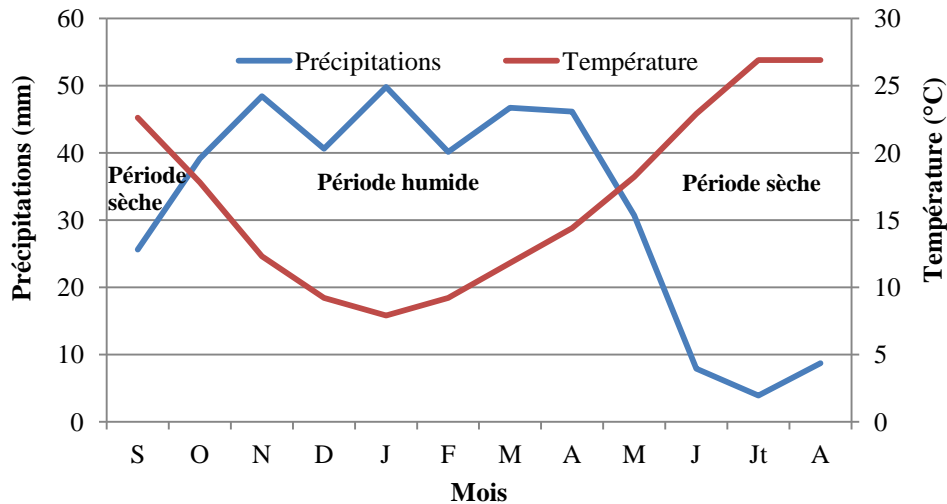


Figure 31 Courbe pluviothermique de la station Sidi Ali Benyoub (1980/81-2020/21)

L'analyse de la figure.31, permet de distinguer deux périodes :

- La première humide allant de la mi- Octobre à la mi- Mai,
- La seconde sèche englobant le reste des mois.

III.5.2.1 Indice d'aridité de De Martonne

De Martonne en 1933 a introduit un indice d'aridité annuel défini par la relation suivante:

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

Indice mensuel défini par la relation suivante $i = \frac{12p}{t+10}$

I : Indice d'aridité annuel de De Martonne.

P : Précipitations moyennes annuelles (mm).

T : Température moyenne annuelle (°C).

i : Indice d'aridité mensuel de De Martonne.

p : Précipitations moyennes mensuelles (mm).

t : Température moyenne mensuelle (°C).

Aux différentes valeurs de I, correspondent des types de climats

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

Tableau 43 Indice d'aridité et types de climats correspondants

Valeurs de I	Type de climat	Type de végétation potentielle
$I < 5$	Hyper-aride	Désert absolu
$5 < I < 10$	Aride	Désert
$10 < I < 20$	Semi-aride	Steppe
$20 < I < 30$	Tempéré	Prairie naturelle, forêt
$I > 30$	Humide	Forêt

$P_{an} = 387,8\text{mm}$

$T_{moy} = 16,7^{\circ}\text{C}$

$$I = \frac{387,8}{16,7 + 10} = 14,49$$

L'indice d'aridité (I) est compris entre $10 < I < 20$, le climat de la région est semi-aride. Les résultats du calcul de l'indice mensuel sont consignés sur le tableau qui suit :

Tableau 44 Indice d'aridité mensuel de De Martonne

Mois	P (mm)	T (°C)	Indice d'aridité	Type
Septembre	25,6	22,5	9,46	Aride
Octobre	39,1	17,8	16,87	Semi-aride
Novembre	48,4	12,3	26,01	Tempéré
Décembre	40,6	9,1	25,47	Tempéré
Janvier	49,8	7,9	33,37	Humide
Février	40,1	9,1	25,19	Tempéré
Mars	46,7	11,8	25,72	Tempéré
Avril	46,1	14,3	22,72	Tempéré
Mai	30,7	18,2	13,09	Semi-aride
Juin	7,9	23,0	2,89	hyper-aride
Juillet	3,9	26,9	1,28	hyper-aride
Août	8,7	26,86	2,84	hyper-aride

Selon la répartition donnée sur l'abaque de De. Martonne (fig.32), le climat du bassin de de la Mekerra au niveau de Sidi Ali Benyoub est semi-aride avec un écoulement temporaire.

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

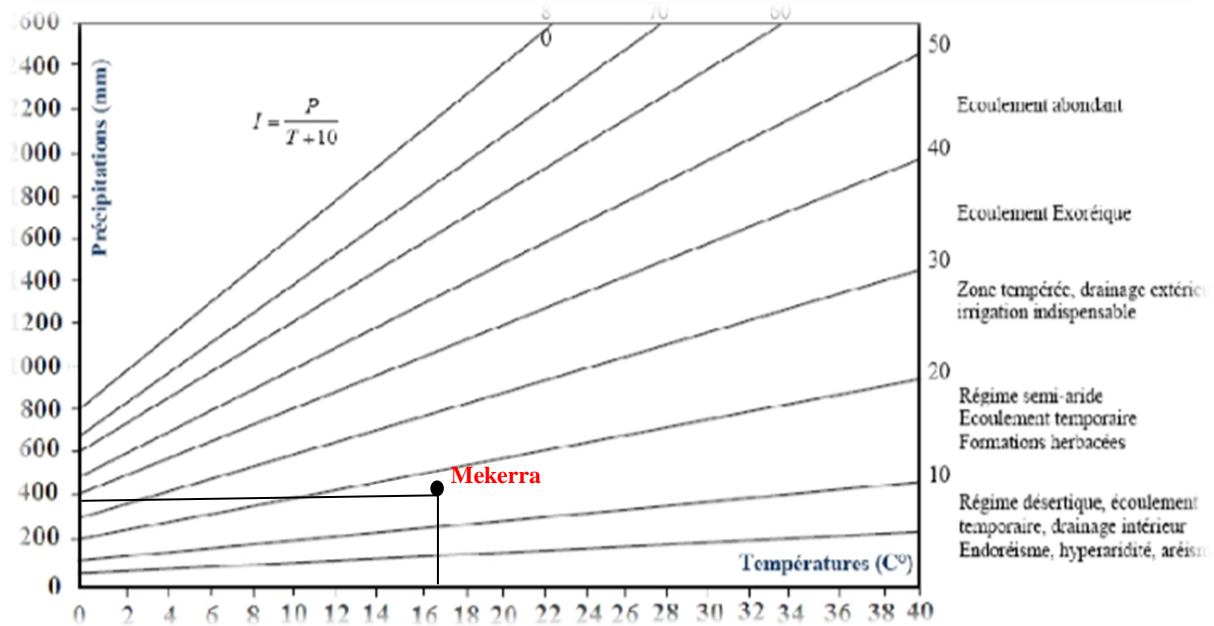


Figure 32 Abaque de De. Martonne appliqué à la station de Sidi Ali Benyoub

III.6 Evapotranspiration potentielle (ETP) et déficit d'écoulement (ETR)

L'évapotranspiration regroupe tous les processus par lesquels l'eau gagne l'atmosphère. Cette vapeur provient à la fois de l'évaporation de l'eau de surface et de la transpiration des plantes. On sait toutefois que les quantités d'eau transpirées sont généralement plus importantes que celles évaporées directement à partir du sol. L'évapotranspiration est donc influencée par le climat, la couverture végétale et le sol. En pratique, on distingue l'évapotranspiration réelle (ETR) et l'évapotranspiration potentielle (ETP) (Anctilet al, 2005).

III.6.1 Evapotranspiration potentielle (ETP)

On appelle évapotranspiration potentielle (ETP), exprimée en hauteur de lame ou tranche d'eau évaporée, la somme des quantités d'eau pouvant s'évaporer et transpirer sur une surface donnée et pendant une période bien définie, en considérant des apports d'eau suffisants.

C'est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant. La valeur de l'évapotranspiration potentielle est fonction de l'énergie disponible. (Margat, 1997)

III.6.1.1 Méthode de Thornthwaite

Thornthwaite, en 1948 est le premier à introduire le concept d'évapotranspiration potentielle, il a proposé également une formule basée essentiellement sur les températures de l'air.

La méthode de Thornthwaite permet de calculer ponctuellement (en une station) le bilan d'eau mensuel et annuel à partir des valeurs mensuelles des précipitations et des valeurs moyennes mensuelles des températures

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

Basée sur de nombreux travaux effectués sur des cases lysimétriques, cette formule permet d'estimer l'ETP mensuelle exprimée en cm à partir de la température moyenne mensuelle t (en °C) suivant la relation :

$$ETP = 16 * \left(\frac{10+t}{I}\right)^a * K$$

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle corrigée (mm).

t : Température moyenne mensuelle (°C).

I : Indice thermique annuel : somme des indices mensuels i calculés à partir des températures moyennes mensuelles selon la formule :

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1.514}$$

$$a = 6.75 * 10^{-7} * I^3 - 7.71 * 10^{-5} * I^2 + 1.79 * 10^{-2} * I + 0.49$$

K : Coefficient de correction

Tableau 45 Calcul et correction des valeurs de l'ETP à la station Sidi AliBenyoub (1980/1981-2020/2021)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	annuel
T	22,5	17,8	12,3	9,13	7,89	9,11	11,8	14,3	18,1	22,9	26,8	26,8	16,7
i	9,77	6,85	3,93	2,49	2,00	2,48	3,66	4,92	7,05	10,05	12,76	12,74	78,71
a	1,755	1,755	1,755	1,755	1,755	1,755	1,755	1,755	1,755	1,755	1,755	1,755	1,75
Klat :35°N	1,03	0,97	0,86	0,85	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	
ETP	100,09	60,59	26,86	15,06	11,70	14,99	29,48	45,06	78,25	121,70	166,62	156,84	827,26

III.6.2 Evapotranspiration réelle (ETR)

On appelle évapotranspiration réelle, ou encore déficit d'écoulement (ETR) la somme de l'évaporation et de la transpiration réelle pour une surface donnée et une période définie.

Évapotranspiration réelle (ETR) est le flux combiné de vapeur provenant du sol et des plantes, pour une teneur en eau du sol spécifique à un moment pour une région. Il peut être estimé à l'aide de mesures ou de méthodes de calcul

III.6.2.1 Formule de Turc

Turc adapte à la famille de courbes $ETR = f(P,T)$ établies à partir des observations effectuées sur 254 bassins versants situés sous tous les climats du globe. La formule de Turc ne nécessite que la connaissance des températures de l'air. Elle est exprimée par la formule suivante :

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

ETR : Evapotranspiration réelle (mm).

P : Précipitations moyennes annuelles (mm).

L : $300 + 25T + 0,05$

T : Température moyenne annuelle (°C)

Tableau 46 Calcul de l'ETR et bilan hydrologique à la station S.A Benyoub

P (mm)	T (°C)	L2	ETR (mm)	Le (mm)
387,8	16,7	950,4	375,5	12,3

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

III.7 Etude des débits

Pour une pluie tombée sur un bassin versant, sur une partie atteignant l'exutoire, tout un mécanisme complexe d'interaction de phénomènes hydrologiques et climatologiques se met en œuvre (évaporation, infiltration). Le volume qui coule dans l'oued après une pluie ou alimenté par une source appelé débit est régulièrement suivi.

Cette partie est consacrée à l'étude des variations des débits moyens annuels et mensuels de l'oued Mekerra au niveau de la station Sidi Ali Benyoub de 1970/1971 jusqu'à 2008/2009. La mise en place du barrage écréteur de Tabia pour la protection de la ville de Sidi Bel Abbes contre les inondations à proximité de la station hydrométrique en 2010 fait que nous n'avons pas pu avoir de mesures de débits après cette date.

III.7.1 Variation interannuelle des débits

L'étude de l'évolution du débit moyen annuel sur l'apéro de 1970/1971-2008/2009 (fig.33) fait apparaître que le maximum de $1.35 \text{ m}^3/\text{s}$ est enregistré en 2007/2008 et le minimum de $0.12 \text{ m}^3/\text{s}$ en 2003/2004.

Les variations interannuelles des débits montrent un écoulement important de 1971/1971 à 1977/1978 bien au dessus de la moyenne qui est de $0.58 \text{ m}^3/\text{s}$, où la région a connu d'importantes précipitations.

Tableau 47 Valeurs des débits moyennes annuels à la station de Sidi Ali Benyoub (1970/1971-2008/2009)

Année	Q (m ³ /s)	Année	Q (m ³ /s)	Année	Q (m ³ /s)	Année	Q (m ³ /s)
1970/1971	0,50	1980/1981	0,49	1990/1991	0,29	2000/2001	0,55
1971/1972	1,10	1981/1982	0,61	1991/1992	0,98	2002/2002	1,16
1972/1973	0,80	1982/1983	0,62	1992/1993	0,33	2002/2003	0,17
1973/1974	0,89	1983/1984	0,22	1993/1994	0,33	2003/2004	0,46
1974/1975	1,13	1984/1985	0,34	1994/1995	0,59	2004/2005	0,12
1975/1976	0,68	1985/1986	0,42	1995/1996	1,09	2005/2006	0,36
1976/1977	0,64	1986/1987	0,61	1996/1997	0,34	2006/2007	0,83
1977/1978	0,66	1987/1988	0,62	1997/1998	0,77	2007/2008	0,34
1978/1979	0,35	1988/1989	0,22	1998/1999	0,13	2008/2009	1,35
1979/1980	0,82	1989/1990	0,42	1999/2000	0,27	Moyenne = 0,58m³/s	

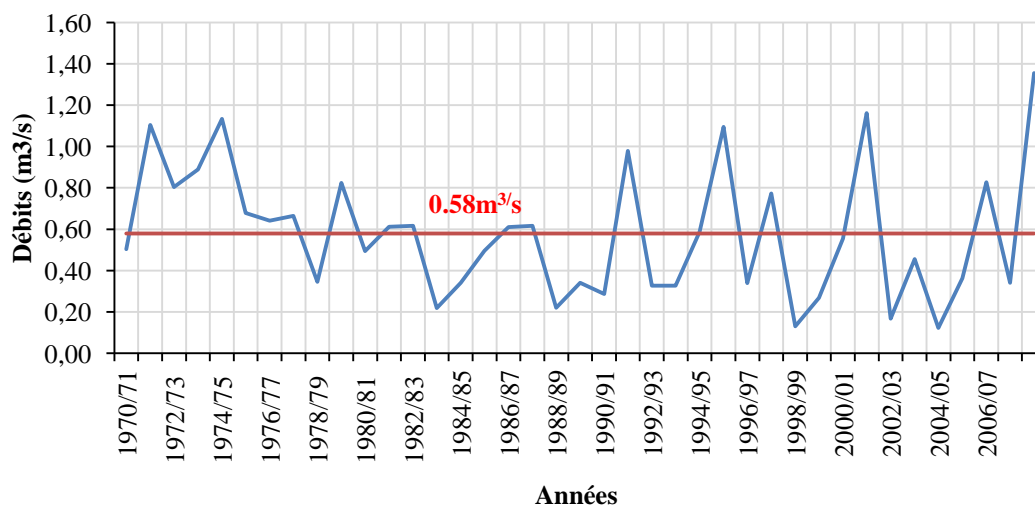


Figure 33 Valeurs des débits moyennes annuels à la station de Sidi Ali Benyoub (1969/1970-2007/2008)

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

III.7.2 Variation des débits moyens mensuels.

La Variation des débits moyens mensuels enregistrés durant la période étudiée sont résumés dans le tableau III.23 et sur la figure (III.13) :

Tableau 48 Valeurs des débits moyens mensuels (1970/1971-2008/2009)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Q (m ³ /s)	0,91	1,25	0,59	0,29	0,32	0,36	0,59	0,69	0,62	0,56	0,33	0,45

L'histogramme des débits moyens mensuels (fig.34), nous montre des variations plus ou moins importantes. Le mois d'Octobre enregistre la valeur la plus élevée (1.25m³/s), correspondant à un mois de grande pluviosité. On remarque aussi que le mois d'Août présente un débit mensuel important ce qui ne représente pas correctement la réalité, ceci peut être expliqué par un orage qui s'est produit dans la région le 24 Août 2002 générant un débit journalier de 177.57 m³/s et un débit max instantané de 623 m³/s pour un débit moyen mensuel de 6.5m³/s. Le même cas est observé pour le mois de d'Octobre qui repente le plus grand débit moyen mensuel. En effet, on observe le même phénomène le 26 octobre 2007, le débit enregistré est de 169.69 m³/s et un débit max instantané de 618.28 m³/s. La valeur des précipitations mensuelles du mois d'Octobre pour l'année 2007 est 210.7 mm pour un débit moyen de 10.2 m³/s.

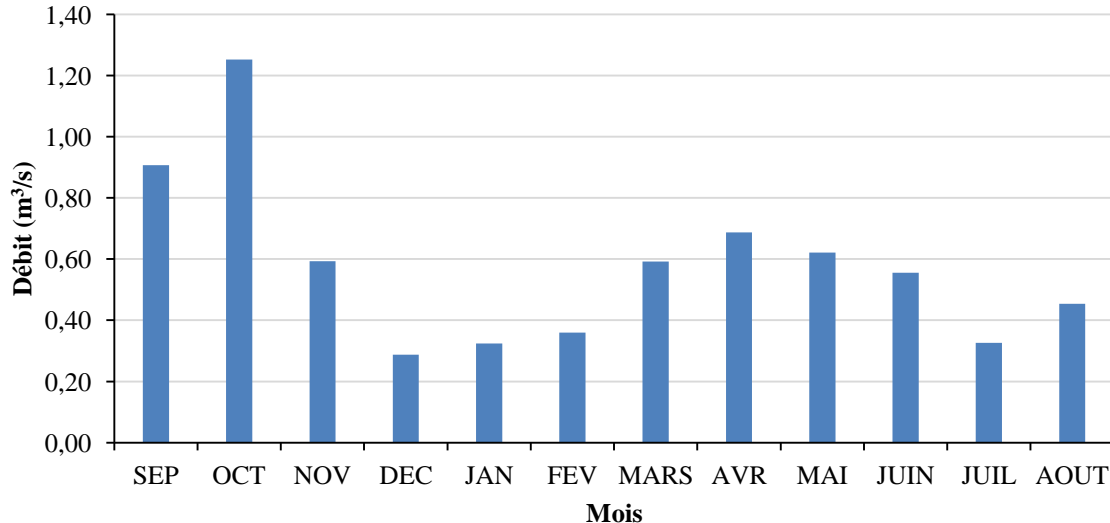


Figure 34 Variations des débits moyens mensuels (1970/1971-2008/2009)

Aussi, le tableau.49 et la figure.35 présentent les débits moyens mensuels sans les années 2001/2002 et 2008/2009 et montrent ainsi l'influence que peut avoir les données de deux crues sur 40 années d'observations sur la valeur de la moyenne mensuelle des débits de la série.

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

Tableau 49 Valeurs des débits moyens mensuels sans 2001/2002 et 2007/2008

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Q (m ³ /s)	0,81	0,97	0,59	0,30	0,33	0,36	0,61	0,70	0,63	0,58	0,34	0,30

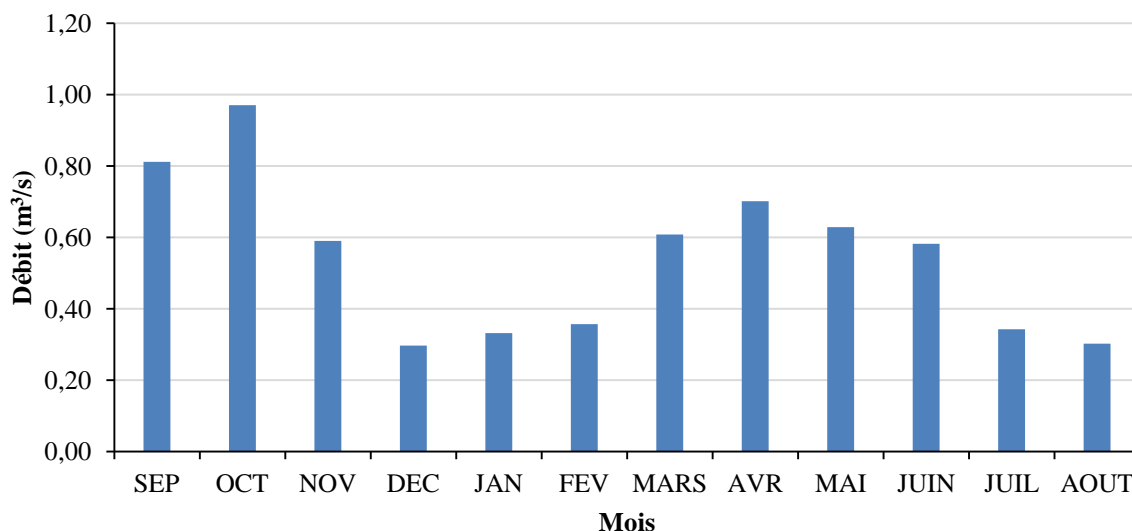


Figure 35 Variations des débits moyens mensuels (1970/1971-2007/2008)

III.7.3 Variation saisonnière des débits.

Les résultats de cette étude sont enregistrés sur le tableau.50 et la figure.36. L'Automne est caractérisé par un débit élevé suivi du Printemps. L'Eté par contre marque un écoulement important confirmant l'effet des crues d'été sur l'écoulement de l'oued.

Tableau 50 Valeurs des débits saisonniers (1970/1971-2008/2009)

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Q (m ³ /s)	0,92	0,32	0,63	0,44

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

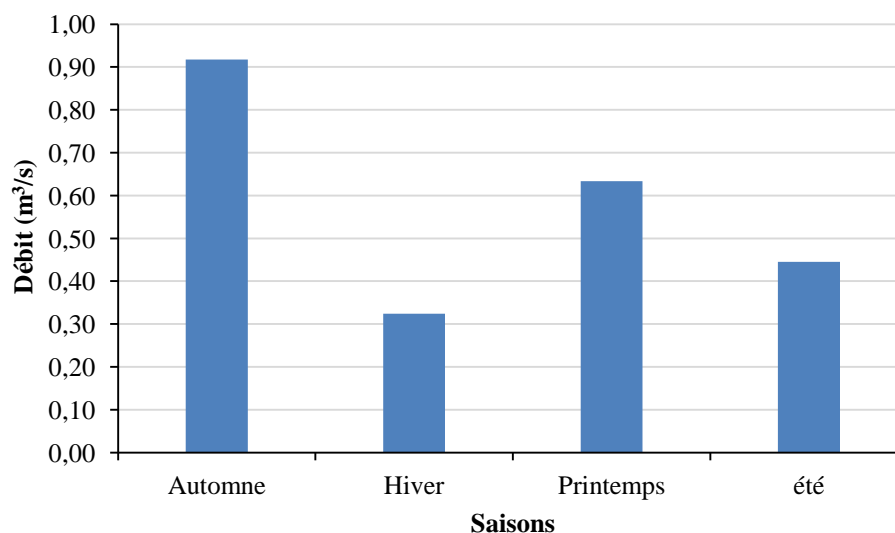


Figure 36 Variations des débits moyens saisonniers (1970/1971-2008/2009)

III.7.4 Etude statistique des débits

Tableau 51 Paramètres statistiques de la série des débits à la station de Sidi Ali Benyoub(1970/1971-2008/2009)

Paramètres	Loi normale Q (m ³ /s)	Loi log normale (L/s)
Moyenne	0,58	6,20
Ecart-type	0,32	0,61
Coefficient de variation	0,54	0,10

III.7.4.1 Ajustement à la loi normale

Tableau 52 Calcul U_{exp} et $U_{théo}$ débits (loi normale)

Rang	Q (m ³ /s)	F(X)	U_{exp}	$U_{théo}$
1	0,1233	0,0128	-2,2316	-1,4474
2	0,1300	0,0385	-1,7688	-1,4260
3	0,1676	0,0641	-1,5212	-1,3070
4	0,2194	0,0897	-1,3423	-1,1426
5	0,2205	0,1154	-1,1984	-1,1392
6	0,2679	0,1410	-1,0757	-0,9890
7	0,2861	0,1667	-0,9674	-0,9312
8	0,3263	0,1923	-0,8694	-0,8039
9	0,3272	0,2179	-0,7791	-0,8009
10	0,3389	0,2436	-0,6948	-0,7639
11	0,3409	0,2692	-0,6151	-0,7577
12	0,3412	0,2949	-0,5392	-0,7567
13	0,3450	0,3205	-0,4663	-0,7446
14	0,3631	0,3462	-0,3957	-0,6871
15	0,4165	0,3718	-0,3271	-0,5179

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

16	0,4209	0,3974	-0,2600	-0,5042
17	0,4561	0,4231	-0,1940	-0,3924
18	0,4945	0,4487	-0,1289	-0,2706
19	0,5035	0,4744	-0,0643	-0,2422
20	0,5548	0,5000	0,0000	-0,0795
21	0,5872	0,5256	0,0643	0,0232
22	0,6104	0,5513	0,1289	0,0967
23	0,6122	0,5769	0,1940	0,1022
24	0,6158	0,6026	0,2600	0,1137
25	0,6166	0,6282	0,3271	0,1161
26	0,6418	0,6538	0,3957	0,1961
27	0,6649	0,6795	0,4663	0,2695
28	0,6791	0,7051	0,5392	0,3145
29	0,7721	0,7308	0,6151	0,6093
30	0,8038	0,7564	0,6948	0,7096
31	0,8233	0,7821	0,7791	0,7715
32	0,8266	0,8077	0,8694	0,7817
33	0,8894	0,8333	0,9674	0,9810
34	0,9795	0,8590	1,0757	1,2663
35	1,0948	0,8846	1,1984	1,6318
36	1,1048	0,9103	1,3423	1,6635
37	1,1342	0,9359	1,5212	1,7569
38	1,1617	0,9615	1,7688	1,8441
39	1,3550	0,9872	2,2316	2,4565

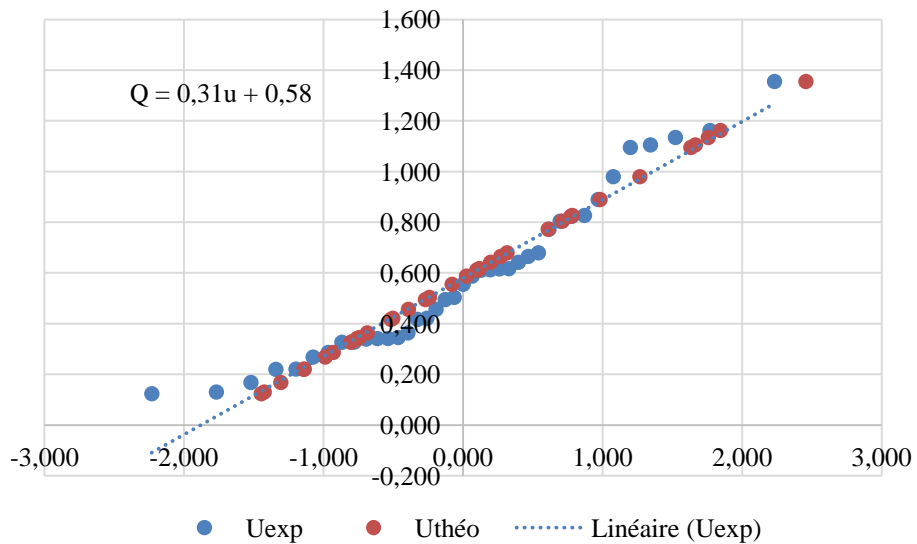


Figure 37 Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution normale
III.7.4.1.1 Test de Khi deux

Tableau III.28 :

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

Tableau 53 Calcul khi deux pour les débits (loi normale)

Classes	X_1-X_2	Observée	U_1-U_2	$p=Fu_2-Fu_1$	$N*p$	$(ni-npi)^2/npi$
1	0,12-0,33	7	-1,447	0,137	5,336	0,519
2	0,33-0,42	8	-0,804	0,096	3,758	4,789
3	0,42-0,62	8	-0,504	0,238	9,289	0,179
4	0,62-0,83	8	0,114	0,238	9,264	0,173
5	0,83-1,35	8	0,782	0,217	8,458	0,025
			3,408		χ^2_{cal}	5,684

Nombre de degré de liberté $\gamma = k - 1 - m = 5 - 1 - 2 = 2$

Sur la table de Pearson, $X^2_{théorique} = 5.991$ pour $\alpha = 5\%$

$\chi^2_{cal} < \chi^2_{théo}$: L'adéquation de la loi est vérifiée autrement dit l'ajustement est à considérer pour une probabilité $1-\alpha = 95\%$.

III.7.4.2 Ajustement à la Loi lognormale

Pour l'ajustement de la série des débits moyens annuels, nous avons jugé judicieux de convertir les débits en L/s.

Tableau 54 Calcul U_{exp} et $U_{théo}$ des débits (loi lognormale)

Rang	Qan (L/s)	Ln(Q)	F(X)	U_{exp}	$U_{théo}$
1	123,3	4,814	0,0128	-2,2316	-2,2868
2	130,0	4,868	0,0385	-1,7688	-2,1990
3	167,6	5,121	0,0641	-1,5212	-1,7808
4	219,4	5,391	0,0897	-1,3423	-1,3360
5	220,5	5,396	0,1154	-1,1984	-1,3280
6	267,9	5,591	0,1410	-1,0757	-1,0069
7	286,1	5,656	0,1667	-0,9674	-0,8983
8	326,3	5,788	0,1923	-0,8694	-0,6817
9	327,2	5,791	0,2179	-0,7791	-0,6769
10	338,9	5,826	0,2436	-0,6948	-0,6190
11	340,9	5,832	0,2692	-0,6151	-0,6096
12	341,2	5,832	0,2949	-0,5392	-0,6080
13	341,5	5,833	0,3205	-0,4663	-0,6064
14	345,0	5,844	0,3462	-0,3957	-0,5897
15	363,1	5,895	0,3718	-0,3271	-0,5052
16	456,1	6,123	0,3974	-0,2600	-0,1292
17	494,5	6,204	0,4231	-0,1940	0,0041
18	495,9	6,206	0,4487	-0,1289	0,0088
19	503,5	6,222	0,4744	-0,0643	0,0338
20	554,8	6,319	0,5000	0,0000	0,1938
21	587,2	6,375	0,5256	0,0643	0,2874
22	610,4	6,414	0,5513	0,1289	0,3513
23	612,2	6,417	0,5769	0,1940	0,3560

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

24	615,8	6,423	0,6026	0,2600	0,3658
25	616,6	6,424	0,6282	0,3271	0,3678
26	641,8	6,464	0,6538	0,3957	0,4339
27	664,9	6,500	0,6795	0,4663	0,4924
28	679,1	6,521	0,7051	0,5392	0,5272
29	772,1	6,649	0,7308	0,6151	0,7389
30	803,8	6,689	0,7564	0,6948	0,8052
31	823,3	6,713	0,7821	0,7791	0,8447
32	826,6	6,717	0,8077	0,8694	0,8512
33	889,4	6,791	0,8333	0,9674	0,9721
34	979,5	6,887	0,8590	1,0757	1,1311
35	1094,8	6,998	0,8846	1,1984	1,3146
36	1104,8	7,007	0,9103	1,3423	1,3297
37	1134,2	7,034	0,9359	1,5212	1,3730
38	1161,7	7,058	0,9615	1,7688	1,4125
39	1355,0	7,212	0,9872	2,2316	1,6663

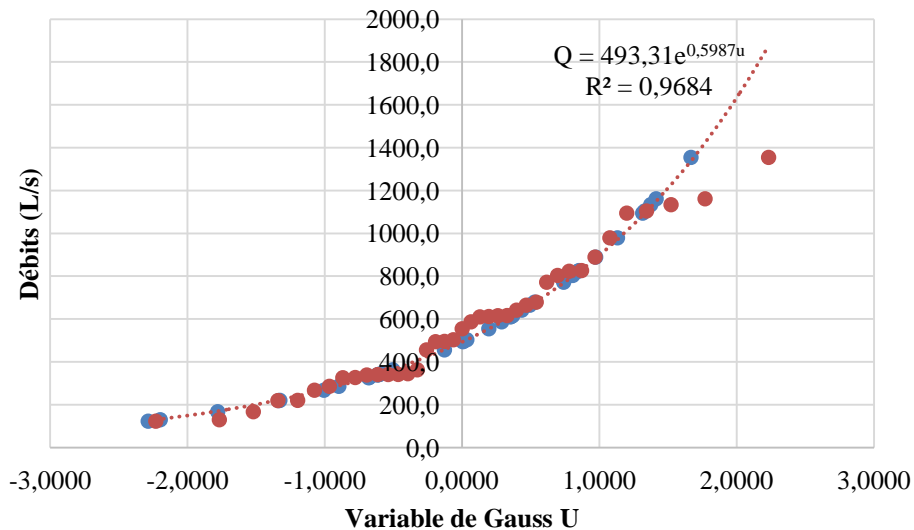


Figure 38 Ajustement graphique des débits à la loi de distribution log normale

III.7.4.2.1 Test du Khi Deux (χ^2)

Tableau 55 Calcul du χ^2 pour les débits (loi lognormale)

Classes	X_1-X_2	Observée	U_1-U_2	$p=Fu_2-Fu_1$	$N \cdot p$	$(ni-npi)^2/npi$
1	4,81-5,78	7	-2,287	0,237	9,228	0,538
2	5,78-6,12	8	-0,682	0,201	7,834	0,004
3	6,12-6,42	8	-0,129	0,194	7,572	0,024
4	6,42-6,71	8	0,366	0,160	6,238	0,498
5	6,71-7,21	8	0,851	0,197	7,696	0,012
		39	13,058		χ^2_{cal}	1,076

Nombre de degré de liberté $\gamma = k - 1 - m = 5 - 1 - 2 = 2$

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

Sur la table de Pearson, $\chi^2_{théorique} = 5.991$ pour $\alpha = 5\%$

$\chi^2_{cal} < \chi^2_{théo}$: L'adéquation de la loi est vérifiée autrement dit l'ajustement est à considérer pour une probabilité $1-\alpha = 95\%$.

La série de débits moyens annuels s'ajuste à la loi normale et la loi log normale.

III.4.3 Calcul des débits pour une période de récurrence donnée

Tableau 56 Calcul de débit pour une période de retours de 10, 50 et 100ans

T	10	50	100
Prob	0,9	0,98	0,99
F(x)	0,1	0,02	0,01
U	1,28	2,05	2,33
Q(m³/s) loi Normale	0,984	1,228	1,316
Q (m³/s) loi log Normale	1,076	1,721	2,041

III.4.4 Etude des débits max instantanés mesurés

La figure.39 montre le débit max annuel instantané le plus important enregistré durant la période 1970/1971 à 2008/2009 qui est de 920 m³/s enregistré en 2006/2007, suivi de 808 m³/s enregistré en 1991/1992.

Tableau 57 Valeurs des débits max instantanés

Année	Q_{MAX}	Année	Q_{MAX}
1970/1971	147	1990/1991	78,8
1971/1972	215	1991/1992	808
1972/1973	49,6	1992/1993	218
1973/1974	17,14	1993/1994	153,2
1974/1975	-	1994/1995	236,6
1975/1976	27,44	1995/1996	197,1
1976/1977	-	1996/1997	218
1977/1978	-	1997/1998	403
1978/1979	-	1998/1999	74,2
1979/1980	-	1999/2000	174
1980/1981	57,8	2000/2001	662,00
1981/1982	93	2002/2002	623,00
1982/1983	-	2002/2003	30,50
1983/1984	-	2003/2004	60,90
1984/1985	66,4	2004/2005	14,50
1985/1986	57,8	2005/2006	396,50
1986/1987	89,4	2006/2007	920,00
1987/1988	100,8	2007/2008	33,00
1988/1989	-	2008/2009	618,52
1989/1990	66,4	Moyenne	222,8

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

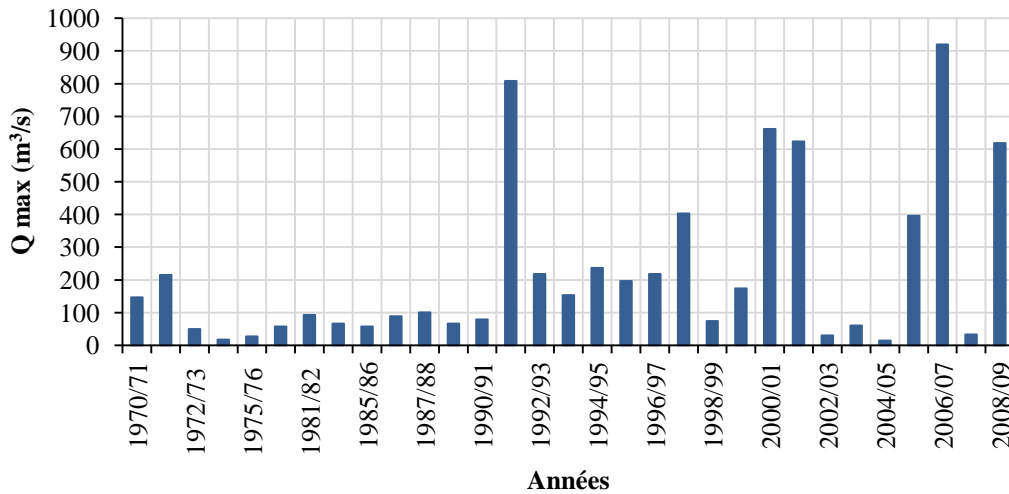


Figure 39 Débits max annuels instantanés (1970/1971-2008/2009)

III.4.4.1 Etude statistique des débits max

Tableau 58 Paramètres statistiques des débits max annuels

Station	Moyenne	Ecart-type	CV	Maximum	Minimum
Sidi Ali B.Y	223	249	1.12	920	14.5

III.4.4.1 Ajustement par la loi de Gumbel

La fonction de répartition de la loi de Gumbel ou loi doublement exponentielle est :

$$F(x) = e^{-e^{-y}} \quad \text{ety} = \alpha(x - x_0)$$

F(x) : fréquence au dépassement de la valeur de x

α, x_0 : coefficients d'ajustement

x_0 : paramètre de position (mode)

α : paramètre d'échelle différent de zéro

Par un changement de variable $y = \alpha(x - x_0)$ la loi de Gumbel s'écrit :

$$F(x) = e^{-e^{-y}}$$

Avec, $y = \alpha(x - x_0)$, est la variable réduite de Gumbel

Plusieurs méthodes d'ajustement sont possibles et parmi les plus classiques, on peut citer celle des moments, celle du maximum de vraisemblance, celle des moyennes pondérées... Nous avons choisi d'appliquer la méthode de moment sur Hyfran

Tableau 59 Paramètres de Gumbel

Paramètres de la loi de Gumbel	Valeurs
Moyenne	222,83
Ecart-type	249,24
X0	110,65
α	194,40

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

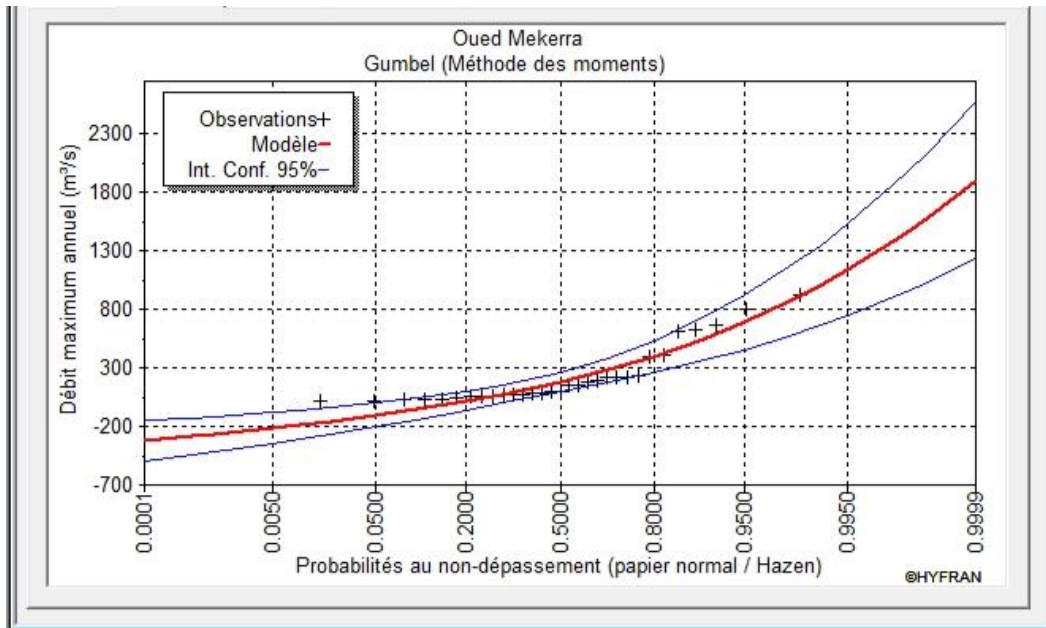


Figure 40 Ajustement à la loi de Gumbel des débits max (1970/1971-2008/2009)

- Test Khi deux de débits max instantanés

Tableau 60 Calcul du χ^2 pour les débits max à la loi de Gumbel

m	X1	X2	U1	U2	FU1	FU2	FU2-FU1	N*P	$\frac{(n_i - n \cdot \pi_i)^2}{n \cdot \pi_i}$
7	14,50	57,8	-1,07	-0,85	0,05	0,10	0,04	0,30	2,10
6	57,8	89,4	-0,85	-0,68	0,10	0,14	0,04	0,24	1,47
6	89,4	197,1	-0,68	-0,13	0,14	0,32	0,18	1,09	6,57
6	197,1	403	-0,13	0,93	0,32	0,67	0,35	2,12	12,73
6	403	920	0,93	3,59	0,67	0,97	0,30	1,79	10,76
χ^2									33,61

Nombre de degré de liberté $\gamma = k - 1 - m = 5 - 1 - 2 = 2$

Sur la table de Pearson, $\chi^2_{théorique} = 5.991$ pour $\alpha = 5\%$

$\chi^2_{cal} > \chi^2_{théo}$: L'adéquation de la loi est rejetée. Cependant, graphiquement nous notons un bon ajustement nous permettant de calculer les débits max instantanés pour des périodes de retour données : 10, 50 100 ans

Tableau 61 Calcul de débit pour une période de retours de 10, 50 et 100ans

T	10	50	100
Prob	0,9	0,98	0,99
F(x)	0,1	0,02	0,01
U	0,83	1,36	1,52
Q Max (m³/s)	272,79	375,83	407,54

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

III.4.4.2 Ajustement par la loi log normale

Tableau 62 Calcul U_{exp}et U_{théo}des débits max (loi log normale)

Année	Q MAX	Ln Qmax	F(X)	U _{exp}	U _{théo}
1	14,50	2,674	0,0161	-2,1412	-1,896
2	17,14	2,841	0,0484	-1,6607	-1,748
3	27,44	3,312	0,0806	-1,4007	-1,333
4	30,50	3,418	0,1129	-1,2112	-1,240
5	33,00	3,497	0,1452	-1,0574	-1,170
6	49,6	3,904	0,1774	-0,9252	-0,811
7	57,8	4,057	0,2097	-0,8075	-0,676
8	57,8	4,057	0,2419	-0,7001	-0,676
9	60,90	4,109	0,2742	-0,6002	-0,629
10	66,4	4,196	0,3065	-0,5059	-0,553
11	66,4	4,196	0,3387	-0,4160	-0,553
12	74,2	4,307	0,3710	-0,3293	-0,455
13	78,8	4,367	0,4032	-0,2450	-0,402
14	89,4	4,493	0,4355	-0,1624	-0,291
15	93	4,533	0,4677	-0,0809	-0,256
16	100,8	4,613	0,5000	0,0000	-0,185
17	147	4,990	0,5323	0,0809	0,148
18	153,2	5,032	0,5645	0,1624	0,185
19	174	5,159	0,5968	0,2450	0,297
20	197,1	5,284	0,6290	0,3293	0,407
21	215	5,371	0,6613	0,4160	0,484
22	218	5,384	0,6935	0,5059	0,496
23	218	5,384	0,7258	0,6002	0,496
24	236,6	5,466	0,7581	0,7001	0,568
25	396,50	5,983	0,7903	0,8075	1,024
26	403	5,999	0,8226	0,9252	1,038
27	618,52	6,427	0,8548	1,0574	1,416
28	623,00	6,435	0,8871	1,2112	1,422
29	662,00	6,495	0,9194	1,4007	1,476
30	808	6,695	0,9516	1,6607	1,652
31	920,00	6,824	0,9839	2,1412	1,766
Moyenne	222,8	4,8			
Ecart type	249,2	1,1			

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

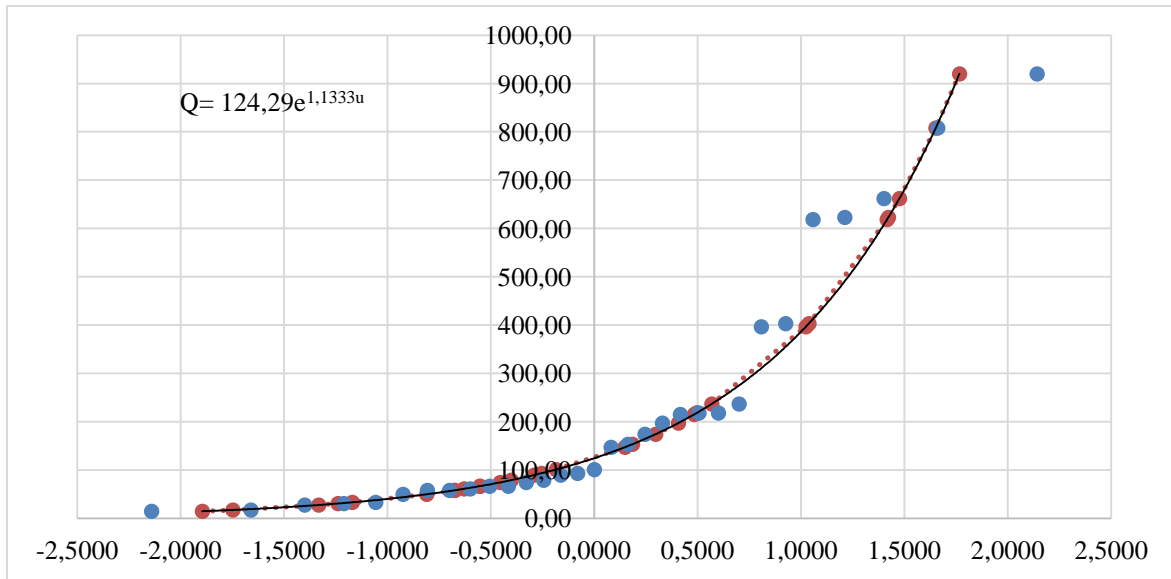


Figure 41 Ajustement des Q_{max} (m^3/s) à la loi log normale

Tableau 63 Calcul du χ^2 pour le débit max à la loi lognormale

Classes	X_1-X_2	Observée	U_1-U_2	$p=Fu_2-Fu_1$	$N \cdot p$	$(ni-n \cdot pi)^2 / npi$
1	2,67-4,05	7	-1,896	0,221	6,840	0,004
2	4,05-4,36	6	-0,676	0,094	2,919	3,253
3	4,36-5,16	6	-0,402	0,273	8,460	0,715
4	5,16-6,00	6	0,297	0,234	7,243	0,213
5	6,00-6,82	6	1,038	0,111	3,440	1,905
		39	1,766		χ^2_{cal}	6,09

Nombre de degré de liberté $\gamma = k - 1 - m = 5 - 1 - 2 = 2$

Sur la table de Pearson, $\chi^2_{théorique} = 5,991$ pour $\alpha = 5\%$

$\chi^2_{cal} > \chi^2_{théo}$: L'adéquation de la loi est rejetée, toutefois, graphiquement elle présente un ajustement acceptable.

III.5 Etude des lames d'eau écoulées

La lame d'eau écoulée est une valeur d'un débit exprimé en mm. La lame d'eau est obtenue en divisant un volume écoulé en une station de mesure par la surface du bassin versant à cette station. La figure III.27 montre que les lames d'eau précipitées ont évolué de manière cyclique avec des fluctuations annuelles plus au moins importantes. La tendance centrale est de 26 mm. Sur ce même graphique, on observe trois périodes fluctuantes. La première s'étend sur trois années (1974/1975 - 1975/1976 - 1976/1977), la seconde représente les années 1979/1980 - 1980/1981 et la dernière celle de l'année 2008/2009.

III.5.1 Variation des lames d'eau moyennes annuelles

La moyenne annuelle de la série des variations des lames d'eau moyennes annuelles sur une période de 39 ans 1970/1971-2008/2009 représentée dans la figure.42 est de 9.8 mm, le

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

maximum et le minimum sont respectivement 22.8 mm observés en 2008/2009 et 2.2mm en 1998/1999

Tableau 64 Valeurs moyennes annuelles des lames d'eau écoulées à la station de Sidi Ali Benyoub (1969/1970-2007/2008).

Année	Le (mm)	Année	Le (mm)	Année	Le (mm)	Année	Le (mm)
1970/1971	8,5	1980/1981	8,3	1990/1991	4,8	2000/2001	9,3
1971/1972	18,6	1981/1982	10,3	1991/1992	16,5	2002/2002	19,6
1972/1973	13,5	1982/1983	10,4	1992/1993	5,5	2002/2003	2,8
1973/1974	15,0	1983/1984	3,7	1993/1994	5,5	2003/2004	7,7
1974/1975	19,1	1984/1985	5,7	1994/1995	9,9	2004/2005	2,1
1975/1976	11,4	1985/1986	8,4	1995/1996	18,4	2005/2006	6,1
1976/1977	10,8	1986/1987	10,3	1996/1997	5,7	2006/2007	13,9
1977/1978	11,2	1987/1988	10,4	1997/1998	13,0	2007/2008	5,7
1978/1979	5,8	1988/1989	3,7	1998/1999	2,2	2008/2009	22,8
1979/1980	13,9	1989/1990	5,8	1999/2000	4,5	Moyenne = 9.8 mm	

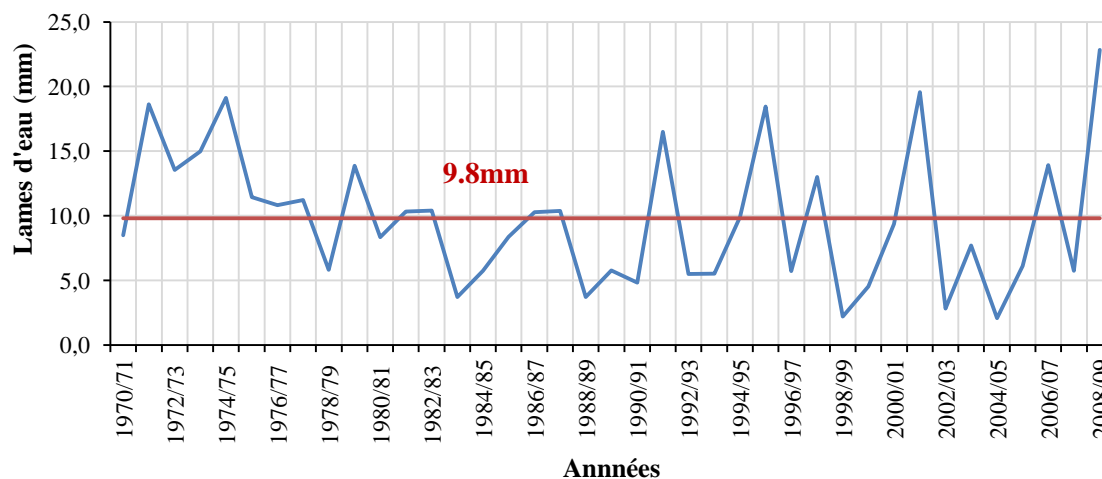


Figure 42 Variation interannuelle des lames d'eau écoulées (1969/1970-2007/2008)

III.5.2 Variation des lames d'eau moyennes mensuelles

L'histogramme des lames d'eau écoulées mensuelles (fig.43) montre que le mois à lame d'eau maximale est le mois d'Octobre avec 1.7mm, et le mois de Décembre correspond au mois qui enregistre le minimum de lame d'eau écoulée(0.4mm) pour la période de 1969/1970 à 2007/2008.

Tableau 65 Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Le (mm)	1.3	1.7	0.8	0.4	0.5	0.5	0.8	1	0.9	0.8	0.5	0.6

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

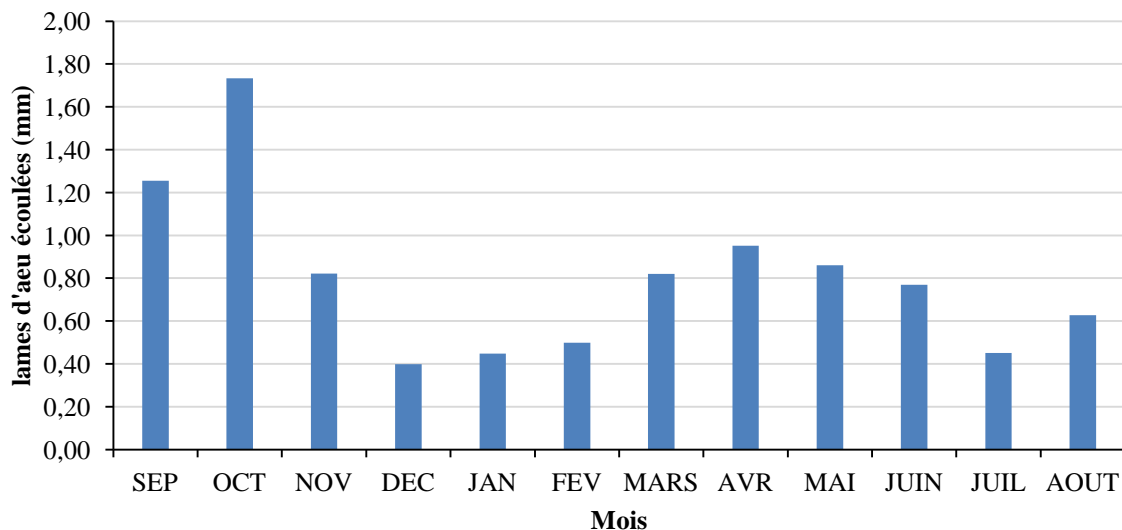


Figure 43 Variations mensuelles des lames d'eau écoulées (1970/1971-2008/2009)

Comme pour le débit, pour l'étude de lame d'eau nous avons aussi retiré les années 2001/2002 et 2008/2009

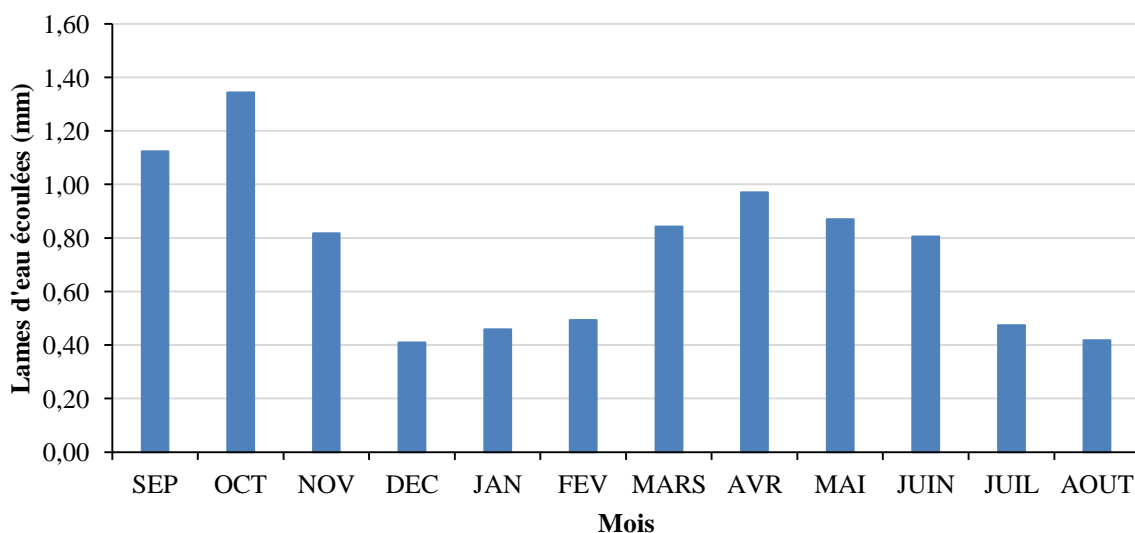


Figure 44 Variations mensuelles des lames d'eau écoulées sans les années

III.5.3 Variation des lames d'eau écoulées saisonnières

Tableau 66 Valeurs saisonnières des lames d'eau écoulées.

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Été
Le (mm)	1,27	0,45	0,88	0,62

ETUDE HYDRO-CLIMATIQUE

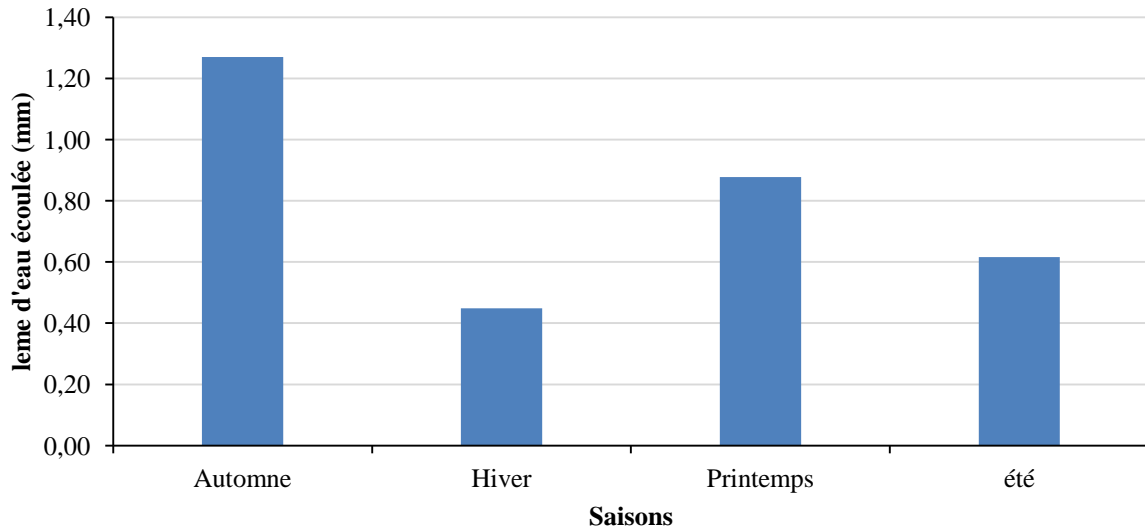


Figure 45 Variations saisonnières des lames d'eau écoulées à la station de Sidi Ali Benyoub

Nous remarquons durant la période d'étude que la saison d'Automne enregistre le plus d'écoulement dans l'oued Mekerra.

III.6 Conclusion

Le sous-bassin de la haute Mekerra est caractérisé par un climat continental de type semi-aride avec une température moyenne annuelle durant la période (1981-2021) de 15 à 16 °C avec le mois de Janvier le plus froid et humide 5°C et les mois de Juillet et Août, les mois les plus chauds et secs avec une température moyenne de 27°C.

Les précipitations durant la période (1970/1971- 2020/2021) sont très irrégulières dans le temps et l'espace, la moyenne annuelle est de 260.1 mm au niveau de Ras El Ma en amont du sous-bassin et de 384.4 mm en aval au niveau de Sidi Ali Benyoub.

L'évapotranspiration réelle ETR calculée par la méthode de Turc est de 375,5 mm/an et l'évapotranspiration potentielle ETP 827,6 mm.

La variation interannuelle des débits durant la période 1969/1970- 2007/2008 montre un écoulement important de 1971 à 1977, le maximum et le minimum enregistrés sont respectivement 1.35 m³/set 0.12 m³/s.

L'étude statistique montre que, les séries des données de précipitations moyennes annuelles s'ajustent mieux à la loi normale, quant à la série des débits moyens annuels pour la période 1969/70 à 2007/08 s'ajustent bien à la loi normale comme à la loi log normale.

La valeur de la lame d'eau annuelle mesurée de 9.8 mm est très proche de la valeur 12 mm calculée par la méthode du bilan hydrologique avec l'ETR de Turc.

L'étude des débits max annuels instantanés enregistrés durant la période 1969/1970- 2007/2008 nous donne la valeur de 920 m³/s comme la plus grande valeur enregistrée en 2006/2007.

Chapitre IV

Application du modèle

Gardénia

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

CHAPITRE IV : APPLICATION DU MODELE GARDENIA

IV.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous allons utiliser le modèle Gardénia pour la simulation des débits annuels et mensuels. Le modèle Gardénia conçu par Thiery (1982) utilise des données de pluie (mm), ETP (mm) et débit (m^3/s) pour analyser le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, d'étendre les données de débits et / ou de niveaux piézométriques. Il peut ainsi aider au dimensionnement de différents types d'ouvrages (barrages) ou d'aménagements (parkings, ouvrages de captage en rivière, microcentrales électriques), etc.

En Algérie, il a fait l'objet de plusieurs travaux, citons à titre d'exemple au niveau d'oued Mellah au Nord Est (Bendjema, 2020), oued Tafna au Nord ouest (oued Lakhdar par Gherissi (2017), oued Boukiou par Iles (2019), oued Sebdou par Dib (2021), mais aussi dans plusieurs bassins de la France, de la Tunisie et même au Burkina-Faso.

IV.2 Application du modèle Gardénia

Le code de calcul GARDÉNIA (modèle global à réservoirs pour la simulation des débits et des niveaux aquifères) est un modèle hydrologique global à réservoirs pour la simulation de l'hydrologie des bassins versants. À partir de la séquence des données météorologiques (précipitations, évapotranspiration potentielle) sur son bassin d'alimentation, il permet donc de calculer le débit à l'exutoire d'un cours d'eau (ou d'une source) et où le niveau piézométrique en un point de la nappe libre sous-jacente.

Les effets d'un pompage, ou d'un ensemble de pompes, situés dans le bassin versant peuvent être pris en compte. Les calculs peuvent être réalisés au choix, au pas de temps journalier, « 5 jours », « 7 jours », décadaire (dix jours) ou mensuel. Il est possible de prendre en compte la fonte de la neige.

Le code de calcul GARDÉNIA est exploité de façon courante pour l'extension de données, tant dans l'espace que dans le temps. Il permet les fonctionnalités suivantes :

- Génération de longues séries de débits ou de niveaux piézométriques à partir d'historiques de pluies, après calibration préalable sur une période relativement courte,
- Analyse de cohérence entre observations climatiques et observations de débits ou de niveaux piézométriques,
- Analyse des différents termes du cycle hydrologique (infiltration, évapotranspiration, écoulement).
- Pour information, il existe une version spatialisée de GARDÉNIA, sous forme de grappes de sous-bassins emboîtés c'est le code de calcul ÉROS (Thiéry, 2018).

Ce type de modèle n'a besoin pour fonctionner que de données continues de précipitations (mm), de débit (m^3/s) et d'évapotranspiration potentielle (ETP) (mm).

Pour un schéma simple du modèle global Gardénia, les paramètres hydrologiques dimensionnels et les coefficients correctifs facultatifs sont :

- Correction globale des pluies (%) [-10 - 10],
- Correction globale de l'ETP (%) [-15 - 15],
- Capacité de la réserve superficielle RU de type « réserve utile » (mm) [0 - 500],

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

- Capacité de la réserve superficielle progressive (mm) [0 - 650],
- Hauteur de répartition ruissellement-percolation (mm) [1 - 9999],
- Temps de demi-montée du réservoir G1 (temps de ½ percolation) (mois) [0.05 - 10],
- Temps de demi-tarissement souterrain du réservoir G1 (mois) [0.05 - 15],
- Temps de retard (ou temps de concentration) propagation des débits (pas de temps) [0 - 10],
- Coefficient d'échange souterrain externe (%) [-70 - 80].

IV.2.1 Modèle Gardénia au pas de temps annuel

Le modèle Gardénia annuel utilise des données de pluie mensuelles, ETP mensuelle et des débits mensuels de format séquentiel. Après plusieurs essais de calibration de type semi-automatique et manuelle, nous avons calé le modèle avec des paramètres optimum que nous allons par la suite introduire dans le modèle Gardénia pour la phase de validation.

On a utilisé la station de Sidi Ali Benyoub pour l'application de Gardénia au pas temps annuel et mensuel sur une série de 28 ans (1981/1982- 2008/2009), nous avons choisi 20ans pour le calage et 8 ans pour la validation. Les résultats sont représentés dans le (tableau.66)

Après nombreuses tentatives de calage, nous avons pu obtenir les résultats dressés sur le (tableau.65):

Tableau 67 Résultats du calage des paramètres au pas de temps annuel.

Paramètres hydrologiques	Valeurs
Correction globale des Pluies (%)	-9.0359
Correction globale de l'ETP (%)	-3.2664
Capacité de la réserve superficielle 'rés. Utile' (mm)	0.27344
Capacité de la réserve superficielle progressive (mm)	598.28
Hauteur de répartition Ruissellement-Percolation (mm)	7.5285
Temps de 1/2 montée (temps de 1/2 percolation) (mois)	0.89383
Temps de 1/2 tarissement souterrain 1 (mois)	15
Retard (propagation) des Débits (en pas de temps)	6.9827
Facteur d'échange externe (%)	34.892
Déficit initial de la réserve super. 'rés. Utile' (mm)	58.340
Déficit initial de la réserve superf. Progressive (mm)	415.20

Les différentes valeurs des paramètres, du critère de Nash et du coefficient de détermination en phase de calage et en phase de validation réalisées sur la période globale (1981/1982-2008/2009) sont représentées dans le (tableau.66) et les figures 48, 49, 50 et 51.

Tableau 68 Critères de qualité et d'optimisation calage

Critère	R²	Nash (%)
Calibration	0.8077	80.6
Validation	0.703	74.1

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

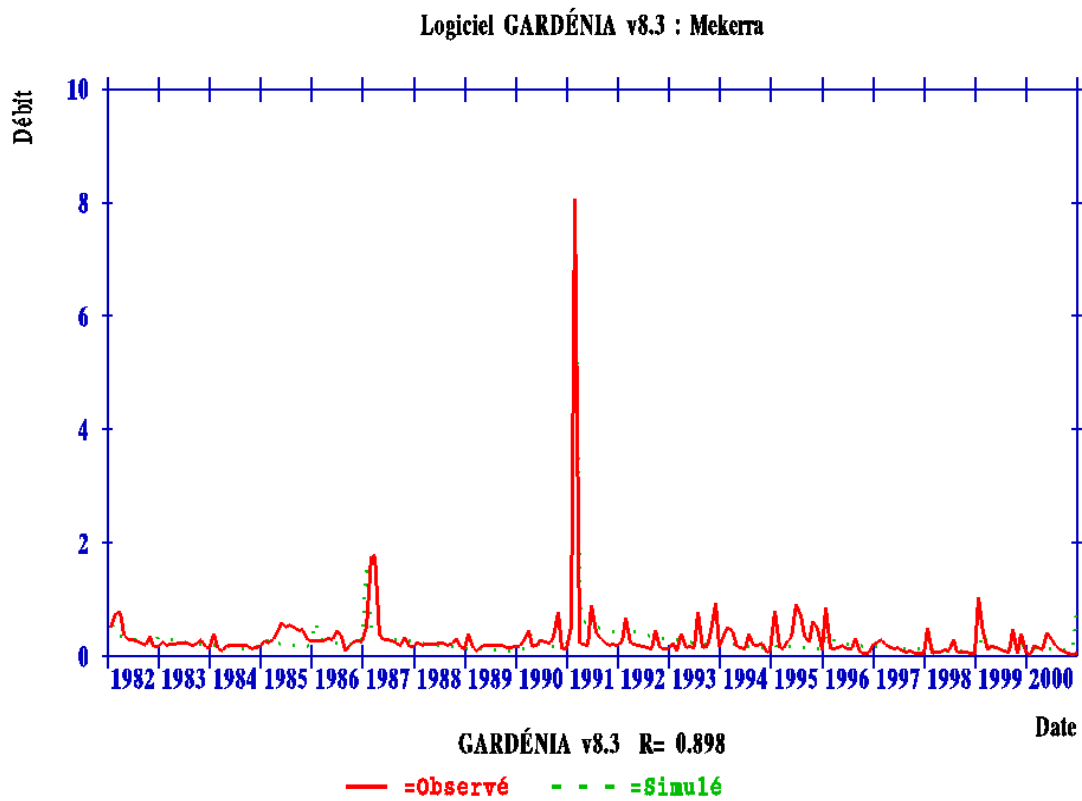


Figure 46 Visualisation du calage au pas de temps annuel (1981/1982-2000/2001)

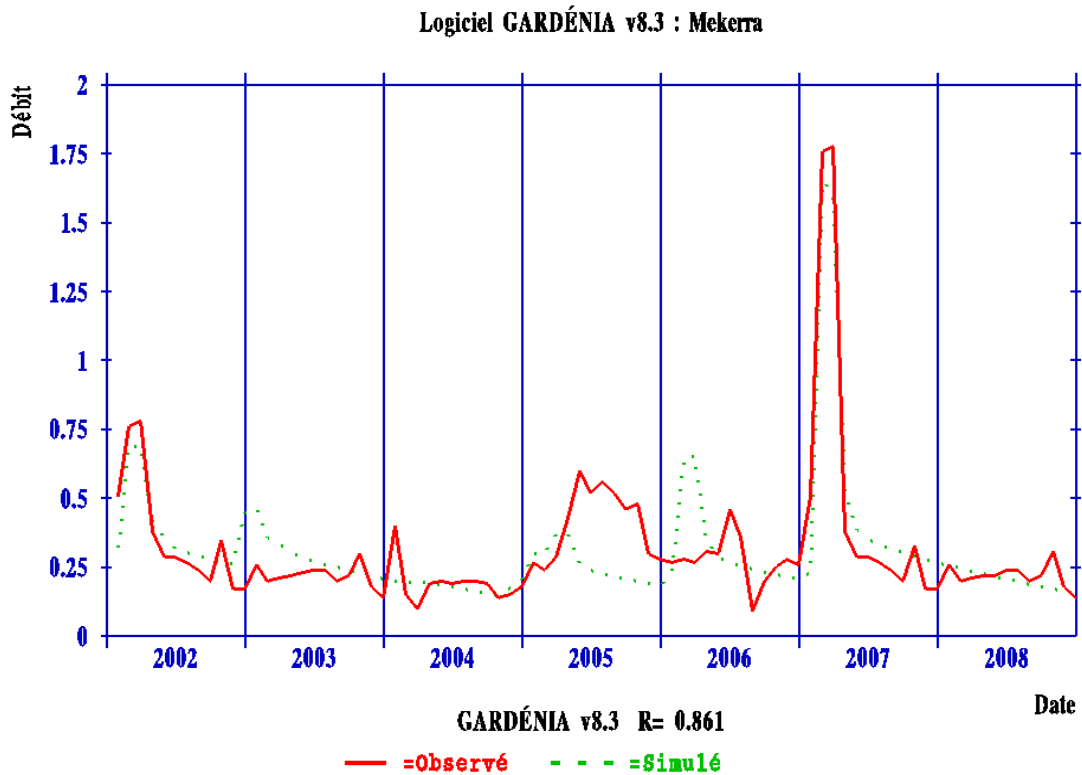


Figure 47 Visualisation de la validation au pas de temps annuel (2001/2002-2008/2009)

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

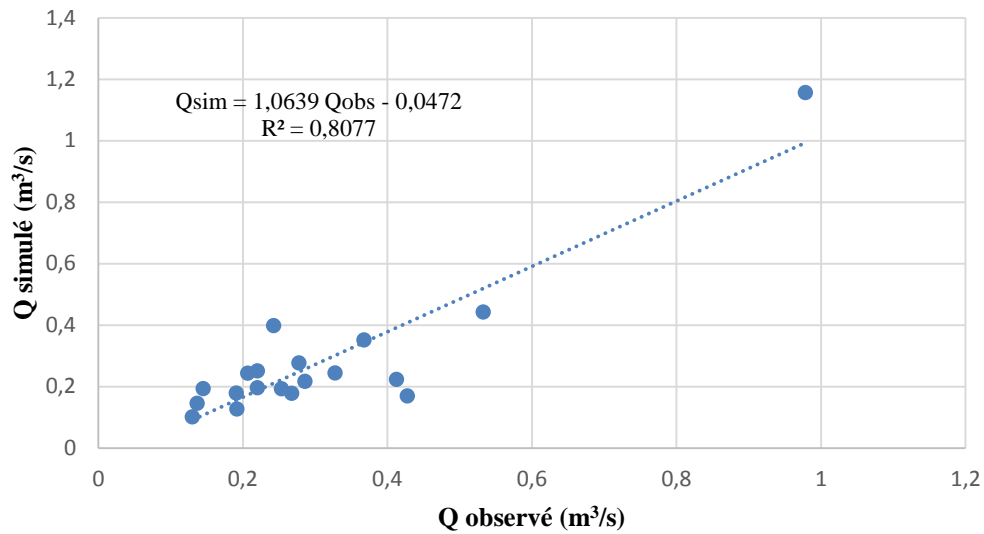


Figure 48 Corrélation entre débit simulé et observé (phase de calage)

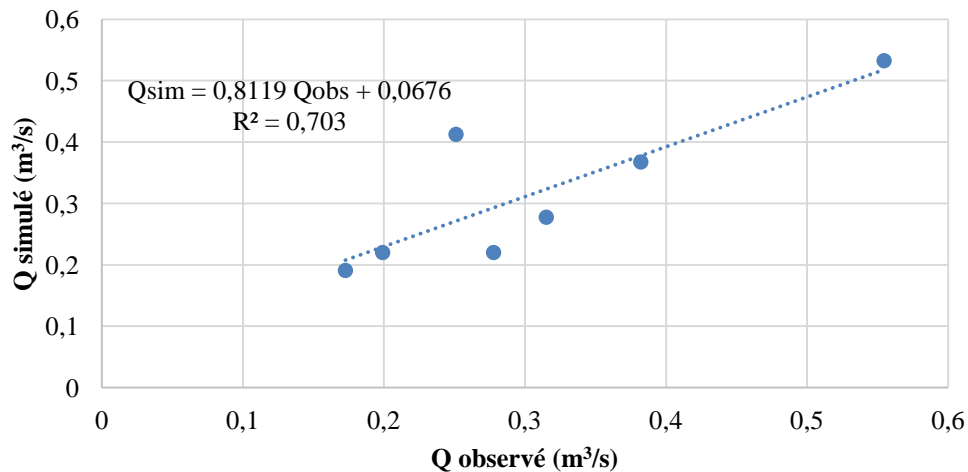


Figure 49 Corrélation entre débit simulé et observé (phase validation)

Les résultats du critère de Nash sont satisfaisants par rapport au coefficient de détermination R^2 en ce qui concerne le calage, mais il n'en est pas de même pour la validation, où les valeurs des deux indicateurs précédents présentent une légère dégradation et donc le modèle n'arrive pas à simuler de la même façon les données au pas de temps annuel durant l'intégralité de la période (1981/1982 - 2008/2009). Ceci pourra être attribué à l'irrégularité des régimes pluviométriques et hydrologiques durant ces deux périodes de calage et de validation.

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

IV.2.2 Modèle Gardénia au pas de temps mensuel

Le modèle Gardénia mensuel utilise des données de pluie mensuel, ETP mensuel et débit mensuel de format séquentiel, exactement comme le modèle annuel. Les débits observés sont les mêmes, la différence réside dans les valeurs calculées du débit simulé qui seront calculés mois par mois.

Les résultats de calage apparaissent sur le tableau suivant :

:

Tableau 69 Résultats du calage des paramètres au pas de temps mensuel

Paramètres hydrologiques	Valeurs
Correction globale des Pluies (%)	4.8715
Correction globale de l'ETP (%)	-15
Capacité de la réserve superficielle 'rés. Utile' (mm)	0.27344
Capacité de la réserve superficielle progressive (mm)	598.28
Hauteur de répartition Ruissellement-Percolation (mm)	7.5285
Temps de 1/2 montée (temps de 1/2 percolation) (mois)	0.89383
Temps de 1/2 tarissement souterrain 1 (mois)	15
Retard (propagation) des Débits (en pas de temps)	6.9827
Facteur d'échange externe (%)	8.8527
Déficit initial de la réserve super. 'rés. Utile' (mm)	0.000
Déficit initial de la réserve superf. Progressive (mm)	0.000

Les différentes valeurs des paramètres, du critère de Nash et du coefficient de détermination en phase de calage et en phase de validation réalisées sur le pas de temps mensuel durant la période (1981/1982-2008/2009) sont consignés dans le (tableau68) et les figures 52, 53, 54 et 55.

Tableau 70 Critères de qualité et d'optimisation

Critère	R²	Nash (%)
Calibration	0.8746	80.8
Validation	0.8042	68.6

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

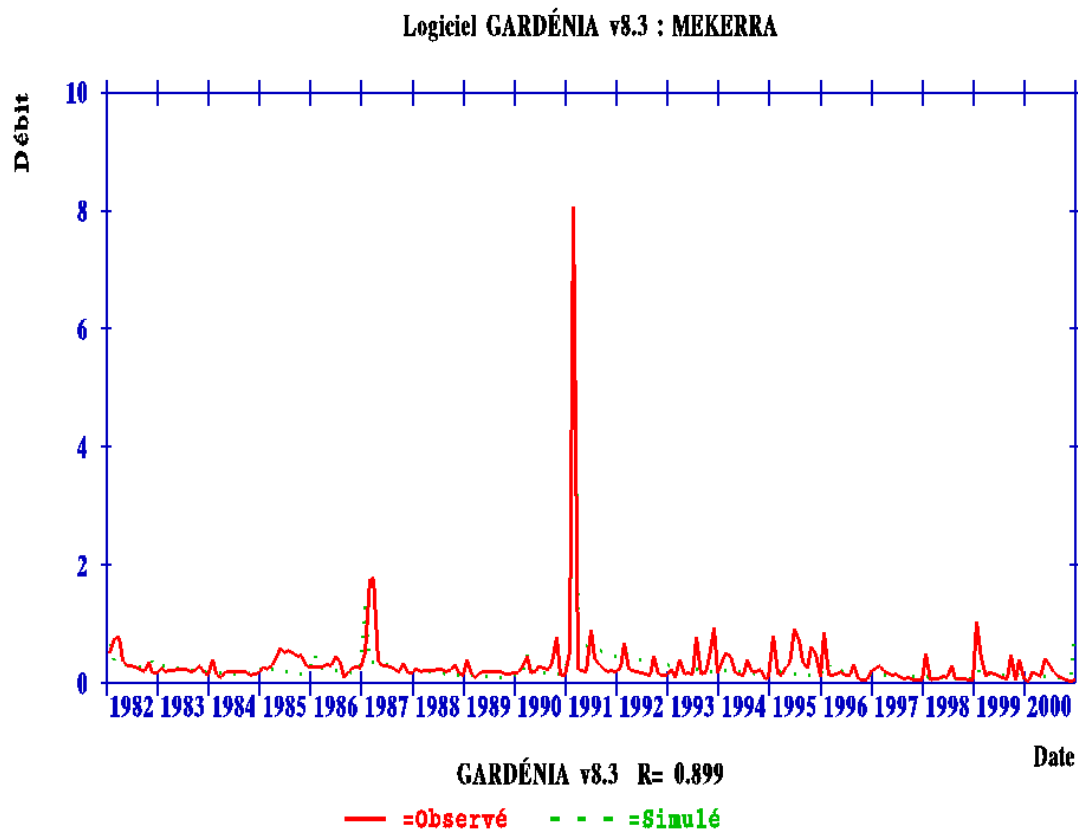


Figure 50 Visualisation du calage au pas de temps mensuel (1981/1982-2000/2001)

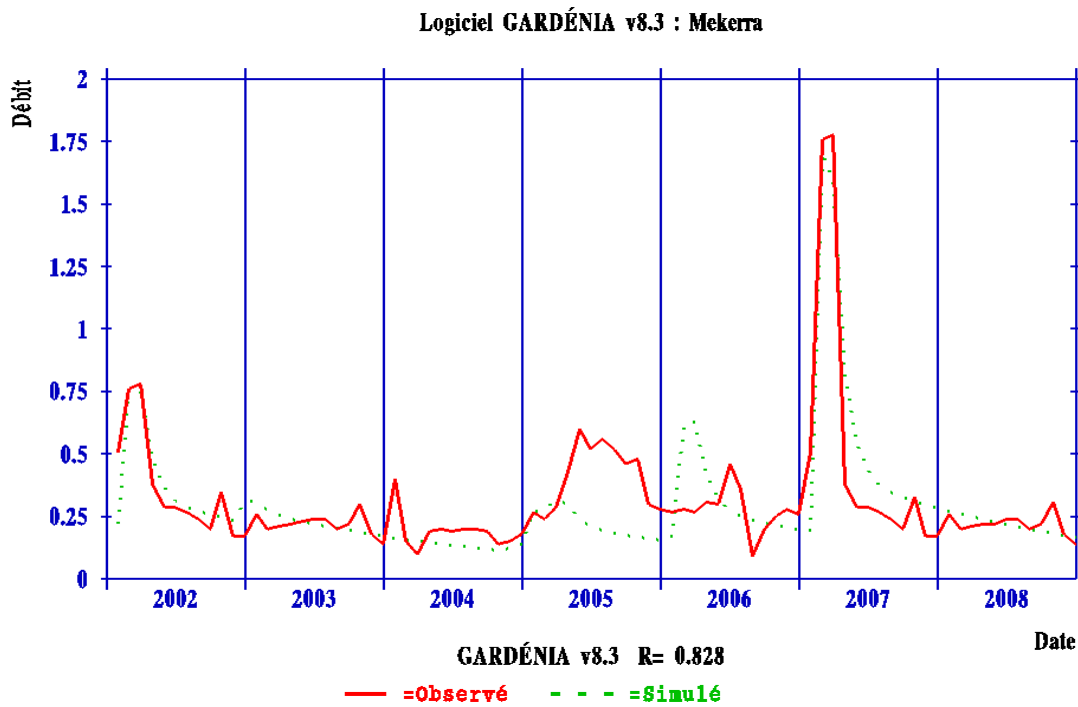


Figure 51 Visualisation de la validation au pas de temps mensuel (2001/2002-2008/2009)

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

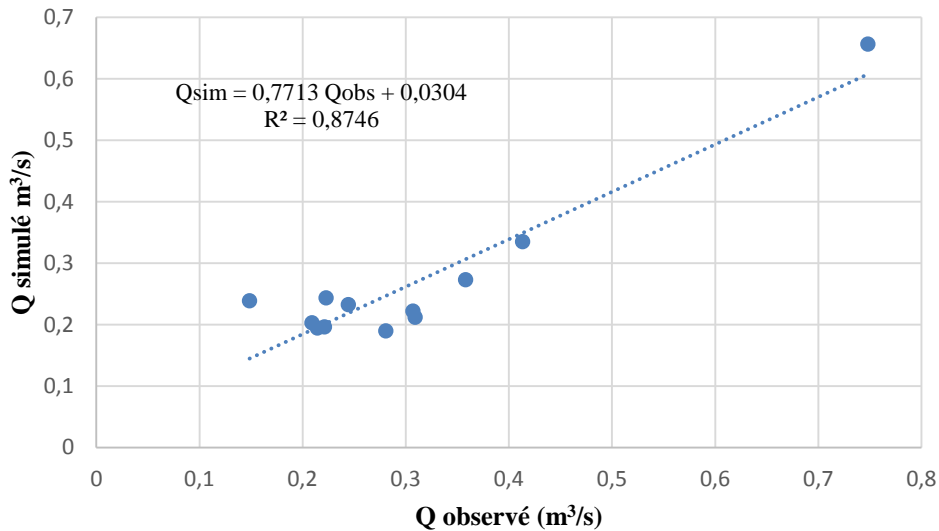


Figure 52 Corrélation entre débit simulé et observé (phase de calage)

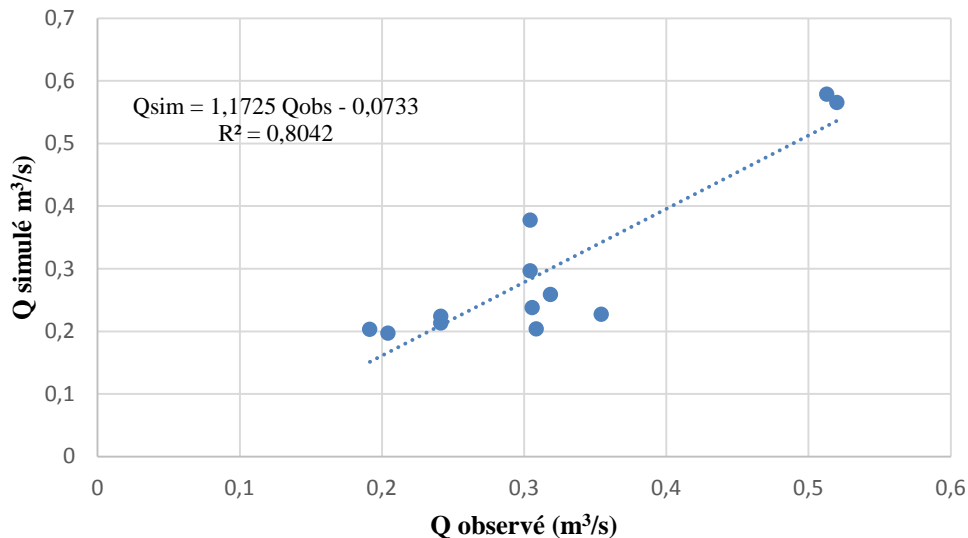


Figure 53 Corrélation entre débit simulé et observé (phase de validation)

Comme pour le pas de temps annuel, les résultats du critère de Nash en phase de calage sont satisfaisants par rapport au coefficient de détermination R^2 et moins à la phase de validation, le modèle n'arrive pas à bien simuler les données au pas de temps mensuel durant l'intégralité de la période (1981/1982 - 2008/2009). Aussi, on voit que le modèle ne simule pas fidèlement certaines valeurs. Nous supposons que c'est dû au choix des périodes sélectionnées en phase de calage et en phase de validation marquées par une distinction entre les valeurs des deux périodes.

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

IV.2.3 Synthèse sur l'application du modèle Gardénia

Les paramètres de modèle Gardénia à pas de temps annuel et mensuel caractéristiques du bassin versant d'oued Mekerra ont été déterminés. Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs élevées des critères de qualité. La phase de validation a donné de moins bons résultats où on a noté une dégradation relative des critères confirmant l'irrégularité des périodes prises pour les deux phases : calage et validation.

IV.3 Résultats du bilan hydrologique du modèle Gardénia

L'étude du bilan hydrologique pour les différents pas de temps revient à analyser la pluie efficace et la recharge d'oued Mekerra, ainsi que les différentes relations qui existent entre les différents termes du bilan (pluie, pluie efficace, recharge et débit).

IV.3.1 Pluie efficace

La pluie efficace, est la fraction de la pluie restant après l'action de l'évapotranspiration dans le réservoir sol. Si la sauvegarde est demandée, la pluie efficace calculée sera également sauvegardée dans le fichier de nom « garde_rech_peff.prn » importable directement dans Excel ou un tableur équivalent.

IV.3.1.1 Pluie efficace annuelle

La pluie efficace dépend des pluies et de l'ETP, le graphe de la figure 54 et 55, illustre la variation de la pluie efficace exprimée en mm pour la période de calage (1981/1982-2000/2001). La moyenne trouvée est de 3.7 mm, la valeur maximale est de 22.7 mm elle est enregistrée durant l'année 1991/1992.

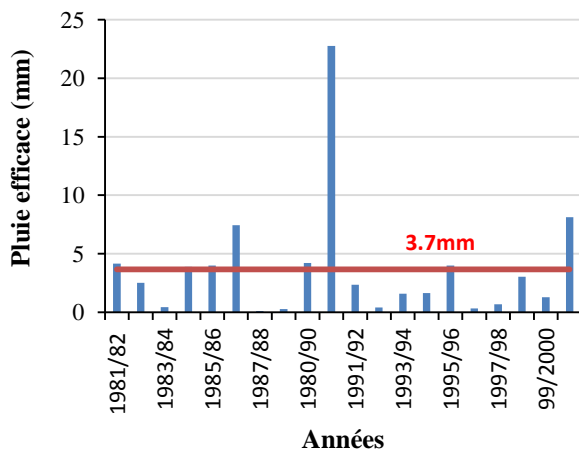


Figure 54 Variation de la pluie efficace annuelle pour la période de calage (Septembre 1981 au 31 Août 2001).

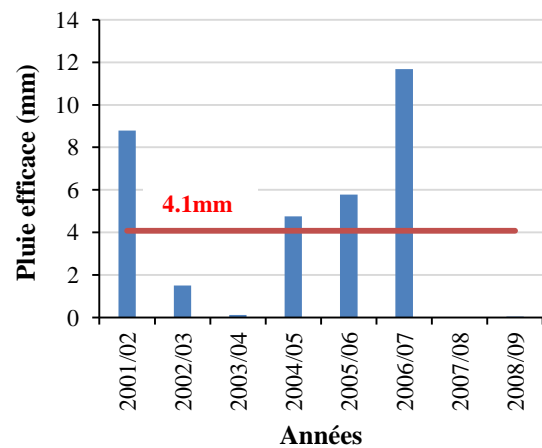


Figure 55 Variation de la pluie efficace annuelle pour la période de validation (Septembre 2001 au 31 Août 2009)

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

La moyenne des pluies efficaces pour la période de calage (1981/1982 à 2000/2001) est des 3.7 mm avec un max de 22.7 mm alors qu'elle est de 4.1mm au niveau de la période de validation avec un maximum de 11.7mm. En effet la phase de calage correspond au retour de la pluie pendant une longue période de sècheresse que nous avons mentionné dans le chapitre III (étude des précipitations).

IV.3.1.2 Pluie efficace mensuelle

La pluie efficace mensuelle se calcule automatiquement dans le fichier «gardepef.out» comme pour la pluie efficace annuelle, on aura qu'à calculer la moyenne mensuelle de la série de calage (fig.58) et celle de la validation (fig.59)

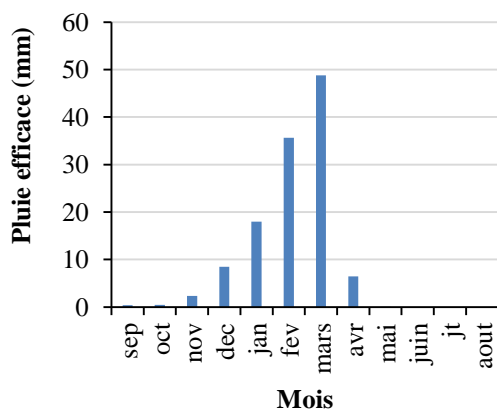


Figure 56 Variation de la pluie efficace mensuelle pour la période de calage (Septembre 1981 au 31 Août 2001).

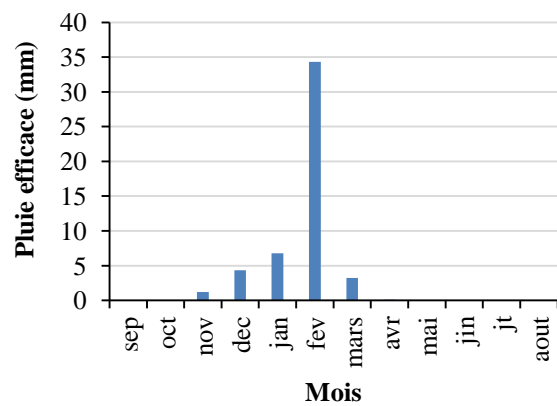


Figure 57 Variation de la pluie efficace mensuelle pour la période de validation (Septembre 2001 au 31 Août 2009)

La figure56 résume les résultats trouvés au pas de temps mensuel pour la pluie efficace. On peut remarquer une nette différence entre la phase de calibration et celle de la validation pour les mois humides : Novembre, Décembre, Janvier, Février, Mars et Avril avec Mars le mois enregistrant le plus de pluie efficace pour le calage et Février pour la validation. Par contre, les mois secs sont les même à savoir Mai, Juin, Juillet, Août, Septembre et Octobre. Ceci confirme encore une fois l'irrégularité des périodes choisies pour le calage et la validation et la dégradation du coefficient de Nash durant la validation.

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

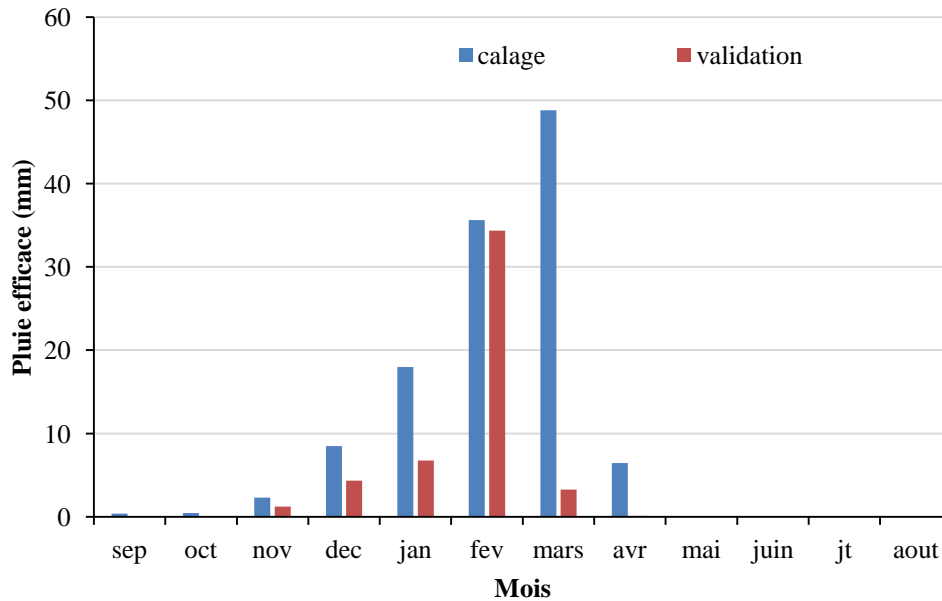


Figure 58 Variation de la pluie efficace mensuelle pour les phases de calage et de validation.

IV.3.2. Recharge

La recharge est la fraction de la pluie qui alimente le réservoir souterrain représentant la nappe. C'est donc la fraction de la pluie restant après action de l'évapotranspiration, et après soustraction du flux de ruissellement et percolation. Si la sauvegarde est demandée, la recharge calculée sera sauvegardée dans le fichier de nom « garde_rech_peff.prn » importable directement dans Excel ou un tableur équivalent. (Elle sera également sauvegardée dans le fichier « garderech.out »).

IV.3.2.1 Recharge annuelle

La moyenne de la recharge de la nappe d'oued Mekerra est de 4.9 mm pour la période interannuelle en phase de calage est de 6.1 mm en phase de validation L'allure des histogrammes est la même que pour les graphes des pluies efficaces, avec des valeurs plus basses ceci traduit que la nappe est alimentée directement par les cours d'eau d'oued Mekerra qui drainent la pluie qui reste (pluie efficace)

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

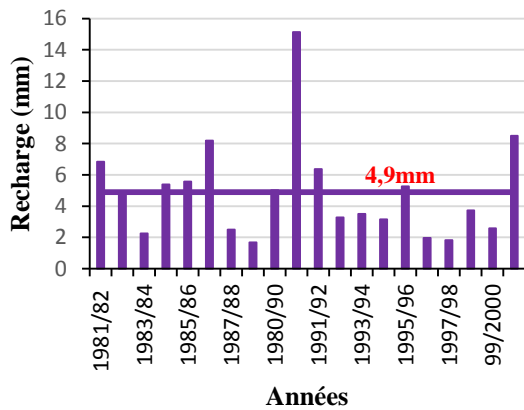


Figure 59 Variation de la recharge annuelle pour la période de calage (1981/1982 au 2000/2001).

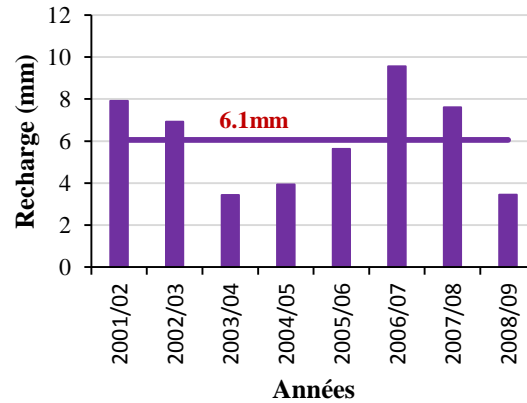


Figure 60 Variation de la recharge annuelle pour la période de validation (2001/2002 au 2008/2009).

IV.3.2.2 Recharge mensuelle

Comme pour la recharge annuelle, celle des périodes mensuelles se calcule automatiquement dans le fichier «gardepef.out», on aura qu'à calculer la moyenne mensuelle de la série de calage (fig.63) et celle de la validation (fig.64)

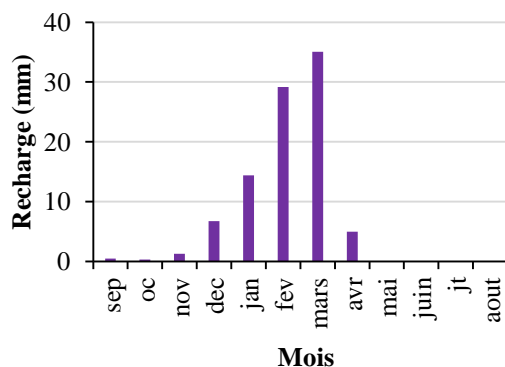


Figure 61 Variation de la recharge mensuelle pour la période de calage (1981/1982-2000/2001).

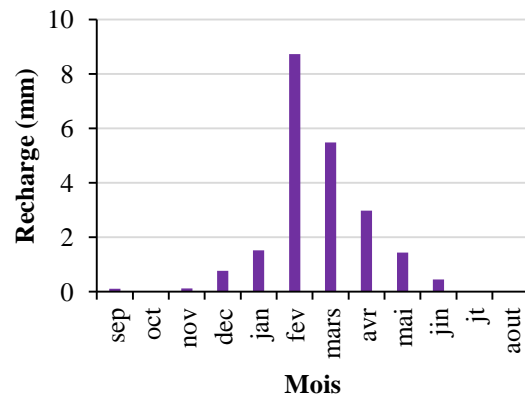


Figure 62 Variation de la recharge mensuelle pour la période de validation (2001/2002 au 2008/2009).

La variation de la recharge mensuelle (Septembre 1981/1982 jusqu'au 31 Août 2008/2009) est caractérisée par une période humide (de Novembre à Juin) où la nappe reçoit le reste de la pluie efficace en surface, la valeur maximale de 35 mm est enregistrée au mois de Mars en période de calage. La période sèche (Juillet, Août, Septembre et Octobre) enregistre des valeurs nulles, la nappe ne reçoit rien à partir de la surface.

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

IV.4 Corrélation entre Pluie, Débit simulé, Pluie efficace et Recharge

La (figure.65) met en évidence la corrélation entre les lames d'eau écoulées simulées, la pluie efficace et la recharge et les précipitations. En effet, l'analyse de cette figure montre que la variation des débits simulés, de la pluie efficace et de la recharge est proportionnelle à la variation de la pluviométrie.

Les années 1987/1988, 1997/1998, 1998/1999 et 2007/2008 enregistrent des valeurs de recharges très basses causées par des phénomènes externes qui influencent la corrélation telle que la nature karstique fissurée de la nappe.

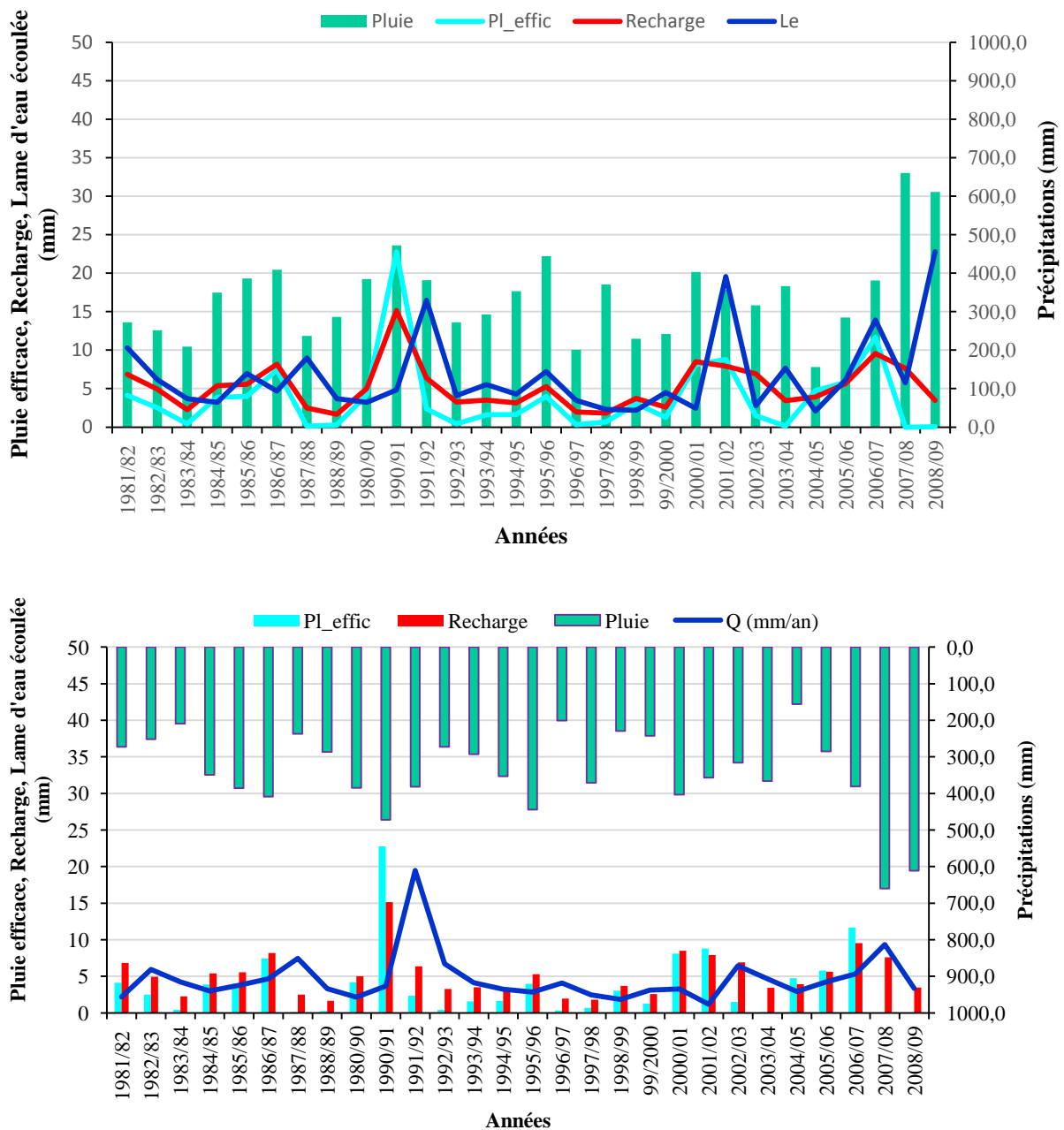


Figure 63 Corrélation entre la pluie, le débit simulé, la pluie efficace et la recharge

APPLICATION DU MODELE GARDENIA

IV.5 Conclusion

Nous avons pu déterminer dans ce chapitre la relation pluie-débit du bassin versant d'oued Mekerra sur une série de données de 1981/1982 jusqu'à 2008/2009, où nous avons modélisé le comportement hydrologique du bassin en utilisant le modèle Gardénia avec deux pas de temps annuel et mensuel, qui a prouvé une fois encore sa performance dans le domaine de la modélisation, nous donnons des résultats satisfaisants synthétisés dans le tableau.66 On a eu l'avantage avec le logiciel Gardénia d'établir un bilan hydrologique qui met en évidence la performance du modèle en quantifiant les composants hydrologiques tels que la pluie efficace, la recharge, l'évapotranspiration, la pluie et le stock des réservoirs et débits simulés.

Figure 64 Synthèse des résultats de la modélisation

	Pas de temps	Calage		Validation	
		Nash (%)	R ²	Nash (%)	R ²
Gardénia	Annuel	80.6	0.8077	74.1	0.703
	Mensuel	80.8	0.8746	68.6	0.8042

Conclusion Générale

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

L'objectif de ce travail s'articule à la modélisation hydrologique de la relation pluie débit par utilisation du modèle hydrologique conceptuel Gardénia à partir des données pluviométriques appliquées sur la partie haute du bassin de la Mekerra situé au Nord-Ouest de l'Algérie et faisant partie du grand bassin de la Macta et qui s'étend sur une superficie de 1871.85 Km².

Le bassin de la Mekerra prend le nom de son cours d'eau principal (Oued Mekerra), qui draine en partie le bassin de la Macta avec une longueur de 805 km.

L'étude morphométrique, montre que le bassin versant de la Mekerra présente une forme allongée. Le relief classé assez fort subdivise le bassin en deux régions distinctes la plaine alluviale de [Sidi Bel Abbes en aval du bassin et](#) les massifs en amont, la courbe hypsométrique met bien en évidence l'aspect. La densité de drainage du bassin de Mekerra résulte à l'échelle zonale et est très faible d'ordre 0.22 km/km², de la nature géologique carbonatée et structurale qui ne favorisent pas le creusement, associées à l'intensité faible des précipitations et leur répartition saisonnière. Le sol du bassin est pourvu d'une couverture dominée du Sud au Nord par un parcours steppique, maquis et forêt en amont du bassin, et agriculture à l'aval dans la plaine de Sidi Bel Abbes à plus de 50%.

Il ressort de l'étude hydro-climatique que la région du sous-bassin de la haute Mekerra est caractérisée par un climat continental de type semi-aride avec une température moyenne annuelle de 15 à 16 °C avec le mois de Janvier le plus froid et humide (5°C) et les mois de Juillet et Août, les mois les plus chauds et secs avec une température moyenne de 27°C. le bassin est caractérisé par une saison pluvieuse en Hiver, et sèche en Été, avec des précipitations moyennes pour la période (1970/1971- 2020/2021) de 260.1 mm pour Ras El Ma et 384.4 pour Sidi Ali Benyoub, Deux saisons sont à distinguer : Une période humide qui s'étend depuis le début la mi-octobre jusqu'à la mi-mai et une période sèche couvrant les autres mois de l'année, où la pluviométrie est relativement faible ou nulle. L'étude statistique montre que, les séries des données de précipitations moyennes annuelles s'ajustent mieux à la loi normale, quant à la série des débits moyens annuels pour la période 1970/1971 à 2008/2009 elle s'ajuste bien à la loi normale comme à la loi log normale, avec un module de 0.58 m³ /s correspondant à une lame d'eau écoulee de 9.8mm

L'évapotranspiration réelle ETR calculée par la méthode de Turc est de 375,5 mm/an et l'évapotranspiration potentielle ETP 827,6mm.

L'outil de modélisation hydrologique de cette étude est le modèle Gardénia qui est un modèle hydrologique de type global à réservoirs pour la simulation de l'hydrologie des bassins versants dont les entrées sont les précipitations et l'évapotranspiration et les sorties, les lames d'eau écoulees. Nous avons tenté de modéliser la relation pluie-débit de notre bassin aux pas de temps annuel et mensuel par l'utilisation d'une base de données hydro-pluviométriques importante (précipitations, température et débit) ayant permis de prédire les débits. Les résultats obtenus dans notre travail indiquent clairement que ce modèle peut apporter des réponses satisfaisantes dans une zone semi-aride dont les pluies et les débits sont marquées par une irrégularité prononcée. Le modèle Gardénia a l'avantage sur certains modèles comme celui du Génie rural (GR) déjà utilisé par plusieurs auteurs dans la région, de quantifier les différentes composantes du bilan hydrologique.

CONCLUSION GENERALE

Les résultats obtenus pour cette étude s'avèrent intéressants. Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs élevées des critères de qualité. Les deux phases (calage et validation) ont donnés de très bons résultats exprimés par le critère de Nash qui reste supérieur à 70% pour l'ensemble des périodes, confirmant sa performance.

Perspectives

Durant l'élaboration de ce projet on s'est confronté au problème lié à nos données et au calage de notre modèle.

Les ressources en sont très faibles et vulnérables, pour leur bonne gestion nous recommandons d'augmenter le nombre des stations de relevage et un contrôle permanent de pompage au niveau de l'oued.

On recommande aussi l'utilisation de Gardénia par utilisation des données de pompage et de niveau piézométrique ou utilisation des modèles plus précis comme des modèle spatialisés pour mieux quantifier et mieux simuler l'écoulement au niveau des bassins.

REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE

Référence bibliographique

- ACHI, K., SALEM, A., CAGUEL, F. & ZWAHLEN, F. Carte hydrogéologique de la plaine de Sidi Bel Abbes. Direction des Etudes de Milieu et de la Recherche Hydraulique. (1974)
- ANCTIL F., ROUSSELLE J., LOZON N. (2012) - Hydrologie cheminement de l'eau. Presses internationales Polytechnique.
- ANDREASSIAN, V., LERAT, J., LOUMAGNE, C., MATHEVET, T., MICHEL, C., Oudin, L. & Perrin, C. What is really undermining hydrologic science today? *Hydrol. Process.* 21(20), 2819– 2822. (2007)
- Auclair, D. & Biehler, J. Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saida. *Publ Serv Carte Géol Algér.* 3–45. (1967)
- B. BARRAQUE et P.-A. ROCHE: Peurs et plaisirs de l'eau. Hermann, Paris, 2010.
- BEKADDOUR M. (2020) - Etude de la performance du modèle hydrologique HBV Light appliqué au bassin versant d'Oued Louza. Mémoire de Master, Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen.
- BELARBI H. (2017) - Modélisation et régionalisation de la relation pluie-débit face au changement climatique : Impact sur les ressources en eau. Thèse Doctorat, Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen.
- BENDJEMA L (2020) - Contribution de la modélisation hydrologique à l'évaluation de BENMANSOUR N. (2009) - Etude de crues et localisation des zones inondables. Mémoire de Magister. Ecole Nationale Supérieure El Harrach.
- BENYAHIA, M., BENABDELI, K. & MOUEDDENE, K. Géologie, pédologie et systèmes de production dans les monts de Tessala (Sidi Bel Abbés). *Ecosystèmes* 1, 70–75 (2001)
- BERREZOUG T. (2013) - Modélisation pluie-débit par le modèle GR du bassin versant de l'oued SARNO (Mekkeria NW-Algerie). Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen.
- BERTHIER, D., MORLEY, C. & MAURICE-DEMOURIOUX, M. Enrichissement de la modélisation des processus métiers par le paradigme des systèmes multi agents. *Systèmes Inf. Manag.* 10(3), 25 (2005)
- BETIER, M. . carte géologique de l'Algérie. Alger: Gouvernement générale de l'Algérie, Direction du commerce, de l'énergie et de l'industrie, Service de la carte géologique. (1951)
- BOUAKAZ Z. (2018) - Contribution au diagnostic des formules empiriques de calcul de débits maximums dans des bassins-versants non jaugés. Cas de deux bassins-versants de Nord de l'Algérie, Mémoire de Master.
- BOUANANI A. (2004) - Hydrologie, Transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérie). Thèse Doctorat d'Etat, Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen.

REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE

BOUCEBHA F. (2018) - Etude de la performance du modèle hydrologique HBV appliqué au bassin versant d'oued Meffrouche (Tafna, Algérie). Mémoire de Master, Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen.

BOUDHRAA, H. *Modélisation pluie-débit à base géomorphologique en milieu semi-aride rural Tunisien: Association d'approches directe et inverse*. Thèse de doctorat en sciences agronomiques. Institut National Agronomique de Tunisie: p193, Tunisie: (2007)

BOUDJOURFA H. & BOUGHENISSA N. (2020) - Etude de la variabilité climatique au niveau du bassin versant de l'Oued Khemis (NW Algérien). Mémoire de Master. Centre Universitaire – Maghnia.

E. GAUME : Elements d'analyse sur les crues éclair. These de doctorat, ENGREF (France) et INRS-ETE (Quebec), (2002)

E. GAUME : Secheresses et etrages : quelques reflexions. , 4, 77-83. La Houille Blanche, 4:77-83, (2004)

ENGELAND, K., XU, C.-Y. & GOTTSCHALK, L. Assessing uncertainties in a conceptual water balance model using Bayesian methodology/Estimation bayésienne des incertitudes au sein d'une modélisation conceptuelle de bilan hydrologique. Hydrol. Sci. J. 50(1) (2005)

FENET, B. & MAGNE, J. Aperçu sur le bassin miocène synchro-nappes et les conditions de mise en place des unités allochtones dans les Monts du Tessala (Dep. d'Oran, Algérie). Bull. Société Géologique Fr. 7(3-4), 345-351. (1973)

FERRAH N. (2017) - Simulation des écoulements mensuels par le modèle GR2M. Cas du bassin de l'Isser. Mémoire de Master. ENSH Blida.

GHERISSI R. (2012) - Hydrologie et modélisation pluie-débit : cas du bassin versant de l'oued Lakhdar (Ex : Chouly) Tafna - NW Algérie. Mémoire de Magister. Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen.

HADJILA Z. & LABIAD S. (2019) - Etude critique du dimensionnement d'un réseau d'assainissement à l'aide du logiciel SWMM (Storm Water Management Model) : Cas de la localité Nord-Est de Ain Temouchent, Mémoire de Master, Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen.

ILES S.A.N (2019) - Application du modèle hydrologique GARDENIA. Cas du bassin versant de l'oued Boukiou (NW algérien). Mémoire de Master, Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen.

Kingumbi, A., Bergaoui, Z., Bourges, J., Hubert, P. & Kallel, R. *Étude de l'évolution des séries pluviométriques en Tunisie centrale*. Séminaire International sur l'hydrologie des régions méditerranéennes (Montpellier). PHI-V/DTH, 51. Paris. (2001)

Koffi, Y. B. Etude du calage, de la validation et des performances des réseaux de neurones formels à partir des données hydro-climatiques du bassin versant du Bandama blanc en Côte d'Ivoire (178). These Doc University de Cocody Abidjan. (2007)

l'impact de la variabilité climatique sur la ressource en eau. Cas du bassin versant d'oued

REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE

- M. ROCHE : Hydrologie de surface. Gauthie-Villard, Paris, (1963)
- MAREF N. (2019) - Démarche méthodologique d'adaptation d'un système de prévision aux risques d'inondation en Algérie. Cas du bassin versant de l'Oued Mekerra (N.W algérien). Thèse Doctorat. Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen.
- Mathevet, T. Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants (PhD Thesis). Thèse de Doctorat, à l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts. (2005)
- Mellah (ne algérien). Thèse de Doctorat. Université Aboubekr Belkaïd Tlemcen.
- Michel, C. Que peut-on faire en hydrologie avec modèle conceptuel à un seul paramètre? Houille Blanche (1), 39–44. (1983)
- OTMANE A. (2019) - Impacts de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau du bassin versant de l'Oued Mekerra (Nord-ouest algérien). Thèse Doctorat. Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen.
- OUCI F. Z. (2018) - Etude de la performance du modèle hydrologique HBV appliqué au bassin versant d'oued Sebdou (Tafna, Algérie). Mémoire de Master, Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen. 2018
- PERRIN, C. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit (PhD Thesis). Institut National Polytechnique de Grenoble-INPG (2000)
- PERRIN, C., MICHEL, C. & ANDREASSIAN, V. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. J. Hydrol. 279(1–4), 275–289. (2003)
- REZZOUG F. (2019) - Modélisation de la relation pluie-débit par les modèles conceptuels à réservoirs (Application au bassin versant de l'isser). Mémoire de Master, Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen.
- ROCHE P.A., MIQUEL J., Gaume E (2012) - Hydrologie quantitative Processus, modèles et aide à la décision. Document multimédia.
- Roche, M. Point de vue sur le problème de l'abattement des pluies. Int. Assoc. Sci. Hydrol. 5, 266. (1964)
- SOURISSEAU, B. Etude hydrogéologique de la nappe de Sidi-Bel-Abbes, 95. Rapport de la direction des études de milieu et de la recherche hydraulique d'Alger. (1972)
- TRAORE F. (2007) - Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin versant du Kou au Burkina Faso. Mémoire de D.E.A. Université de Liège.
- YLES F. (2014) - Hydrologie et transport solide dans le bassin versant de l'oued Saïda : Modélisation pluie débit et étude liquide-transport solide. Thèse Doctorat, Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen.