

Table des matières

Introduction générale	2
------------------------------------	---

Chapitre 1

Etat de l'art de la modélisation hydrologique

1.1 Introduction.....	5
1.2 Hydrologie.....	5
1.2.1 Définition de l'hydrologie	5
1.2.2 Cycle de l'eau	5
1.2.3 Définition du bassin versant	7
1.3 Modélisation hydrologique (Pluie-Débit).....	8
1.3.1 Définition.....	8
1.3.2 Objectifs de la modélisation	8
1.3.3 Intérêt de la modélisation.....	9
1.3.4 Choix du modèle	9
1.3.5 Etapes d'élaboration d'un modèle	9
1.3.6 Typologie du modèle hydrologique.....	12
1.3.6.1 Modèles stochastiques	12
1.3.6.2 Modèles déterministes	12
1.3.6.3 Modèles physiques	12
1.3.6.4 Modèles mathématiques	12
1.3.6.5 Modèles empiriques	12
1.3.6.6 Modèles conceptuels.....	13
1.3.6.7 Modèles spatiales	13
1.3.6.8 Modèles globaux	13
1.4 Modèles de transformation Pluie – Débit.....	14
1.4.1 Introduction.....	14
1.4.2 Présentation de quelques modèles.....	14
1.4.2.1 Modèle MIKE-SHI	14
1.4.2.2 Modèle CEQUEAU.....	15
1.4.2.3 Modèle TOPMODEL	16
1.4.2.4 Modèle WATER WARE	17
1.4.2.5 Modèle GIBSI	17
1.4.2.6 Modèle neuronaux	18
1.4.2.7 Modèle BOORMAN	19
1.4.2.8 Modèle BUCKET	20

1.4.2.9	Modèle GEORGAKAKOS	22
1.4.2.10	Modèle PDM (Probability Distributed Model)	23
1.4.2.11	Modèle rationnelle	24
1.4.2.12	Modèle Hydrogramme Unitaire (HU)	25
1.4.2.13	Modèle Hydrogramme unitaire synthétique	26
1.4.2.14	Modèle Réservoir non linéaire	26
1.4.3	Modèle du Génie Rural pluie-débit (GR)	27
1.4.3.1	Modèle pluie-débit annuel GR1A	27
1.4.3.2	Modèle pluie-débit mensuel GR2M	27
1.4.3.3	Modèle pluie-débit journalie GR4J	29
1.4.4	Modèle GARDENIA	33
1.5	Critères d'évaluation des modèles hydrologiques	34
1.6	Calage du modèle hydrologique	35
1.6.1	Définition	35
1.6.2	Méthode de calage	35
1.7	Conclusion	36

Chapitre 2

Présentation de la zone d'étude d'oued Boukiou

2.	Cadre géographique, géologique et hydrogéologique	38
2.1	Présentation générale du bassin versant de la Tafna	38
2.2	Présentation du bassin versant d'oued Boukiou	39
2.3	Géologie du bassin versant d'oued Boukiou	40
2.3.1	Géologie régionale : généralités sur les Monts des Traras	40
2.3.1.1	Contexte géographique	40
2.3.1.2	Contexte géologique	41
2.3.1.3	Etude lithostratigraphique	43
2.3.1.4	Etude Hydrogéologique	45
2.4	Morphométrie du bassin versant	46
2.5	Caractéristiques physiques	46
2.5.1	Caractéristiques géométriques	46
2.5.1.1	Surface du bassin	46
2.5.1.2	Périmètre du bassin	46
2.5.1.3	Morphologie / Forme :	46
2.5.1.4	Topographie / Relief	47
2.5.2	Caractéristiques du réseau hydrographique	52
2.5.2.1	Topologie des cours d'eau	55

2.6 Conclusion.....	61
---------------------	----

Chapitre 3

Etude hydroclimatologique

3.1 Introduction.....	63
3.2 Paramètres climatiques.....	63
3.2.1 Etude des précipitations	63
3.2.1.1 Variations des précipitations moyennes annuelles	64
3.2.1.2 Variation des précipitations moyennes mensuelles	66
3.2.1.3 Variation des précipitations moyennes saisonnières des précipitations.....	66
3.2.1.4 Variation des précipitations moyennes journalières	67
3.2.1.5 Etude statistique des précipitations	69
3.2.2 Etude des températures	75
3.2.2.1 Variation des températures moyennes annuelles	76
3.2.2.2 Variation des températures moyennes mensuelles	77
3.2.3 Etude du climat.....	78
3.2.3.1 Introduction.....	78
3.2.3.2 Visualisation graphique.....	78
3.2.3.3 Indices climatiques	79
3.2.3.3.1 Indice d'aridité de De. Matonne	79
3.2.3.3.2 Indice de Moral.....	81
3.2.3.3.3 Indice de continentalité de Kerner	82
3.2.3.3.4 Climagramme d'Emberger	83
3.3 Evapotranspiration potentielle (ETP) Et déficit d'écoulement (ETR).....	84
3.3.1 Evapotranspiration potentielle (ETP)	84
3.3.1.1 Méthode de Thornthwaite.....	85
3.3.2 Evapotranspiration réelle (ETR)	86
3.3.2.1 Formule de Turc.....	86
3.3.2.2 Formule de Coutagne	87
3.3.2.3 Méthode de Wundt	87
3.3.2.4 Méthode de P Verdeil (1988).....	88
3.3.3 Bilan hydrologique	89
3.3.3.1 Calcul de l'ETR selon la formule de Thornthwaite	89
3.3.3.2 Calcul du déficit agricole (Da)	90
3.3.4 Détermination du ruissèlement et de l'infiltration	92
3.4 Etude des débits.....	92
3.4.1 Variation interannuelle des débits	93

3.4.2 Etude statistique des débits.....	94
3.4.3 Variation moyenne mensuelle des débits	99
3.4.4 Variation moyenne saisonnière des débits	100
3.4.5 Variation journalière des débits.....	100
3.5 Etude des lames d'eau écoulées (Le).....	101
3.5.1 Variation interannuelle des lames d'eau.....	102
3.5.2 Variation des lames d'eau écoulées mensuelles	103
3.5.3 Variation saisonnière des lame d'eau écoulées.....	104
3.5.4 Variation journalières des lames d'eau écoulées	104
3.6 Conclusion.....	106

Chapitre 4

Modélisation de la fonction pluie-débit d'oued Boukiou

4.1 Introduction.....	108
4.2 Modèle Pluie-Débit par simple corrélation.....	109
4.2.1 Corrélation annuelle	109
4.2.2 Corrélation mensuelle	111
4.2.3 Corrélation journalière	112
4.3 Application des modèles Pluie –Débit GR et Gardénia.....	115
4.3.1 Application du modèle GR	116
4.3.1.1 Application du modèle annuel GR1A	116
4.3.1.1.1 Calage du modèle GR1A.....	116
4.3.1.1.2 Validation du modèle GR1A	118
4.3.1.2 Application du modèle mensuel GR2M.....	118
4.3.1.2.1 Calage du modèle GR2M.....	119
4.3.1.2.2 Validation du modèle GR2M	121
4.3.1.2.3 Fonction production et la fonction transfert	122
4.3.1.3 Application du modèle journalier GR4J	125
4.3.1.3.1 Calage du modèle GR4J.....	126
4.3.1.3.2 Validation du modèle GR4J	130
4.3.1.3.3 Fonction de production et fonction de transfert.....	131
4.3.1.4 Synthèse sur l'application du modèle GR	134
4.3.2 Application du modèle Gardénia	134
4.3.2.1 Application du modèle annuel Gardénia	136
4.3.2.2 Application du modèle mensuel Gardénia	138
4.3.2.3 Application du modèle journalier Gardénia	141

4.3.2.4 Synthèse sur l'application du modèle Gardénia	146
4.3.3 Comparaison des performances des modèles GR et GARDENIA	146
4.4 Résultats du bilan hydrologique du modèle Gardénia.....	147
4.4.1 Pluie efficace	147
4.4.1.1 Pluie efficace annuelle	147
4.4.1.2 Pluie efficace mensuelle	148
4.4.1.3 Pluie efficace journalière	149
4.4.2 Recharge.....	150
4.4.2.1 Recharge annuelle	151
4.4.2.2 Recharge mensuelle.....	151
4.4.2.3 Recharge journalière.....	152
4.4.3 Corrélation entre Pluie, Débit simulé, Pluie efficace et Recharge.....	153
4.5 Conclusion.....	155
Conclusion générale.....	157

LISTE DES ABREVIATIONS

A : Aire.
A.N.R.H : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques.
Cemagref : Centre d'Etude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts.
Ct : Coefficient de torrencialité.
Cv: Coefficient de variation.
Da: Déficit agricole.
Dd : Densité de drainage.
ddl : Degré de liberté.
ETP : Evapotranspiration Potentielle.
ETPcor : Evapotranspiration Potentielle Corrigée.
ETR : Evapotranspiration Réelle.
Exc : Excédent.
GR : Génie rural.
GR1A : Modèle du Génie Rural Annuel à un paramètre.
GR2M : Modèle du Génie Rural mensuel à 2 paramètres.
GR4J : Modèle du Génie Rural mensuel à 4 paramètres.
I : Indice d'aridité annuel de De Martonne.
i : Indice d'aridité mensuel de De Martonne.
Ik : Indice de continentalité de Kerner.
IM : Indice de Moral annuel.
Im : Indice mensuel de Moral.
Ip : Indice de pente.
L : Longueur.
I : Largeur.
Le : Lamme d'eau écoulee.
P : Périmètre.
P : Précipitations.
P : Précipitations annuelles.
Q : Débit en m³/s.
Q₂: Quotient pluviométrique d'Emberger.
R²: Coefficient de détermination.
R : Ruissellement (mm).
R : Réservoir de routage.
RFU : Réserve Facilement Utilisable.
S : Réservoir de production.
T : Température.
Tc : Temps de concentration.
T_{max}: Température maximale.
T_{min}: Température minimale.
T_{moy}: Température moyenne.
χ² : Test de Khi deux.
π: 3,14.
δ: Ecart type.
σ: Variance.

Liste des figures

Figure 1.1 : Cycle hydrologique.....	7
Figure 1.2 : Bassin versant topographique et bassin versant hydrologique.....	8
Figure 1.3: Représentation du fonctionnement d'un modèle Hydrologique.....	11
Figure 1.4: Schéma d'un modèle hydrologique.....	11
Figure 1.5: Différentes approches de la modélisation.....	13
Figure 1.6 Schéma de la structure du modèle CEQUEAU.....	16
Figure 1.7: Chronologie des modélisations utilisées dans GIBSI.....	18
Figure 1.8: Schéma de la structure du modèle BOORMAN.....	20
Figure 1.9: Schéma de la structure du modèle BUCKET.....	21
Figure 1.10: Schéma de la structure du modèle GEORGAKAKOS.....	23
Figure 1.11: Modèle pluie-débit PDM.....	24
Figure 1.12. Hydrogramme unitaire.....	25
Figure 1.13 Schéma de la structure du modèle GR2M.....	28
Figure 1.14 : Schéma de la structure du modèle GR4.....	30
Figure 1.15: Schéma de la structure du modèle GARDENIA.....	34
Figure 2.1: Situation géographique du bassin versant de la Tafna.	38
Figure 2.2: Bassin versant de la Tafna dans l'ensemble Oranie-Chott Chergui.....	39
Figure 2.3: Situation géographique d'Oued Boukiou.....	40
Figure 2.4 : Localisation des Monts des Traras.....	41
Figure 2.5 : Carte géologique des Monts des Traras.....	42
Figure 2.6 : Cadre structural des Monts des Traras.....	43
Figure 2.7: Log synthétique du secteur d'étude (Oued Boukiou).....	44
Figure 2.8 : Carte géologique du bassin d'oued Boukiou.....	45
Figure 2.9 : Courbe hypsométrique du bassin d'oued Boukiou.....	47
Figure 2.10: Histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant d'oued Boukiou.....	48
Figure 2.11: Rectangle Equivalent du bassin de l'oued Boukiou.....	50
Figure 2.12: Carte du réseau hydrographique du bassin versant de l'oued Boukiou.....	54
Figure 2.13 : Types de bassins versants.....	56
Figure 2.14: Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre.....	56
Figure 2.15: Droite représentative du rapport des longueurs en fonction de l'ordre.....	57
Figure 2.16: Droite représentative du rapport des aires en fonction de l'ordre.....	58
Figure 3.1: Evolution des précipitations annuelles d'Oued Boukiou à la station Djebel Chouachi (1974/1975-2017/2018).....	65
Figure 3.2: Variation des précipitations moyennes annuelles à la station de Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018).....	65

Figure 3.3: Variation des précipitations moyennes mensuelles à la station Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018).....	66
Figure 3.4: Variation des précipitations moyennes saisonnières à la station Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018).....	67
Figure 3.5 : Variation des précipitations moyennes journalières à la station Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018).....	68
Figure 3.6 : Représentation d'une année moyenne journalière des précipitations à la station Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018).....	68
Figure.3.7: Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale (1974/1975-2017/2018).....	71
Figure.3.8 : Ajustement graphique des précipitations annuelles A la loi log normale à la station de Dj. Chouachi.....	74
Figure 3.9 : Variation des températures moyennes annuelles à la station de Zenata (1974/75–2017/18).....	76
Figure 3.10: Températures maximales, minimales et moyennes annuelles à la station de Zenata (1974/1975 – 2017/2018).....	77
Figure 3.11 : Températures maximales, minimales et moyennes mensuelles à la station de Zenata (1974/1975 – 2017/2018).....	78
Figure 3.12: Courbe pluviométrique (1974/1975-2017/2018).....	79
Figure 3.13: Abaque de De.Martonne.....	81
Figure 3.14 : Projection de la zone d'étude dans le climagramme d'Emberger.....	84
Figure 3.15 : Abaque de Thornthwaite.....	86
Figure 3.16 : Détermination du déficit d'écoulement (Abaque de Wundt).....	88
Figure 3.17: Abaque pour le calcul du déficit d'écoulement en Algérie (P. Verdeil, 1988).....	89
Figure 3.18 : Relation Précipitations – Température-ETR, à la station de Djebel Chouachi (1974/1975 - 2017/2018).....	91
Figure 3.19: Variation interannuelle des débits à la station Dj. Chouachi (1974/1975-2013/2014).....	94
Figure.3.20: Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution normale (1974/1975-2013/2014).....	96
Figure.3.21: Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution lognormale pour un niveau de confiance de 95% (1974/1975-2013/2014).....	97
Figure 3.22 : Ajustement à la loiLog normale des débits. Droite d'Henry.....	98
Figure 3.23: Variation mensuelle des débits à la station Dj. Chouachi (1974/1975-2013/2014).....	99
Figure 3.24: Variation saisonnière des débits de la station Dj. Chouachi (1974/1975-2013/2014).....	100
Figure 3.25: Variation journalière des débits à la station Djebel Chouachi (1974/1975-2013/2014).....	101

Figure 3.26 : Représentation d'une année moyenne d'écoulement.....	101
Figure 3.27 :Variation interannuel des lames d'eaux écoulées (1974/1975-2013/2014).....	103
Figure 3.28:Variation mensuelle des lames d'eaux écoulées (1974/1975-2013/2014).....	103
Figure 3.29 : Variation saisonnière des lames d'eau écoulées (1974/1975-2013/2014).....	104
Figure 3.30 : Variation journalière des lames d'eau écoulées (1974/1975-2013/2014).....	105
Figure 3.30 : Représentation d'une année moyenne d'écoulement. à la station Djebel Chouachi (1974/1975-2013/2014).....	105
Figure 4.1 : Variation annuelle des précipitations et des lames d'eau écoulées (1974/1975-2013/2014).....	109
Figure 4.2 : Régression simple annuelle pour différents types de modèle.....	110
Figure 4.3 : Régression simple mensuelle du modèle linéaire et polynomiale (de Septembre 1974 à Août 2014).....	111
Figure 4.4 : Régression simple journalière du modèle linéaire et polynomiale (du 1 Septembre 1974 jusqu'au 31 Août 1976).....	112
Figure 4.5 : Régression simple journalière du modèle linéaire et polynomiale (du 1 Septembre 1989 jusqu'au 31 Août 1991).....	113
Figure 4.6 : Régression simple journalière du modèle linéaire et polynomiale (du 1 Septembre 1994 jusqu'au 31 Août 1996).....	114
Figure 4.7 : Régression simple journalière du modèle linéaire et polynomiale (du 1 Septembre 2009 jusqu'au 31 Août 2011).....	114
Figure 4.8: Calage du modèle GR1A (Turc).....	117
Figure 4.9: Calage du modèle GR1A (Thorntwaite).....	117
Figure 4.10: Corrélation entre débit observé et débit simulé.....	118
Figure 4.11: Validation du modèle GR1A.....	118
Figure 4.12: Calage du modèle GR2M (Turc).....	120
Figure 4.13: Calage du modèle GR2M (Thorntwaite).....	121
Figure 4.14: Corrélation linéaire entre débit observé et débit simulé.....	121
Figure 4.15 : Validation du modèle GR2M.....	121
Figure 4.16 : Courbe de la fonction de production.....	123
Figure 4.17 : Corrélation entre précipitations et le niveau du réservoir de production S.....	124
Figure 4.18 : Courbe de la fonction de transfert.....	124
Figure 4.19 : Corrélation entre précipitations et le niveau du réservoir de routage R.....	125
Figure 4.20 : Corrélation entre niveau S et niveau R.....	125
Figure 4.21 : Visualisation de la qualité du calage et de la validation (1 Septembre 1974 au 31 Août 1976).....	128
Figure 4.22 : Visualisation de la qualité du calage et de la validation (1 Septembre 1989 au 31 Août 1991).....	128
Figure 4.23 : Visualisation de la qualité du calage et de la validation	



(1 Septembre 1994 au 31 Août 1996).....	129
Figure 4.24 : Visualisation de la qualité du calage et de la validation	
(1 Septembre 2009 au 31 Août 2011).....	129
Figure 4.25 : Corrélation entre débit observé et débit simulé.....	130
Figure 4.26 : Résultat de la validation du modèle GR4J sur les données journalières.....	131
Figure 4.27: Variation du niveau du réservoir de production.....	133
Figure 4.28 : Variation du niveau du réservoir de transfert.....	133
Figure 4.29 : Corrélation entre le niveau du réservoir de production S et de routage R.....	134
Figure 4.30 : Visualisation du calage au pas de temps annuel (1974/1975-2003/2004).....	137
Figure 4.31 : Visualisation de la validation au pas de temps annuel (2004/2005-2013/2014).....	138
Figure 4.32 : Visualisation du calage au pas de temps mensuel	
(de Septembre 1974 à Août 2004).....	140
Figure 4.33 : Visualisation de la validation au pas de temps mensuel	
(de Septembre 2004 à Août 2014).....	140
Figure 4.34 : Visualisation du calage et de la validation du modèle	
Gardénia au pas de temps journalier.....	146
Figure 4.35 : Variation de la pluie efficace annuelle pour la période de calage	
(1974/1975-2003/2004).....	148
Figure 4.37 : Variation de la pluie efficace mensuelle pour la période de calage.....	148
(Septembre 1974 au 31 Août 2004).....	148
Figure 4.38 : Variation de la pluie efficace mensuelle pour la période de validation	
(Septembre 2004 au 31 Août 2014).....	148
Figure 4.39 : Variation de la pluie efficace mensuelle pour	
les phases de calage et de validation.....	149
Figure 4.40 : Variation de la pluie efficace journalière durant la phase de calage.....	150
Figure 4.41 : Variation de la pluie efficace journalière durant la phase de validation.....	150
Figure 4.42 : Variation de la recharge annuelle pour la phase de calage (1974/1975-2003/2004).....	151
Figure 4.43 : Variation de la recharge annuelle pour la phase de validation	
(2004/2005-2013/2014).....	151
Figure 4.44 : Variation de la recharge mensuelle pour la phase de calage	
(Septembre 1974 au 31 Août 2004).....	152
Figure 4.45 : Variation de la recharge mensuelle pour la phase de la validation	
(Septembre 2004 au 31 Août 2014).....	152
Figure 4.46 : Variation de la recharge journalière (phase de calage).....	153
Figure 4.47 : Variation de la recharge journalière (phase de validation).....	153
Figure 4.48 : Corrélation entre pluie, débit, pluie efficace et recharge d'oued Boukiou,	
durant la période 1974/1975 - 2013/2014.....	154

Liste des tableaux

Tableau 1.1: Valeurs des paramètres du modèle GR2M.....	29
Tableau 1.2 : Valeurs des paramètres du modèle GR4J.....	32
Tableau 2.1 : Répartition Hypsométrique du bassin versant d'Oued Boukiou.....	47
Tableau 2.2: Données pour le calcul de $Hmoy$	48
Tableau 2.3: Altitudes caractéristiques	49
Tableau 2.4: Longueurs et largeur du rectangle équivalent.....	49
Tableau 2.5: calcul des paramètres d'indice de pente Ip	50
Tableau 2.6: Classification du relief selon l'indice global et la dénivelée spécifique d'après l'ORSTOM.....	52
Tableau 2.7: Classification des bassins versants selon la superficie.....	52
Tableau 2.8: Paramètres morphométriques du bassin de l'Oued Boukiou.....	55
Tableau 2.9: Caractéristiques morphométriques du bassin versant d'oued Boukiou.....	61
Tableau 3.1: Caractéristiques de la station de mesure.....	63
Tableau 3.2 : Données pluviométriques annuelles d'Oued Boukiou (1974/1975-2017/2018).....	64
Tableau 3.3 : Valeurs moyennes mensuelles des précipitations à la station Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018).....	66
Tableau 3.4: Valeurs moyennes saisonniers des précipitations à la station Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018).....	66
Tableau 3.5 : Distribution des précipitations moyenne annuelle en terme croissant de la station de Djebel Chouachi sur la période de 1974-1975 à 2017-2018.....	70
Tableau 3.6 : Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Djebel Chouachi.....	71
Tableau.3.7: Paramètres de position et dispersion pour la loi log normale.....	72
Tableau 3.8 : Ajustement à la loi log normale des précipitations à la station de Djebel Chouachi(1974/1975-2017/2018)	73
Tableau.3.9: Comparaison entre χ^2 calculé et χ^2 tabulé (loi normale et log normale).....	74
Tableau. 3.10:Calcul des précipitations pour différentes périodes de retour avec la loi normale et log normale.....	75
Tableau 3.11: Caractéristiques de la station de mesure.....	76
Tableau 3.12 : Valeurs moyennes mensuelles des températures.....	77
Tableau 3.13 : Moyennes des précipitations et des températures de1974/1975 à 2017/2018.....	78
Tableau 3.14 : Indice d'aridité mensuel de Martonne.....	80
Tableau.3.15: Classification du climat suivant l'indice d'aridité de Martonne.....	80
Tableau 3.16 : Valeurs de l'indice de Moral mensuels.....	82

Tableau 3.17: Calcul de l'indice de Kerner.....	83
Tableau 3.18 : Calcul d'indice d'Emberger.....	83
Tableau 3.19 : Calcul et correction des valeurs de l'ETP à la station Djebel Chouachi, (1974/1975-2017/2018).....	85
Tableau 3.20 : Résultat de l'ETR selon Turc.....	86
Tableau 3.21 : Résultats d'application de la formule de Coutagne.....	87
Tableau 3.22: Valeurs de C-F (%) en fonction de la nature du sol.....	90
Tableau 3.23 : Bilan hydrologique moyen (mm) à la station de Dj. Chouachi(1974/1675-2017/2018).....	91
Tableau 3.24 : Valeurs de l'infiltration selon les différentes méthodes.....	92
Tableau 3.25 : Donnés des débits d'Oued Boukiou.....	93
Tableau 3.26 : Distribution interannuelle des débits de la station Djebel Chouachi.....	95
Tableau 3.27: Paramètres de position et de dispersion des débits de la station de Djebel Chouachi.....	96
Tableau 3.28 : Paramètres de position et de dispersion du log Q de la station de Djebel Chouachi.....	97
Tableau.3.29: Comparaison entre χ^2 calculé et χ^2 tabulé (loi normale et log normale).....	98
Tableau. 3.30: Calcul des écoulements pour différentes périodes de retour.....	99
Tableau 3.31 : Variation moyenne mensuelle des débits.....	99
Tableau 3.32 : Variation moyenne saisonnière des débits.....	100
Tableau 3.33 : Données des lames d'eau écoulée d'Oued Boukiou.....	102
Tableau 3.34 : Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.....	103
Tableau 3.35 : Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.....	104
Tableau 4.1: Résultats de la régression simple au pas de temps annuel.....	111
Tableau 4.2: Résultats de la régression simple au pas de temps mensuel.....	112
Tableau 4.3: Résultats de la régression simple au pas de temps journalier pour différents types de modèle (du 1 Septembre 1974 jusqu'au 31 Août 1976).....	113
Tableau 4.4: Résultats de la régression simple au pas de temps journalier pour différents types de modèle (du 1 Septembre 1989 jusqu'au 31 Août 1991).....	113
Tableau 4.5: Résultats de la régression simple au pas de temps journalier pour différents types de modèle (du 1 Septembre 1994 jusqu'au 31 Août 1996).....	114
Tableau 4.6: Résultats de la régression simple au pas de temps journalier pour différents types de modèle (du 1 Septembre 2009 jusqu'au 31 Août 2011).....	115
Tableau 4.7 : Périodes de calage et validation des modèles GR et GARDENIA.....	115
Tableau 4.8 : Résultats obtenus par le GR1A.....	116
Tableau 4.9: Résultats du calage du modèle GR2M.....	119
Tableau 4.10: Niveau maximum et minimum de remplissage des réservoirs de production et de transfert.....	123

Tableau 4.11 : Périodes de mise en route, calage et validation du modèle GR.....	126
Tableau 4.12 : Résultats du calage du modèle GR4J.....	127
Tableau 4.13 : Niveau maximum et minimum de remplissage des réservoir de production et de transfert	136
Tableau 4.14 : Résultats du calage des paramètres au pas de temps annuel.....	137
Tableau 4.15 : Critères de qualité et d'optimisation.....	139
Tableau 4.16 : Résultats du calage des paramètres au pas de temps mensuel.....	139
Tableau 4.17 : Critères de qualité et d'optimisation.....	141
Tableau 4.18 : Résultats du calage des paramètres au pas de temps journalier.....	142
Tableau 4.19 : Comparaison de performance entre GR et GARDENIA.....	147

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

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 :

- Pour bien comprendre les processus qui interviennent dans la genèse des débits,
- Pour combler les lacunes des relevés des stations de jaugeages et reconstituer par extrapolation ces relevés dans le passé,
- Pour estimer les caractéristiques hydrologiques de bassins versants non pourvus de stations de jaugeages,
- Pour prévoir le comportement des bassins versants perturbés par l'Homme,
- Pour prédéterminer les débits de fréquences exceptionnelles,
- Pour prévoir en temps réel les hauteurs d'eau ou les débits.

Ces relations peuvent être établies pour des pas de temps très divers, depuis 10 minutes jusqu'à une année. Elles peuvent prendre des formes très diverses, depuis une régression très simple liant les lames d'eau écoulées annuelles aux hauteurs annuelles de précipitations (utilisables seulement dans un certain nombre de cas particuliers), jusqu'aux modèles les plus sophistiqués.

Ce qui est particulièrement délicat, ce n'est pas tant la détermination de la relation ou de l'ensemble de relations liant les précipitations à divers pas de temps aux diverses caractéristiques hydrologiques, que les variations des paramètres de ces relations en fonction des autres caractéristiques du bassin: sol, pente, couverture végétale, utilisation des sols, réseau hydrographique. La plupart de ces caractéristiques ne peuvent pas être définies de façon simple, comme l'étude des pentes (pente des versants, pente des affluents, pente du collecteur principal), ou encore l'étude de la perméabilité. Rien que la définition de la pente sur un bassin versant est complexe (pente des versants, pente des affluents, pente du collecteur principal). Pour la perméabilité d'un bassin versant, c'est bien pire.

Et pourtant, il faut absolument arriver à des résultats, car le besoin de ces relations se fait de plus en plus pressant. Dans notre civilisation moderne, on ne conçoit pas que les choses ne soient pas prévues, à commencer par les dépenses. Le besoin de prévisions hydrologiques est de plus en plus grand. L'équipement s'étend à un nombre de plus en plus grand de petits cours d'eau pour lesquels on ne dispose pas d'observations hydrologiques ou de si faibles longueurs, ou de si mauvaise qualité, qu'il vaut mieux ne pas en parler. Enfin le vrai bassin versant naturel tend à devenir de plus en plus rare, même si on étend la signification de bassin naturel à un bassin aménagé et cultivé dans les conditions des premières décennies de ce siècle, c'est-à-dire à l'origine de la plupart de nos relevés hydrologiques de longue durée.

Le régime des précipitations étant jusqu'ici beaucoup moins perturbé par l'Homme que celui des débits, il doit pouvoir fournir théoriquement une base pour reconstituer de longues séries de débits correspondant aux conditions présentes ou futures si on parvient à définir les relations pluie-débit.

La présente étude sur la modélisation de la fonction pluie-débit appliquée au bassin de l'oued Boukiou par l'utilisation du code de calcul GARDENIA, vise plusieurs objectifs qui sont :

- la caractérisation du bassin versant de l'Oued Boukiou par l'analyse de quelques facteurs en particulier physiques, géologiques et climatiques régissant l'écoulement,
- une étude hydrologique basée sur le traitement des données hydrométriques,
- la détermination des paramètres de calage des modèles Gardénia et GR par l'utilisation des trois pas de temps Annuel, mensuel et journalier,
- la modélisation du comportement hydrologique du bassin versant de l'Oued Boukiou,
- et enfin, l'établissement de l'équation du bilan.

Le mémoire s'articule sur quatre chapitres :

- **Chapitre 1** : traite des généralités sur la modélisation, où, nous avons présenté les différents types de modèles hydrologiques rencontrés dans la littérature ainsi que les logiciels les plus courants.
- **Chapitre 2** : aborde une description générale du bassin versant de l'Oued Boukiou (situation géographique, étude géologique, hydrogéologique et morphométrique).
- **Chapitre 3** : il s'attache à décrire les paramètres hydrologiques 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 et celui du Génie Rural (GR) à oued Boukiou, ce chapitre comporte 3 parties :
 - Modélisation par corrélation simple,
 - Modélisation par application du modèle GR ainsi que le modèle GARDENIA (à trois pas de temps annuel, mensuel, et journalier) et comparaison des performances des deux modèles hydrologiques.
 - Etude du bilan de la modélisation pluie-débit du modèle GARDENIA.

Enfin, dans une conclusion générale, nous essayerons de synthétiser les résultats trouvés pour en faire des recommandations.

CHAPITRE 1

ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION HYDROLOGIQUE

Rapport-Gratuit.com

1.1 Introduction

Dans le nouveau programme de la GIRE (Gestion Intégrée des Ressources en Eau), la modélisation hydrologique associée à l'outil informatique joue un rôle primordial dans la préservation de cette ressource et l'optimisation des ouvrages hydrauliques qui s'inscrivent dans le cadre de l'aménagement territorial du bassin versant.

En effet, cette modélisation appelée transformation pluie-débit à plusieurs données, certaines sont facilement déterminées comme les précipitations et d'autres présentent des lacunes comme les débits, que seuls ces modèles peuvent définir.

On n'a pas à signaler l'importance de ces débits pour la bonne gestion des bassins versants. En effet, connaître le passé c'est mieux gérer le futur, l'étude des risques hydrologiques et les prévisions de ces débits permettront une optimisation maximale des ouvrages hydrauliques dans un bassin versant.

Enfin, la modélisation hydrologique permet d'identifier les conditions d'écoulement dans des bassins versants non jaugés.

1.2 Hydrologie

1.2.1 Définition de l'hydrologie

L'hydrologie est la science qui étudie les eaux terrestres, leur origine, leur mouvement et leur répartition sur notre planète, leurs propriétés physiques et chimiques, leurs interactions avec l'environnement physique et biologique, et leur influence sur les activités humaines, (Antil et al, 2012). Au sens plus strict, c'est la science qui étudie le cycle de l'eau dans l'atmosphère, en surface (lacs et rivières) et dans le sol et le sous-sol. L'étude de l'hydrologie est souvent considérée comme une activité récente qui remplit essentiellement un but technique plutôt que scientifique.

1.2.2 Cycle de l'eau

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).

La réalité est plus complexe cependant, car le cycle de l'eau comprend plusieurs options de cheminements.

Les principaux cheminements de l'eau présentés à la figure 1.1, sont le produit de l'apport énergétique du rayonnement solaire et terrestre, et de l'accélération gravitationnelle. Sur terre, l'eau est stockée principalement dans les océans, l'évaporation à partir de ceux-ci demeure souvent identifiée comme le point de départ du cycle de l'eau. L'évaporation est causée par le réchauffement de la couche de surface des océans par le rayonnement solaire, ce qui entraîne ainsi de la vapeur d'eau vers l'atmosphère. Cette vapeur se déplace ensuite au gré des mouvements des masses d'air par des phénomènes de convection et d'advection. Soumise

à des conditions favorables, la vapeur d'eau se condense pour former les nuages et engendrer des précipitations sous forme de neige ou de pluie. (Antil et al, 2012).

Les cheminements de l'eau se diversifient pour les précipitations qui atteignent les continents. L'interception est la partie des précipitations captée par le couvert végétal ou retenue dans des dépressions en surface, qui retournera éventuellement dans l'atmosphère par évaporation. Une autre partie des précipitations s'accumule dans les régions nordiques ou montagneuses sous forme de neige et de glace. Ces réserves d'eau solide, tout comme les lacs et les océans, perdent une partie de leur contenu en faveur de l'atmosphère par suite d'un changement de phase de l'état solide à l'état gazeux, un processus nommé sublimation. Enfin, les pluies touchant le sol s'infiltrent en pénétrant par les interstices en surface et s'écoulent ensuite par gravité dans le sol non saturé (percolation) pour rejoindre les nappes d'eau profondes. Au pied des pentes, les nappes peuvent resurgir en surface et former une source approvisionnée par les écoulements souterrains. Ces écoulements convergent utilement vers les lacs et les rivières, et le cheminement de l'eau jusqu'aux océans se poursuit en surface. Si le sol est saturé ou si les précipitations dépassent la capacité d'infiltration, il se forme alors le ruissellement en surface qui approvisionne directement et rapidement lacs et rivières.

L'eau libérée par la fonte de la neige et de la glace est équivalente à une pluie différée qui entraînera infiltration et ruissellement. La biomasse en surface de la terre est également intégrée à la circulation de l'eau dans la biosphère. Les plantes extraient l'eau des sols puis la libèrent sous forme de vapeur d'eau par transpiration vers l'atmosphère. En plus de la transpiration, les apports d'eau vers l'atmosphère incluent l'évaporation à partir de la surface des sols, des lacs, des rivières et autres plans d'eau, ainsi que la sublimation de la neige et des lacs, accomplie essentiellement grâce à l'action du rayonnement solaire. Ainsi, une partie importante des précipitations sur les continents retourne à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau, bien avant de s'écouler par gravité jusqu'aux océans.

LE CYCLE HYDROLOGIQUE

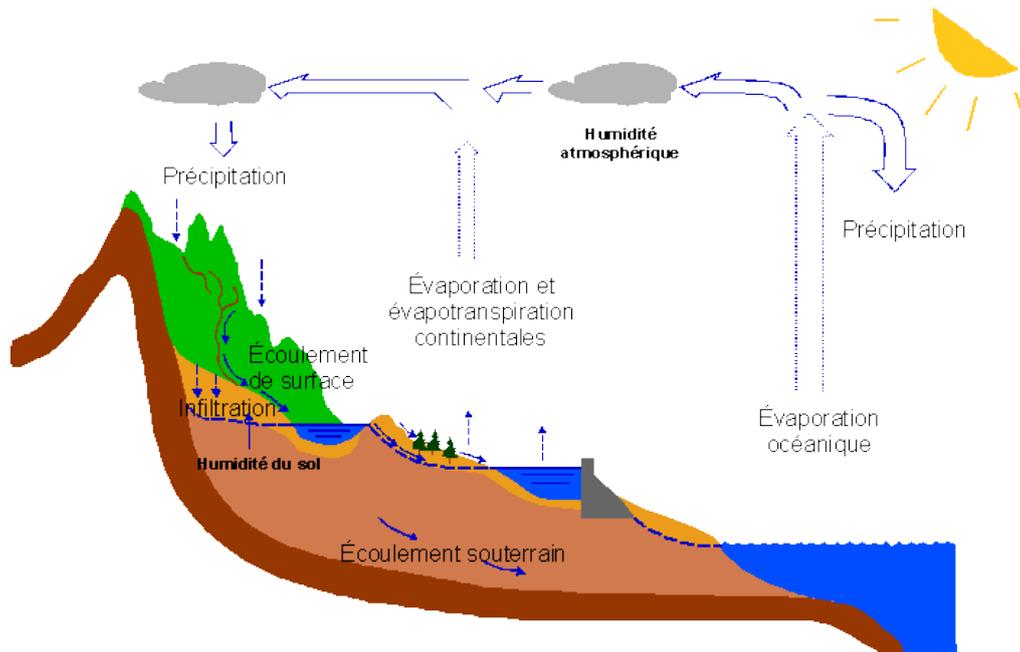


Figure 1.1 : Cycle hydrologique (Maidment, 1992).

1.2.3 Définition du bassin versant

Le bassin versant représente l'unité spatiale de référence pour l'hydrologie. Il est défini comme l'étendue drainée par un cours d'eau et ses affluents et limitée par une ligne de partage des eaux.

La notion de bassin versant est nettement plus complexe qu'il n'y paraît au premier abord. Complexe, car le bassin versant en tant qu'unité géographique de référence pour l'analyse du cycle hydrologique, requiert une définition sans équivoque. Complexe encore, car le bassin versant, au-delà de sa définition sensu stricto, peut-être compris de diverses manières.

Le bassin versant est une unité géographique définie à partir d'une section droite d'un cours d'eau et qui comprend toute la surface en amont de cette section de telle sorte que toute l'eau qui arrive sur cette surface transite, du moins en théorie, par cette section droite. Cette dernière est appelée émissaire ou exutoire du bassin versant. Le bassin versant est ainsi caractérisé par son exutoire, à partir duquel nous pouvons tracer le point de départ et d'arrivée de la ligne de partage des eaux qui le délimite (Musy, 2005) (fig.1.2).

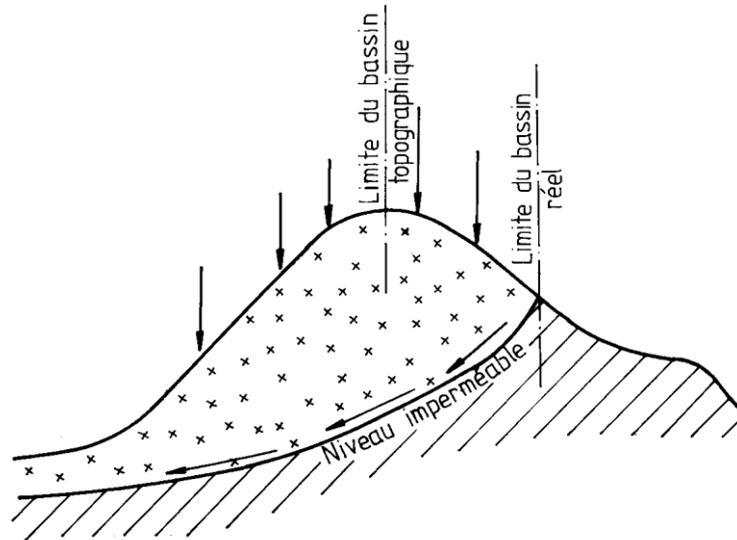


Figure 1.2 : Bassin versant topographique et bassin versant hydrologique. (Roche., 1963)

1.3 Modélisation hydrologique (Pluie-Débit)

1.3.1 Définition

D'après le dictionnaire de l'environnement, le modèle est « une représentation simplifiée, relativement abstraite, d'un processus, d'un système, en vue de le décrire, de l'expliquer ou de le prévoir ». La modélisation hydrologique est donc une représentation, partielle ou totale, du cycle de l'eau.

1.3.2 Objectifs de la modélisation

La modélisation pluie-débit a pour objectifs de répondre aux questions liées à l'eau comme ressource et comment la gérer.

Un modèle pluie-débit produit des débits, données relativement rares à partir de données disponibles comme les pluies, les températures et l'évapotranspiration.

Un modèle permet aussi de simuler les débits en dehors du domaine d'observation. Typiquement, un modèle pourra être utilisé pour reconstituer la dynamique de la ressource en eau sur une longue période, pour prévoir les crues à court ou moyen terme (Fleury et al., 2009), pour la prédétermination des crues ou des étiages, les débits associés aux périodes de retour d'événements extrêmes (Arnaud & Lavabre, 2000), pour les études d'impact relatives à des aménagements ou à un changement du climat, pour la simulation de variables d'état du bassin versant pour des modélisations annexes (Nalbantis, 1995). La transformation de la pluie en débit peut être décrite par les différentes facettes du risque hydrologique, en particulier les processus liés à la formation des crues et à l'apparition des étiages. Elle est censée, aussi, fournir des informations pour la gestion hydrologique et écologique du bassin versant étudié (Gnouma, 2006).

1.3.3 Intérêt de la modélisation

De manière générale, la modélisation consiste à remplacer un objet d'étude par un objet virtuel, ou modèle, qui permet d'extraire des informations sur l'objet réel. Le modèle imite ou reproduit les aspects de l'objet que l'on considère comme importants pour l'étude en cours. Il constitue en quelque sorte une copie de travail, dont les propriétés utiles pour la formulation d'un problème sont similaires, mais non identiques, à celles de l'objet réel. Le plus grand avantage de la modélisation est de pouvoir simuler et prévoir le comportement d'un objet ou système complexe à l'aide d'un modèle plus simple et/ou plus facile à résoudre.

Les applications des modèles pluie-débit sont multiples car souvent spécifiques, mais tous manifestent le besoin de comprendre la nature et le rôle des processus mis en jeu dans les écoulements, à l'intérieur des bassins versants. Nous pouvons les synthétiser de la façon suivante (Villeneuve et al, 1998) :

- faire avancer la connaissance et la compréhension des processus hydrologiques qui s'y déroulent.
- prédire ses états futurs en modifiant les variables d'entrée,
- étudier sa réponse à différents scénarios d'évolution de sa structure interne et de ses conditions aux limites

1.3.4 Choix du modèle

Le choix d'un modèle hydrologique se fait en fonction des éléments suivants :

- objectif de l'étude hydrologique : Les objectifs sont multiples selon lesquels, on peut négliger ou simplifier certains paramètres dans la modélisation,
- disponibilité de données : En dépit des incertitudes que présentent des modèles par rapport à d'autres, le manque de données nous contraint à les utiliser,
- nature du modèle : la robustesse et la simplicité du modèle influencent le choix en particulier dans le cas où le temps ou le coût présentent une contrainte. (Gherissi, 2018)

1.3.5 Etapes d'élaboration d'un modèle

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

- a. **Définir** le modèle et ses objectifs en termes de précision (Ambroise, 1998). 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 et 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.
- f. **Définir** le domaine de validité du modèle élaboré (Ambroise, 1998). La formulation mathématique du modèle est basée sur des équations simplifiées, selon certaines hypothèses concernant les conditions initiales et conditions aux limites.

Dans chaque modèle, On distingue quatre types de variables qui peuvent se trouver en totalité ou en partie dans chaque modèle (fig. 1.3) :

Variables d'entrée : il s'agit des entrées du modèle, qui dépendent du temps et/ou de l'espace (pluie, ETP, caractéristiques physiques et hydrodynamiques du milieu, ...),

Variables de sortie: le modèle répond par un ensemble de variables qui sont généralement les débits simulés à l'exutoire du bassin versant, mais qui peuvent parfois être aussi l'ETR, des niveaux piézométriques, etc.

Variables d'état: il s'agit des variables internes au système, elles permettant de caractériser l'état du système modélisé et peuvent évoluer en fonction du temps. Précisément, ces variables sont les niveaux de remplissage des différents réservoirs (neige / production / routage), taux de saturation des sols, profondeur des sols, pentes, ...),

Paramètres: servent à adapter la paramétrisation des lois régissant le fonctionnement du modèle, au bassin versant étudié, et fait intervenir des variables dont la valeur doit être déterminée par calage (conductivité hydraulique à saturation, ...).

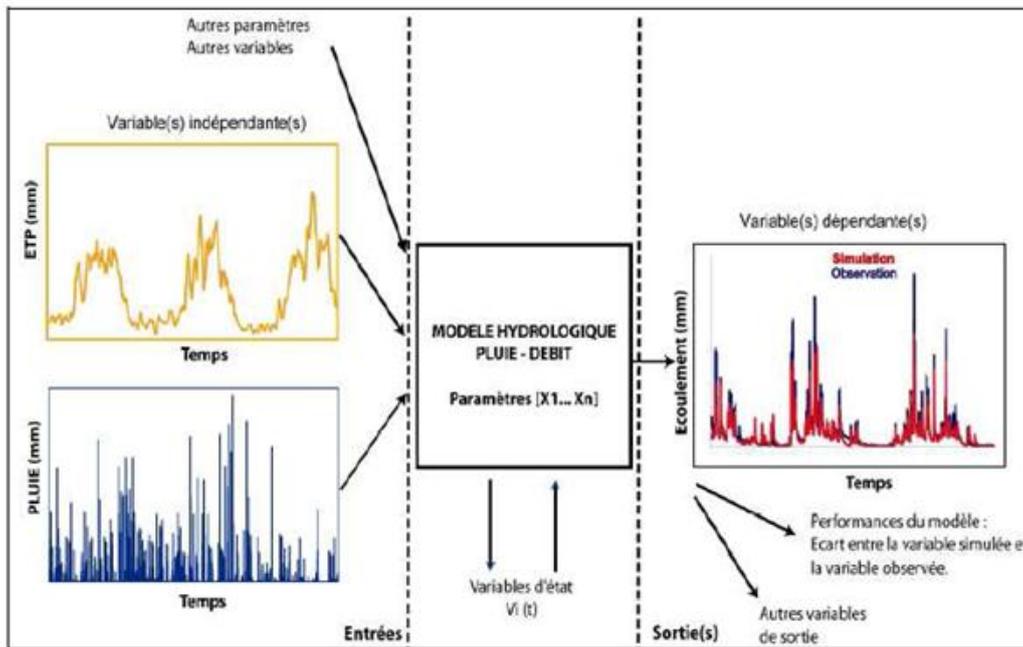


Figure 1.3: Représentation du fonctionnement d'un modèle Hydrologique (Mathevet, 2005).

Les variables cités ci-dessus contribuent dans la modélisation hydrologique par l'intermédiaire de deux fonctions : une **fonction de production** et une **fonction de transfert** (fig. 1.4) :

- a. **La fonction de production** : 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.
- b. **La fonction de transfert** : Une fois la pluie participant au ruissellement calculée, c'est le rôle de la fonction de transfert de déterminer l'hydrogramme à l'exutoire du bassin, résultant de la pluie nette.

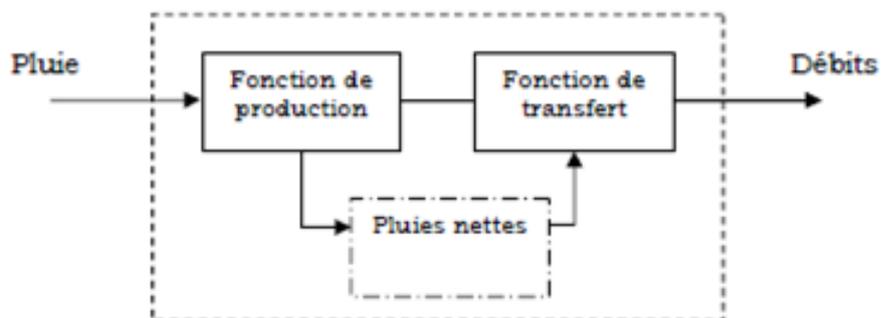


Figure 1.4: Schéma d'un modèle hydrologique (Boudhraa, 2007)

1.3.6 Typologie du modèle hydrologique

1.3.6.1 Modèles stochastiques

Jensen (1992) considère qu'une approche stochastique est un moyen rationnel de traiter la caractérisation spatiale de la variabilité, et d'établir un lien entre les incertitudes des paramètres et celles des prédictions. Refsgaard et Storm (1995) ont caractérisé ce type en tant que modèle qui se base sur des lois de probabilités connues et n'impliquent pas de relation de cause à effet entre les entrées et les sorties. Il ne demande aucune information a priori sur le système. Un modèle stochastique permet de générer, aléatoirement, des données par des lois de distributions particulières. L'une au moins des variables de forçage ou des variables d'état ou des paramètres est une variable aléatoire, par voies de conséquence, la ou les variables de sortie sont des variables aléatoires (Gaume, 2000).

1.3.6.2 Modèles déterministes

Selon Hermassi (2003), un modèle est déterministe si aucune de ses grandeurs n'est considérée comme aléatoire et lorsque la réponse du système est à caractère déductif dominant. Ces modèles associés à chaque jeu de variables de forçage (variables indépendantes d'entrée du modèle, peuvent être essentiellement des mesures de pluie), de variables d'état (variable permettant de caractériser l'état du système modélisé, par exemple : le niveau de remplissage des différents « réservoirs » d'eau du bassin versant, taux de saturation des sols, profondeur des sols...etc.) et de paramètres, une valeur de réalisation unique des variables de sortie (il s'agit essentiellement des débits simulés à l'exutoire d'un bassin versant). (Maftai, 2002).

1.3.6.3 Modèles physiques

Selon Mailhot (1998) In (Yérîma, 2002), le modèle à bases physiques est un modèle dont les équations ont été déduites à partir des principes de base de la physique (conservation de masse, quantité de mouvement, quantité d'énergie...), et dont la forme finale simplifiée contient des paramètres qui ont un sens physique. Ces paramètres peuvent être estimés à priori à partir des différentes caractéristiques physiques, et éventuellement un calage (Loumagne *et al*, 1991).

1.3.6.4 Modèles mathématiques

Ils décrivent le processus hydrologique à l'aide des équations mathématiques qui relient les variables d'entrée et de sortie (*in* Berrezoug, 2016)

1.3.6.5 Modèles empiriques

Ils sont utilisés pour reproduire le comportement global du système sans décrire les processus élémentaires. Ils sont généralement de type boîte noire sous la forme débit = f (pluie) où f est déterminée par une régression effectuée sur les chroniques pluie-débit (Ambroise, 1991).

1.3.6.6 Modèles conceptuels

Selon Ambroise (1991), ce modèle est basé sur la connaissance des phénomènes physiques qui agissent sur les entrées pour obtenir les sorties. Sa structure est définie comme un assemblage de réservoirs d'humidité, interconnectés et qui sont censés représenter plusieurs niveaux de stockages, suivant une dimension verticale. Le modèle intègre des paramètres permettant d'adapter celui-ci aux caractéristiques du cas d'étude et aux objectifs d'utilisation.

1.3.6.7 Modèles spatiales

Ils tiennent compte de la variabilité spatiale du processus et des variables d'entrée, ils sont plus avantageux que les modèles globaux. Dans le cas où les composants du système ne sont pas complètement spatialisés, on parle de modèles semi spatialisés. (in Berrezoug, 2016).

1.3.6.8 Modèles globaux

D'après Maison (2000), le modèle global s'applique globalement sur l'ensemble d'un bassin versant (approche par bilan) qui est considéré comme entité homogène. On utilise dans ce type de modèles des valeurs représentatives moyennes. Un exemple de ce type de modèle est le modèle du Génie rural (GR).

Les approches habituellement utilisées dans la modélisation pluie-débit données par (Gaume, 2002) sont illustrés dans la figure I.5 :

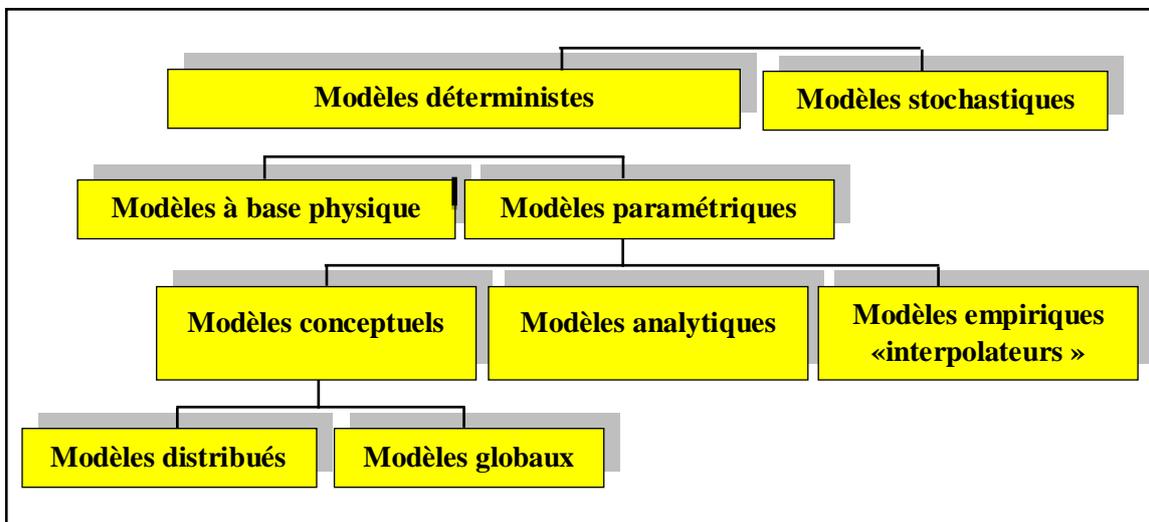


Figure 1.5: Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002).

1.4 Modèles de transformation Pluie – Débit

1.4.1 Introduction

Prévoir le futur aide à mieux gérer le présent. Ceci est vrai aussi dans le domaine de l'eau où le gestionnaire d'un système hydrique est intéressé à connaître les débits futurs qui alimentent les réservoirs. Comme les données de base sont les variables climatologiques, il faut connaître les relations entre ces dernières et le débit dans la rivière. Ces transformations permettent de relier les précipitations enregistrées ou prévues, aux débits d'eau observés ou prévus à certains endroits stratégiques dans une rivière ou dans un réseau d'égout.

1.4.2 Présentation de quelques modèles

1.4.2.1 Modèle MIKE-SHI

Ce modèle d'inspiration mécanique est le fruit d'une collaboration entre le Danish Hydrologic Institute, le British Institute of hydrology et la SOGREAH. Le logiciel MIKE SHE (Système Hydrologique Européen) a pour objet la modélisation de la partie continentale du cycle de l'eau et peut être, en théorie appliqué à des surfaces allant de la parcelle à la totalité du bassin versant (Maison, 2000). Parmi les domaines d'application de MIKE SHI, nous retrouvons l'étude classique de la dynamique du bassin versant, ainsi que le suivi des pollutions, mais également, dans un contexte plus tourné vers la prévision, les études d'impacts relatives aux modifications du bassin (occupation des sols, aménagement, ...) ou de scénarios climatiques (sécheresse, fortes pluies, ...).

Le caractère mécaniste de ce modèle provient de l'utilisation de différents modèles mathématiques pour décrire chacune des composantes du cycle hydrologique et du cycle des polluants (Maftai, 2002).

Le logiciel est distribué en mailles de calcul carrées. Le cœur du logiciel se nomme MIKE SHI WM (Water Movement). Il est constitué de 6 modules interconnectés qui représentent chacun un compartiment hydrologique (De Bruyn, 2004) :

- la fonte des neiges,
- l'évapotranspiration et l'interception de la pluie par le feuillage,
- les écoulements de surface (ruissellement et écoulement en rivière),
- les écoulements de la zone saturée,
- l'irrigation.

D'autres modules spécifiques peuvent être couplés à MIKE SHI WM (concerne l'hydrodynamique du bassin) et notamment :

- MIKE SHI AD (Advection, Dispersion) qui permet la simulation du transport de substance (transport des solutés),
- MIKE SHE ADM (Adsorption, Dégradation, Module) qui simule l'adsorption et la dégradation de substances chimiques.

1.4.2.2 Modèle CEQUEAU

- **Réservoir sol**

La pluie brute P est dissociée en deux parties (à partir d'une certaine lame d'eau HRIMP) (figure 1.6) par un coefficient TRI, l'une ruisselant sur les zones imperméables, l'autre alimentant le réservoir sol. En dessous de HRIMP, il n'y a pas de ruissellement. Le réservoir sol de niveau HS et de capacité maximale HSOL reçoit la partie $(1 - TRI).P$. Le réservoir se vidange en trois sorties : l'une est une vidange linéaire à partir d'un seuil HINT suivant :

$$Q1 = CVSI. (HS - HINT) \quad (1.1)$$

Où CVSI est une constante de vidange, la deuxième est également une vidange linéaire :

$$Q2 = CVSB. HS \quad (1.2)$$

Où, CVSB est une constante de vidange, la troisième représente les infiltrations I vers le réservoir eau souterraine, qui ne se produisent qu'au-dessus d'un seuil HINTF :

$$I = TOINF. (HS - HINTF) \quad (1.3)$$

Où, TOINF est une constante. Le débordement du réservoir contribue à l'écoulement de surface. Le réservoir est soumis à l'évaporation E fonction de l'ETP :

Si $HS > HINT$, $E = ETP$,

Si $HS \leq HINT$, $E = ETP. HS/HINT$

- **Réservoir eau souterraine**

Il reçoit les infiltrations I du réservoir sol. De niveau HN, il se vidange de façon linéaire en deux sorties : un débit hypodermique Q3 au-dessus d'un seuil HNAP avec une constante CVNH :

$$Q3 = CVNH. (HN - HNAP) \quad (1.4)$$

Et un débit de base plus lent avec une constante CVNB :

$$Q4 = CVNB. HN \quad (1.5)$$

- **Débit total**

Le débit total est la somme des débits de ruissellement et des débits Q1, Q2, Q3 et Q4.

- TRI : Coefficient de partage de la pluie,
- HRIMP : Seuil de début de ruissellement sur les surfaces imperméables,
- HSOL : Capacité maximale du réservoir sol,
- HINF : Seuil d'infiltration,
- HINT, HNAP : Seuils d'écoulement,
- TOINF : Constante d'infiltration,
- CVSI, CVSB, CVNH, CVNB : Constantes de vidange.

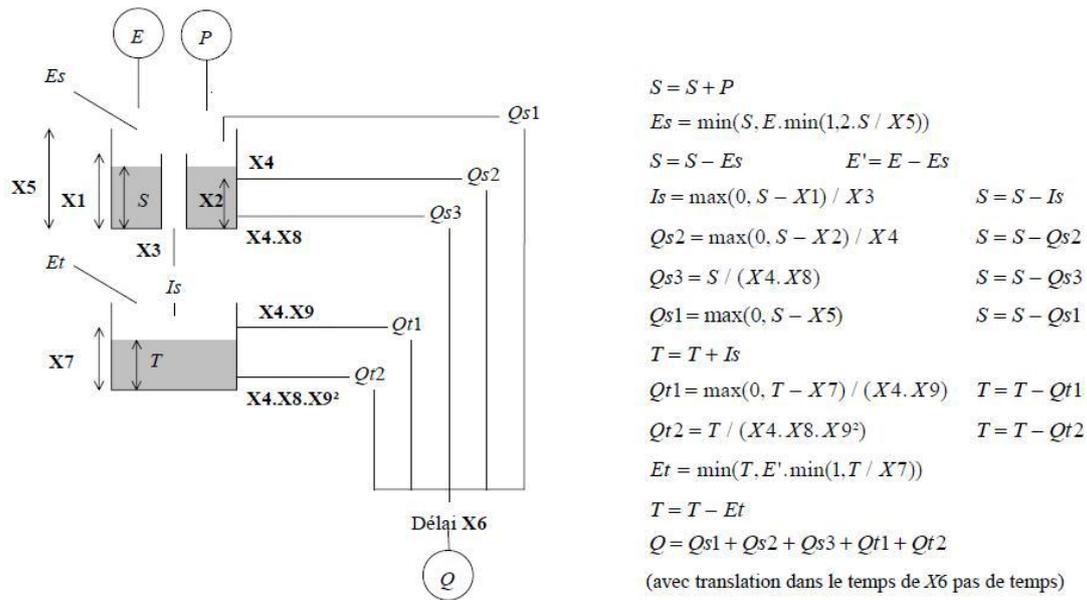


Figure 1.6 Schéma de la structure du modèle CEQUEAU (in Djellouli , 2017).

1.4.2.3 Modèle TOPMODEL

TOPMODEL est un modèle hydrologique distribué fondé sur le concept d'aires contributives variables, initialement proposé par Cappus (1960). Ce modèle prédit, à chaque pas de temps, la distribution spatiale du contenu en eau au sein des différentes mailles du modèle numérique de terrain (MNT) du bassin versant considéré. Ce contenu en eau est calculé en fonction de la distribution d'un indice de similarité hydrologique et du déficit en eau moyen sur le bassin versant. Initialement, l'indice de similarité hydrologique était un indice topographique "pur" exprimé comme

$$K = \ln\left(\frac{a}{\tan\beta}\right) \quad (1.6)$$

Où, a est l'aire drainée par unité de largeur de versant (m) et $\tan\beta$ (-) la pente topographique locale utilisée comme approximation du gradient hydraulique de la nappe perchée. Le déficit moyen est calculé à partir d'un bilan d'eau à chaque pas de temps (Beven et al. 1995)

Deux nouvelles fonctionnalités sont à signaler :

Une évaluation améliorée du bilan en eau permettant une meilleure satisfaction de la conservation de la masse (Saulnier et Datin, 2000, Habetset Saulnier 2001).

La prise en compte explicite de la variabilité spatiale de la pluie (Datin, 1998) par le biais d'un indice dynamique de similarité hydrologique défini comme :

$$\sigma_{i,t} = \ln\left(\frac{a_{i,t} R_{i,t}}{\tan\beta_i}\right) \quad (1.7)$$

Où : $a_{i,t}$ (m) est la surface drainée par unité de largeur de versant, $\tan\beta_i$ (-) la pente topographique locale et $R_{i,t}$ (m/h) la recharge de la nappe perchée. Celle-ci est autorisée à varier dans l'espace en fonction de la pluie, ce qui conduit également à considérer des aires drainées variables (entre 0 et la surface drainée "topographique") pour chaque pixel.

TOPODYN est utilisé en mode "événementiel" et peut éventuellement prendre en compte la variabilité des caractéristiques des sols sur le bassin versant. Comme TOPMODEL, il requiert le calage de 4 paramètres : K_0 (m/h) et m (m), la conductivité à saturation et le paramètre de forme de la courbe de décroissance exponentielle de la transmissivité du sol avec la profondeur, SR_{Max} (m), le niveau maximal d'un réservoir représentant les pertes par interception et dans la zone racinaire, $Inter$ (m/h), le taux maximum de perte par interception et évapotranspiration. A chaque pas de temps, les flux drainés depuis les réservoirs de subsurface sont transférés à l'exutoire par un algorithme de routage fondé sur le concept de courbes isochrones. Le ruissellement direct des zones contributives est par ailleurs convolué avec l'hydrogramme unitaire déduit de la méthode DPFT-Erudhit.

1.4.2.4 Modèle WATER WARE

Water Ware (Environmental Software and Service Gmbh), il s'agit d'un modèle organisé autour d'un système d'information géographique (SIG) et de bases de données. Ce logiciel est modulable et ainsi peuvent lui être adjoints de nouveaux modèles ou, au contraire, toute substitution est possible. La version classique de WATER WARE repose sur sept modèles. Nous notons à ce niveau la disparité des modélisations utilisées.

En effet, le ruissellement et le bilan hydrique en général sont modélisés à partir d'un modèle conceptuel à réservoirs, alors que la qualité des eaux simulée par un modèle monodimensionnel de transport par advection et la qualité des eaux est représentée par un modèle stochastique.

Ce modèle, est conçu dans une optique pratique. En effet, il ne s'agit pas du tout de réaliser un modèle de recherche dans lequel l'accent sera mis sur l'utilisation de modélisations mathématiques en vue d'améliorer ou de mieux appréhender leur résolution, mais plutôt d'un modèle à vocation pratique où les modèles utilisés ont déjà été éprouvés.

1.4.2.5 Modèle GIBSI

Ce modèle, développé à l'INRS-Eau du Québec (1995), est un système de modélisation intégrée incluant notamment un SIG et plusieurs modèles de simulation phénoménologique. L'objectif de ce modèle est d'être un outil convivial destiné à examiner l'impact de différents scénarios sur les ressources en eaux d'un bassin versant.

GIBSI repose sur l'utilisation de quatre modèles, ce qui lui confère un caractère modulaire et donc la possibilité d'ajouter ou de remplacer chacun des modèles. Le modèle HYDROTEL, qui constitue le noyau du modèle GIBSI permet notamment l'interpolation des données pluviométriques sur bassin versant (prise en compte de l'hétérogénéité des précipitations), le calcul de l'évapotranspiration, la simulation du ruissellement, de la fonte des neiges et de l'hydrodynamique classique en rivière. L'érosion est ensuite inspirée du modèle USLE/RUSLE (Universal Soil Erosion Equation) (Wischmeier et Smith, 1978 et Renard, 1997 in Maison, 2000), alors que le transport et la transformation de l'azote, du phosphore et des pesticides sont réalisés par le modèle SWAT/EPIC (Mitchell *et al*, in Maison, 2000).

Il est intéressant de noter que ce modèle suit une chronologie bien précise en ce qui concerne l'application successive des différents modèles (fig.1.7).

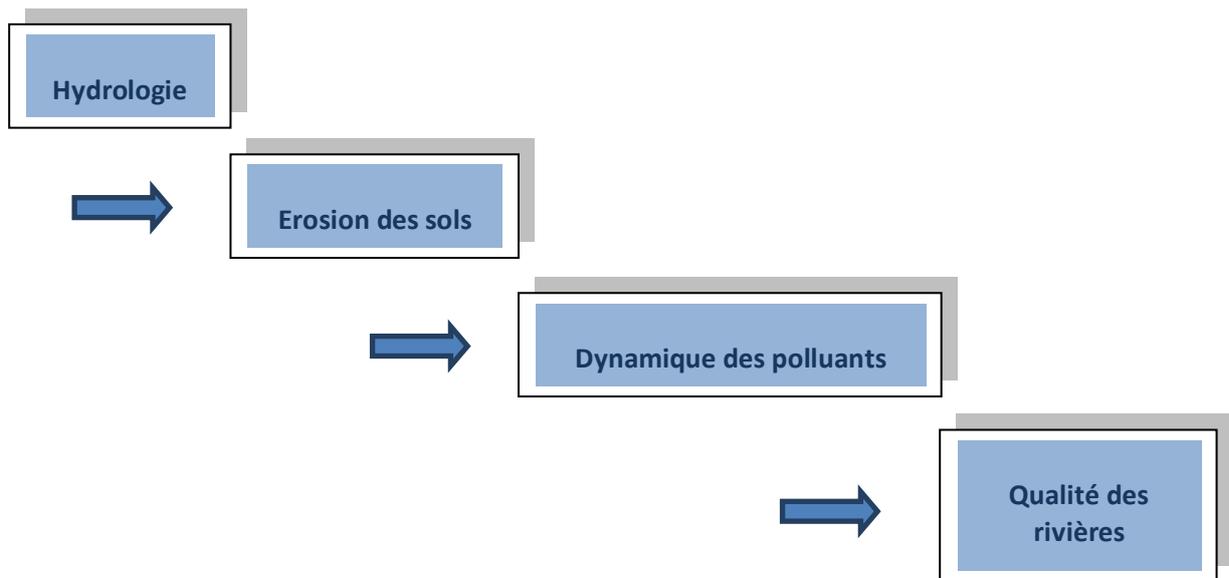


Figure 1.7: Chronologie des modélisations utilisées dans GIBSI (*in* Djellouli, 2017).

1.4.2.6 Modèle neuronal

Les réseaux de neurones font partie de la catégorie des modèles « boîtes noires », c'est un nouveau type de modèle. Ils ont été bâtis en s'inspirant de systèmes nerveux biologiques mais c'est en s'éloignant de cette inspiration biologique pour prendre une tournure purement mathématique que les réseaux de neurones ont connu un essor. Les modèles à réseaux de neurones sont une alternative mathématique à la description physique des systèmes hydrologiques.

Un neurone formel est tout simplement la représentation physique d'un neurone biologique. Chaque neurone émet donc un signal en fonction des signaux lui parvenant des autres neurones.

Le réseau de neurones consiste alors en une arborescence de neurones avec des contacts synaptiques, tout comme dans un corps vivant. Chaque signal (potentiel d'action) émis par un neurone sera pondéré afin de lui conférer une efficacité synaptique, tout comme les signaux électriques parcourant à plus ou moins forte intensité d'un système nerveux.

La réalisation d'un réseau de neurones efficace passe donc par la réalisation d'une architecture adéquate et la pondération correcte de chaque potentiel d'action. Cette dernière est effectuée notamment par un forçage via un algorithme de convergence des poids de telle manière à ce que la présentation des objets d'entrée donne en sortie l'objet qui lui est associé. Il est intéressant de noter que chaque neurone ne fournit pas forcément une réponse linéaire, somme pondérée des entrées, mais peut fournir une réponse qui est une fonction de ces entrées. C'est un système de calcul composé d'éléments de traitement simples fortement interconnectés, qui traitent l'information par leur changement d'état dynamique en réponse à une entrée externe (Riad, 2003).

Les réseaux de neurones constituent aujourd'hui un outil efficace lorsque les systèmes à modéliser sont fortement non-linéaires ou mal connus du point de vue de leur dynamique. Ils sont utilisés en hydrologie pour prédire les variations de débits des rivières au sein de leur

bassin versant (Campolo *et al*, 1999 in Maison, 2000), pour traiter les problèmes de pollution des sols (Krom, 1999 in Maison, 2000) ou encore pour décrire le comportement d'un bassin versant (Pulido *et al*, 1999 in Maison, 2000).

C'est un outil efficace pour décrire les relations entrées-sorties d'un bassin versant, mais demeure une boîte noire en ce qui concerne la dynamique du système.

1.4.2.7 Modèle BOORMAN

- **Couche supérieure du réservoir sol**

Elle reçoit la pluie brute P (figure 1.8). Le niveau SU est mis à jour par :

$$SU_t = SU_{t-1} + P \tag{1.8}$$

Le contenu du réservoir est soumis à une évapotranspiration potentielle.

Des infiltrations Qi vers la couche inférieure du réservoir sol sont données par :

$$Q_i = \min(C_i, SU_t) \tag{1.9}$$

Où Ci est une constante. Les infiltrations se produisent dans la limite de la capacité maximale de la couche inférieure de sol. La couche supérieure du réservoir sol se vidange d'autre part de façon linéaire en un débit Qo avec une constante de vidange K₁

$$Q_{ot} = K_1 \cdot SU_t \tag{1.10}$$

- **Couche inférieure du réservoir sol (μ)**

La couche inférieure de sol reçoit les infiltrations Qi dans la limite de la capacité maximale S_{max} de la couche inférieure. L'excédent d'infiltration reste dans la couche supérieure du réservoir sol. Le restant d'évapotranspiration PE' agit sur la couche inférieure à

un taux commandé par le taux de remplissage du réservoir :

$$AE = (SL_t/S_{max}) \cdot PE' \tag{1.11}$$

Où, AE est l'évapotranspiration réelle et SLt le niveau dans la couche inférieure du réservoir sol.

Ce réservoir se vidange en un débit de base Qb de façon linéaire avec une constante K₂ :

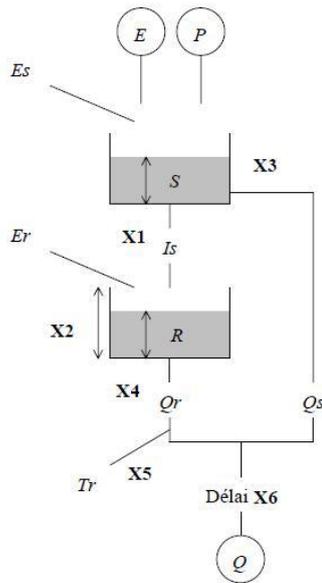
$$Q_{bt} = K_2 \cdot SL_t \tag{1.12}$$

Une fraction de ce débit (Qb. cl) où cl est un coefficient compris entre 0 et 1 se perd en percolations profondes.

- **Débit total**

Le débit total est la somme de Qo et (1 - cl).Qb.

- S_{max} : Capacité maximale de la couche inférieure de sol,
- ci : Constante d'infiltration
- K₁, K₂ : Constantes de vidange
- cl : Coefficient de partage pour percolations profondes



$$\begin{aligned}
 S &= S + P \\
 Es &= \min(E, S) & E' &= E - Es \\
 Qs &= S / X3 & S &= S - Qs \\
 Is &= \min(S, X1) & Is &= \min(Is, X2 - R) & S &= S - Is \\
 R &= R + Is \\
 Er &= \min\left(R, E' \cdot \frac{R}{X2}\right) & R &= R - Er \\
 Qr &= R / X4 & R &= R - Qr \\
 Tr &= Qr \cdot X5 & Qr &= Qr - Tr \\
 Q &= Qs + Qr \\
 && && & \text{(avec translation dans le temps de } X6 \text{ pas de temps)}
 \end{aligned}$$

Figure 1.8: Schéma de la structure du modèle BOORMAN, (in Djellouli, 2017).

Avec les paramètres suivants :

- Paramètre X1 : Paramètre d'infiltration,
- Paramètre X2 : Capacité de la couche inférieure du réservoir sol,
- Paramètre X3 : Constante de vidange linéaire du réservoir sol,
- Paramètre X4 : Constante de vidange du réservoir inférieur,
- Paramètre X5 : Paramètres de percolations profondes,
- Paramètre X6 : Délai.

1.4.2.8 Modèle BUCKET

La pluie brute P est divisée en deux composantes d'écoulement (fig.1.9), l'une

$$P' = (1 - \alpha).P \tag{1.13}$$

transitant par le réservoir sol,

l'autre ($\alpha.P$) représentant le ruissellement direct.

Réservoir sol

La partie P' de la pluie brute transite par un réservoir où elle est soumise à l'ETP. La quantité de pluie qui excède la capacité maximale S_{max} du réservoir se déverse dans le réservoir de routage. Les variations du niveau S du réservoir sol suivent le schéma :

si $P' \geq ETP$,

$$S_i = \min \{(P' - ETP) + S_{i-1} ; S_{max}\} \tag{1.14}$$

si $P' < ETP$,

$$S_i = S_{i-1} \cdot \exp [-(ETP - P') / S_{max}] \tag{1.15}$$

Le débordement du réservoir sol contribue à l'écoulement :

$$\Delta Q = (P' - ETP) + S_{i-1} - S_{\max} \tag{1.16}$$

Si, $P' > ETP$ et $S_i = S_{\max}$

$$\Delta Q = 0 \tag{1.17}$$

Réservoir de routage

Le réservoir de routage reçoit le surplus ΔQ . Celui-ci se partage entre une partie destinée à augmenter l'humidité du réservoir sol et une partie destinée à l'écoulement. Le débit du réservoir est donné par :

$$R = (1 - \lambda) \cdot (Q_{i-1} + \Delta Q) \tag{1.18}$$

Tandis que le nouvel état d'humidité Q_i est donné par :

$$Q_i = \lambda \cdot (Q_{i-1} + \Delta Q) \tag{1.19}$$

Où, λ est un paramètre compris entre 0 et 1.

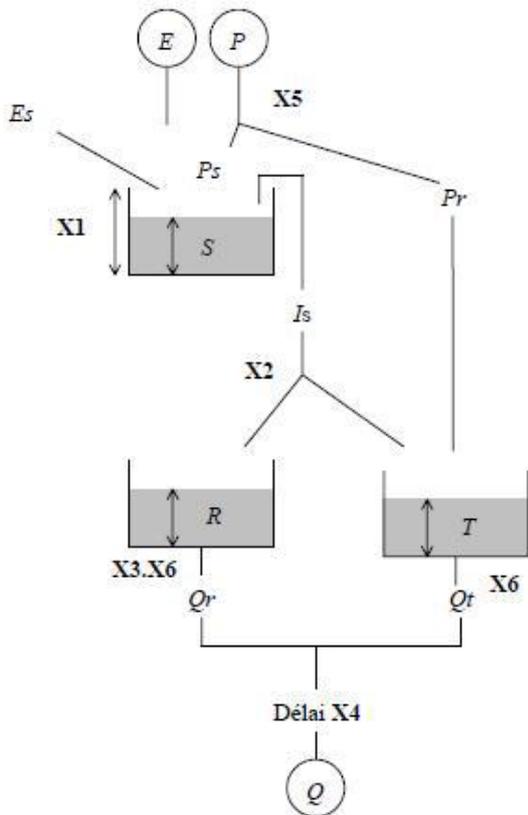
Débit total

Le débit total est la somme du ruissellement direct ($\alpha.P$) et du débit du réservoir de routage.

A : Coefficient de séparation des écoulements,

S_{\max} : Capacité maximale du réservoir sol,

λ : Constante de vidange du réservoir de routage.



$$P_5 = (1 - X_5) \cdot P$$

$$Pr = P - P_5$$

si $P_5 \geq E$,

$$S = S + P_5 - E$$

$$I_s = \max(0, S - X_1)$$

$$S = S - I_s$$

si $P_5 < E$,

$$S = S \cdot \exp\left(\frac{P_5 - E}{X_1}\right)$$

$$I_s = 0$$

$$R = R + I_s \cdot (1 - X_2)$$

$$Q_r = R / (X_3 \cdot X_6)$$

$$R = R - Q_r$$

$$T = T + Pr + I_s \cdot X_2$$

$$Q_t = T / X_6$$

$$T = T - Q_t$$

$$Q = Q_t + Q_r$$

(avec translation dans le temps de X_4 pas de temps)

Figure 1.9: Schéma de la structure du modèle BUCKET, (in Djellouli, 2017)

avec :

- Paramètre X_1 : Capacité du réservoir sol,
- Paramètre X_2 : Constante de dissociation du débordement du réservoir sol,

- Paramètre X3 : Constante de vidange du réservoir de routage,
- Paramètre X4 : Délai,
- Paramètre X5 : Coefficient de partition de la pluie,
- Paramètre X6 : Constante de vidange du réservoir de routage.

1.4.2.9 Modèle GEORGAKAKOS

- **Couche sol supérieure**

La couche supérieure de sol reçoit la pluie p. Cette couche est soumise à une évapotranspiration e_1 définie par :

$$e_1 = ETP \cdot X_1 / X_{01} \tag{1.20}$$

où, X_1 est le niveau de la couche supérieure de sol, X_{01} sa capacité maximale et ETP l'évapotranspiration potentielle. La couche de sol se vidange en trois sorties. Un débit de surface s_1 est calculé par :

$$s_1 = p \cdot (X_1 / X_{01})^m \tag{1.21}$$

Où, m est un exposant. Ce débit ne se produit que lorsque le niveau du réservoir excède la capacité maximale. Le débit hypodermique i correspond à une vidange linéaire de la couche sol :

$$i = C_1 \cdot X_1 \tag{1.22}$$

où C_1 est une constante.

Des percolations t vont de la couche supérieure de sol vers la couche inférieure :

$$t = C_3 \cdot X_{02} \cdot [1 + C_2 (1 - X_2/X_{02})^2] \cdot (X_1/X_{01}) \tag{1.23}$$

Où, C_2 et C_3 sont des constantes, X_2 est le niveau de la couche inférieure de sol et X_{02} sa capacité maximale.

- **Couche sol inférieure**

De capacité maximale X_{02} et de niveau X_2 , elle reçoit les percolations t venant de la couche supérieure. Elle est soumise au restant d'évapotranspiration e_2 sous le même schéma que la couche supérieure. Elle se vidange en un débit de base b_2 et des percolations profondes g_2 donnés par :

$$b_2 = 1 / (1 + C_4) \cdot C_3 \cdot X_2 \tag{1.24}$$

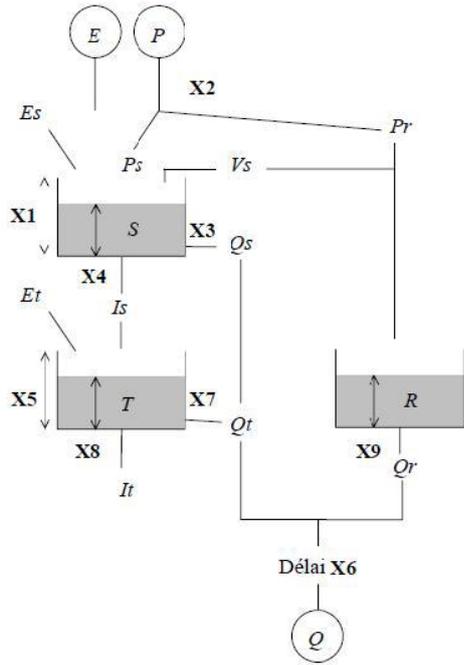
$$g_2 = C_4 / (1 + C_4) \cdot C_3 \cdot X_2 \tag{1.25}$$

Où C_3 et C_4 sont des constantes.

- **Débit total**

Le débit total est la somme des débits hypodermique i_1 , de surface s_1 et de base b_2 .

- X_{01} , X_{02} : Capacités maximales des deux couches sol,
- m : Exposant
- C_1 , C_2 , C_3 , C_4 : Paramètres d'écoulement



$$Pr = P \cdot \left(\frac{S}{X1}\right)^{X2} \quad Ps = P - Pr$$

$$S = S + Ps$$

$$Vs = \max(0, S - X1) \quad S = S - Vs \quad Pr = Pr + Vs$$

$$Qs = S / X3 \quad S = S - Qs$$

$$Ism = X4 \cdot \left(1 - \frac{T}{X5}\right)^2 \cdot \frac{S}{X1} \quad Is = \min(Ism, \min(S, X5 - T))$$

$$S = S - Is \quad T = T + Is$$

$$Es = \min\left(S, E \cdot \frac{S}{X1}\right) \quad S = S - Es \quad E' = E - Es$$

$$Et = T / X8 \quad T = T - Et$$

$$It = T / X8 \quad T = T - It$$

$$Qt = T / X7 \quad T = T - Qt$$

$$Et = \min\left(T, E' \cdot \frac{T}{X5}\right) \quad T = T - Et$$

$$R = R + Pr$$

$$Qr = R / X9 \quad R = R - Qr$$

$$Q = Qs + Qt + Qr$$

(avec translation dans le temps de X6 pas de temps)

Figure 1.10: Schéma de la structure du modèle GEORGAKAKOS (in Djellouli, 2017).

Avec :

- Paramètre X₁ : Capacité couche superficielle,
- Paramètre X₂ : Exposant du ruissellement,
- Paramètre X₃ : Constante de vidange linéaire du réservoir de surface,
- Paramètre X₄ : Constante de percolation,
- Paramètre X₅ : Capacité maximale du réservoir souterrain,
- Paramètre X₆ : Délai,
- Paramètre X₇ : Constante de vidange linéaire du réservoir souterrain,
- Paramètre X₈ : Paramètre de percolations profondes,
- Paramètre X₉ : Constante de vidange du réservoir de routage.

1.4.2.10 Modèle PDM (Probability Distributed Model)

C'est un modèle conceptuel pluie-débit dans lequel la pluviométrie et l'évaporation seront utilisées pour calculer une série temporelle de débits à l'exutoire d'un bassin versant. Sur la base de séries temporelles de pluviométrie et d'évapotranspiration et sur la base d'une combinaison de paramètres qui peuvent être adaptés, le modèle PDM dispose de la possibilité de calculer les débits à l'exutoire et de les caler vis-à-vis d'une série de données existantes. Le modèle pluie-débit « PDM » probabilité de distribution de stockage d'humidité de sol est un modèle conceptuel assez générale qui transforme les donnée de précipitations et de l'évaporation à un débit écoulé à l'exutoire du bassin versant (Moore, 1985, 1986, 1999, Institut d'hydrologie, 1992, 1996). La figure 1.11, illustre la forme générale du modèle.(Djellouli, 2014).

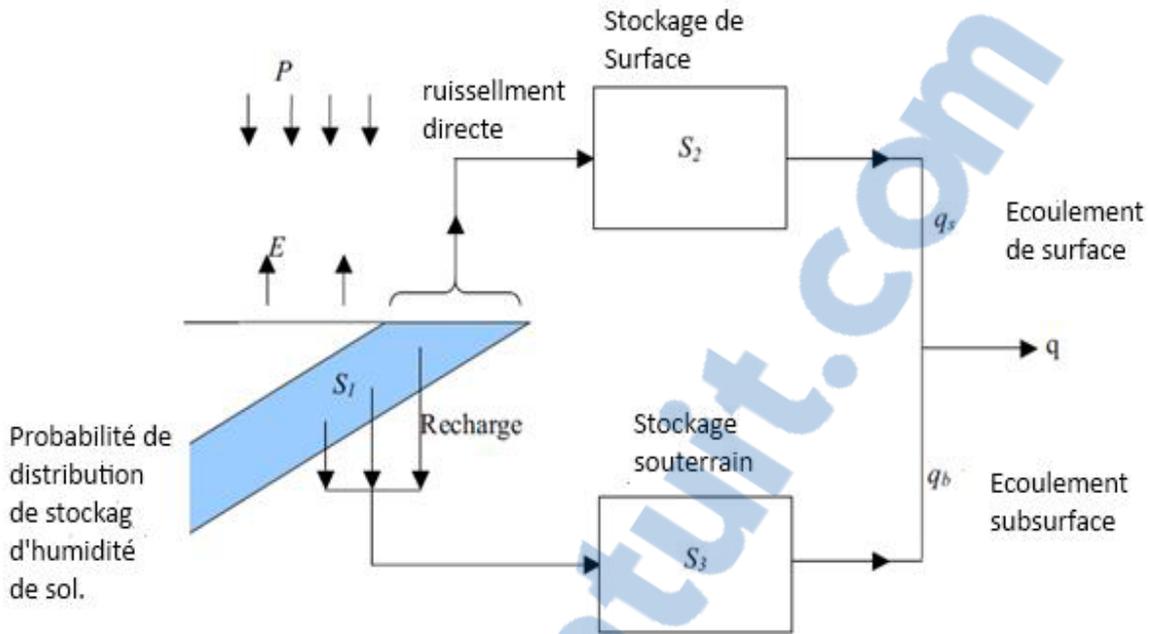


Figure 1.11: Modèle pluie-débit PDM.

1.4.2.11 Modèle rationnelle

Malgré sa simplicité, la méthode rationnelle a été intensément utilisée pour concevoir la quasi-totalité des réseaux d'égouts pluviaux en Amérique du Nord.

La méthode rationnelle est exprimée par la relation :

$$Q = K \cdot C \cdot i \cdot A \tag{1.26}$$

Où :

Q : Débit de pointe (m³/s),

C : Coefficient de ruissellement (compris entre 0 et 1),

A : Superficie du bassin versant (hectares),

K : Facteur de conversion=0.0028,

I : Intensité des précipitations (mm/h), supposée constante et uniforme sur tout le bassin versant durant toute la durée de la pluie.

La méthode rationnelle fait abstraction de la distribution spatio-temporelle de l'averse. Les intensités utilisées sont tirées des courbes d'intensité-durée-fréquence IDF et sont appliquées uniformément sur l'ensemble du bassin.

La formule la plus couramment utilisée pour représenter la courbe IDF est celle de Grisollet (1948) :

$$i(t, T) = \frac{A(T)}{t+B(T)} \tag{1.27}$$

la formule de Montana se présente sous la forme :

$$i(t, T) = A(T) t^{B(T)} \tag{1.28}$$

Dans ces formules, i représente l'intensité de la pluie en fonction du temps t pour une période de retour donnée T. A, B sont des constantes propres à chaque région et à chaque période de

retour T. Ces constantes doivent être déterminées à partir des mesures historiques de la pluie. Lorsqu'on qualifie une intensité de pluie de décennale ou quinquennale, ceci signifie que la probabilité d'observer une intensité de pluie qui lui est égale ou supérieure est respectivement 1/10 ou 1/5. D'une manière générale, la période de retour T d'une intensité I_T se définit par la probabilité $P(I \geq I_T) = 1/T$. Le débit généré par l'intensité I_T et calculé par la formule

$$Q = K \cdot C \cdot i \cdot A$$

doit avoir la même période de retour de la pluie. (Bennis, 2007)

1.4.2.12 Modèle Hydrogramme Unitaire (HU)

On appelle hydrogramme unitaire (HU), l'hydrogramme résultant d'une averse uniforme sur le bassin, donnant une lame de ruissellement d'une hauteur d'un millimètre ou d'un pouce (fig.1.12)

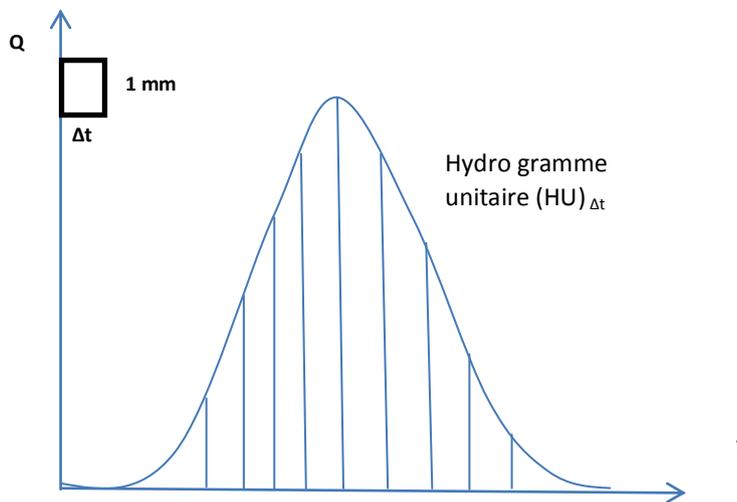


Figure 1.12. Hydrogramme unitaire.

L'hydrogramme unitaire fait référence à la durée Δt de la pluie qui a généré la lame de 1 millimètre. Ainsi on note $(HU)_{\Delta t}$.

Pour appliquer la méthode de l'hydrogramme unitaire dans les meilleures conditions, on choisit un cas de précipitations parmi celles enregistrées, dont la durée $t_r = t_c/3$ ou $t_c/5$. Ceci suppose bien sûr que le temps de concentration t_c du bassin étudié a déjà été calculé.

L'écoulement de base est séparé du ruissellement de surface à partir de l'hydrogramme de crue correspondant à l'averse considérée. A partir du volume de ruissellement, il est possible de déduire les précipitations nettes et donc les pertes par infiltration et évaporation.

Finalement, on réduit les ordonnées de l'hydrogramme de ruissellement ainsi obtenu par le rapport des précipitations nettes pour obtenir l'hydrogramme unitaire. (Bennis, 2007).

1.4.2.13 Modèle Hydrogramme unitaire synthétique

Plusieurs bassins ne possèdent pas de stations de mesure du débit. Il n'est donc pas possible d'utiliser la méthode de l'hydrogramme unitaire qui nécessite la connaissance de l'hydrogramme de crue mesuré correspondant à une pluie réelle. (Bennis, 2007)

1.4.2.14 Modèle Réservoir non linéaire

La méthode du réservoir non linéaire est très utilisée en milieu urbain lorsqu'on fait appel à l'informatique. Elle est en particulier utilisée dans le modèle SWMM (Huber et al, 1988).

La méthode du réservoir linéaire est basée sur le couplage de l'équation de continuité et de l'équation de Manning. L'équation de continuité s'écrit :

$$\frac{dS}{dt} = A \frac{dd}{dt} = Ai^* - Q \quad (1.29)$$

Où :

D : Profondeur de l'eau du bassin (m),

A : Surface du bassin (m²),

S = Ad est le volume d'eau disponible dans le bassin à l'instant t (m³),

t : Temps instantané (s),

i* : Intensité de précipitations nettes (pluie brute + fonte - infiltration - évaporation) (m/s)

le débit de sortie Q est donné par l'équation de Manning écrite sous la forme suivante :

$$Q = W Q = W \frac{1}{n} (d - dp)^{5/3} S^{1/2} \quad (1.30)$$

Où :

W : Largeur du bassin,

n : Coefficient de Manning,

dp : Profondeur de stockage dans les dépressions (m),

S' : Pente du terrain (m/m).

En utilisant l'équation de Manning dans l'équation de continuité, on obtient l'équation à résoudre suivante :

$$\frac{dd}{dt} = i^* - W \frac{S^{1/2}}{nA} (d - dp)^{5/3} \quad (1.31)$$

Sous la forme de différences finies, l'équation devient :

$$\frac{d2-d1}{\Delta t} = i^* - W \frac{S^{1/2}}{nA} [d1 + \frac{1}{2}(d2 - d1) - dp]^{5/3} \quad (1.32)$$

A chaque intervalle de temps, la valeur de d2 est trouvée par la méthode itérative de Raphson-Newton. Les différentes valeurs successives des profondeurs d permettent ensuite de calculer les débits correspondant à l'exutoire du bassin en utilisant l'équation de Manning. (Bennis, 2007).

1.4.3 Modèle du Génie Rural pluie-débit (GR)

1.4.3.1 Modèle pluie-débit annuel GR1A

- **Introduction**

Le modèle GR1A (modèle du Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est un modèle pluie-débit global à un seul paramètre. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1990, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications d'évaluation et de gestion de la ressource en eau. (Perrin et al, 2007)

- **Description mathématique**

La structure du modèle est très simple puisqu'elle se résume à une simple équation, le débit Q_k de l'année k étant proportionnel 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 :

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{XE_k} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\} \quad (1.33)$$

Où :

X : 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 engage, le tout exprimé en fraction de l'ETP.

- **Paramètre**

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].

1.4.3.2 Modèle pluie-débit 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 (mm).

Il fonctionne autour 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 (figure 1.13). P_k est la pluie mensuelle du mois k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois calendaire.

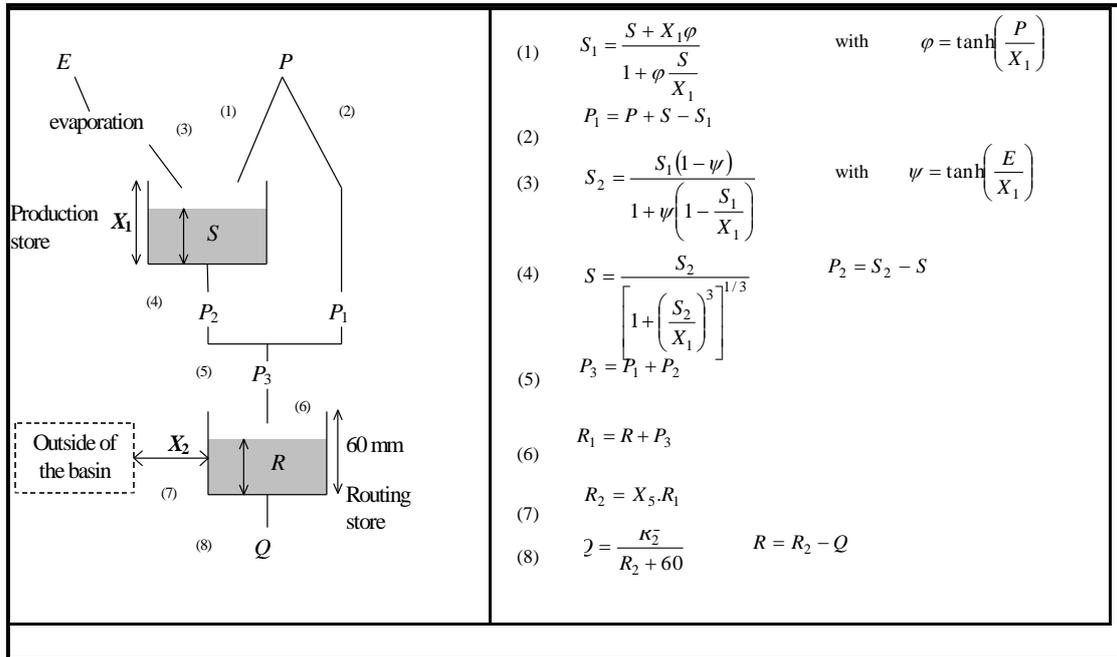


Figure 1.13 Schéma de la structure du modèle GR2M (in Djellouli, 2017).

Les équations qui régissent le modèle sont les suivantes :

• **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 :

$$P_s = \frac{x_1 \cdot \left[1 - \left(\frac{S_k}{x_1}\right)^2\right] \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{x_1}\right)}{1 + \frac{s}{x_1} \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{x_1}\right)} \quad (1.34)$$

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

$$P_1 = P - P_s \quad (1.35)$$

Et le contenu du réservoir est actualisé :

$$\hat{S} = S_k + P_s \quad (1.36)$$

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

$$P_s = \frac{\hat{s} \cdot \left(2 - \frac{\hat{s}}{x_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{x_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{\hat{s}}{x_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{x_1}\right)} \quad (1.37)$$

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

$$S'' = S' - E_s \quad (1.38)$$

• **Percolation**

Le réservoir de suivi d'humidité du sol se vidange ensuite selon une percolation P_2 :

$$P_2 = S'' \cdot \left\{1 + \left(\frac{S''}{x_1}\right)^{-1/3}\right\} \quad (1.39)$$

Et son niveau S_{k+1} prêt pour les calculs du mois suivant, est alors donné par :

$$S_{k+1} = S'' - P_2 \quad (1.40)$$

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

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

$$P_3 = P_1 + P_2 \tag{1.41}$$

Le niveau R_k dans le réservoir devient alors \hat{R} :

$$\hat{R} = R_k + P_3 \tag{1.42}$$

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 :

$$F = (X_2 - 1) \cdot \hat{R} \tag{1.43}$$

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

$$R'' = X_2 - \hat{R} \tag{1.44}$$

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

$$Q_k = \frac{R''^2}{R'' + 60} \tag{1.45}$$

Le contenu du réservoir est enfin actualisé par :

$$R_{k+1} = R'' + Q_k \tag{1.46}$$

- **Paramètres**

Le modèle a deux paramètres optimisables:

X1 : Capacité du réservoir de production (mm)

X2 : Coefficient d'échanges souterrains (-)

Sur un large échantillon de bassins versants, on obtient les valeurs données dans le tableau 1.1 (Andréassian *et al.*, 2007).

Tableau 1.1: Valeurs des paramètres du modèle GR2M

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 90%
X ₁ (mm)	380	140-2640
X ₂ (-)	0.92	0.21-1.31

1.4.3.3 Modèle pluie-débit journalie GR4J

Le modèle GR4J possédant 4 paramètres à caler, fonctionne au pas de temps journalier. Ce modèle est facile à configurer et à mettre en place, et il ne nécessite pas une description du bassin versant. Aussi, il a été déjà utilisé dans le contexte algérien dans plusieurs études qui ont démontré son adaptabilité au contexte climatique semi-aride (Bouanani *et al.*, 2010, Gherissi *et al.*, 2017, Medane 2012, Otmane *et al.* 2016, Bourek 2010, Djellouli, 2017).

Un schéma de la structure est donné par la figure 1.14. P_k est la pluie journalière du jour k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même jour calendaire.

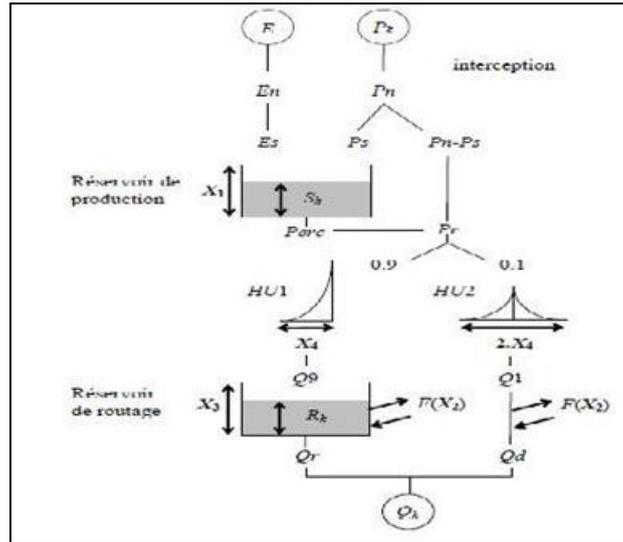


Figure 1.14 : Schéma de la structure du modèle GR4 (in Djellouli, 2017).

- **Neutralisation**

La première opération est la neutralisation de P_k par E pour déterminer une pluie nette P_n et une évapotranspiration nette (E_n) calculée par :

Si alors $P_n = P_k - E$ et $E_n = 0$

Si alors $P_n = 0$ et $E_n = E - P_k$

- **Fonction de rendement (Production)**

Dans le cas où P_n est différente de zéro, une partie P_s de P_n alimente le réservoir de production et est calculée par :

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{S_k}{X_1}\right)^2\right) \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}{1 + \frac{S_k}{X_1} \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)} \quad (1.47)$$

Où, X_1 (mm) est la capacité maximum du réservoir de production et S_k le contenu du réservoir de production au début du jour k .

Dans le cas contraire, lorsque (E_n) est différent de zéro, une quantité d'évaporation E_s est retirée du réservoir de production. Elle est donnée par :

$$E_s = \frac{S_k \left(2 - \frac{S_k}{X_1}\right) \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S_k}{X_1}\right) \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \quad (1.48)$$

Le contenu du réservoir qui résulte de ces opérations est donnée par :

$$\hat{S} = S_k + P_s - E_s \quad (1.49)$$

- **Percolation**

Une percolation (Perc) issue du réservoir de production est alors calculée par l'équation suivante :

$$\text{Perc} = S \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4}{9} \frac{\hat{S}}{X_1} \right)^4 \right]^{-1/4} \right\} \quad (1.50)$$

Par suite, le contenu du réservoir devient :

$$S_{k+1} = \hat{S} - \text{Perc} \quad (1.51)$$

et la quantité d'eau P_r qui atteint finalement la partie routage du modèle est donnée par :

$$P_r = \text{Perc} + (P_n - P_s) \quad (1.52)$$

- **Hydrogramme unitaire**

P_r Est divisée en deux composantes d'écoulement, 90 % étant routés par un hydrogramme unitaire HU1 et un réservoir de routage et 10 % par un hydrogramme unitaire symétrique HU2. HU1 et HU2 dépendent du même paramètre X_4 , temps de base de HU1 exprimé en jours.

Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en S notées respectivement SH1 et SH2, qui correspondent aux fonctions cumulées de l'hydrogramme. SH1 est définie en fonction du temps par :

Pour $t \leq 0$

$$SH1(t) = 0 \tag{1.53}$$

Pour $0 \leq t \leq X_4$

$$SH1(t) = \left(\frac{t}{X_4}\right)^{5/2} \tag{1.54}$$

Pour $t \geq X_4$

$$SH1(t) = 1 \tag{1.55}$$

SH2 est définie de façon similaire par :

Pour $t \leq 0$

$$SH2(t) = 0 \tag{1.56}$$

Pour $0 \leq t \leq X_4$

$$SH2(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4}\right)^{5/2} \tag{1.57}$$

Pour $X_4 \leq t \leq 2X_4$

$$SH2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{5/2} \tag{1.58}$$

Pour $t \geq 2X_4$

$$SH2(t) = 1 \tag{1.59}$$

Les ordonnées de HU1 et HU2 sont alors calculées par :

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j - 1) \tag{1.60}$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j - 1) \tag{1.61}$$

Où j est un entier.

A chaque pas de temps k , les sorties Q_9 et Q_1 des deux hydrogrammes correspondent à la convolution des pluies antérieures par la clé de répartition donnée par l'hydrogramme discrétisé et sont calculées par :

$$Q_9(k) = 0.9 \sum_{j=1}^k UH1(j) \cdot Pr(k - j + 1) \tag{1.62}$$

$$Q_1(k) = 0.1 \sum_{j=1}^k UH2(j) \cdot Pr(k - j + 1) \tag{1.63}$$

- **Fonction d'échange avec l'extérieur non atmosphérique**

Un échange souterrain en eau est calculé par :

$$F = X_2 \cdot \left(\frac{R_k}{X_3}\right)^{7/2} \tag{1.64}$$

Où R_k est le niveau dans le réservoir en début de pas de temps, X_3 la capacité à un jour du réservoir de routage et X_2 le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apports, négatif dans le cas de pertes vers des nappes profondes ou nul. En fait, l'interprétation physique de cette fonction d'échange n'est pas directe.

- **Réservoir de routage**

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

$$\dot{R} = \max(0; R_k + Q9(k) + F) \tag{1.65}$$

Il se vidange ensuite en une sortie Q_r donnée par :

$$Q_r = \dot{R} \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{\dot{R}}{X_3} \right)^4 \right]^{1/4} \right\} \tag{1.66}$$

Le niveau dans le réservoir devient

$$R_{k+1} = \dot{R} - Q_r \tag{1.67}$$

- **Ecoulement total**

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

$$Q_d = \max(0; Q1(k) + F) \tag{1.68}$$

Le débit total Q est alors donné par :

$$Q_k = Q_r + Q_d \tag{1.69}$$

- **Paramètres**

Le modèle GR4J ne comporte que quatre paramètres à caler :

X₁: Capacité du réservoir de production (mm),

X₂ : Coefficient d'échanges souterrains (-),

X₃ : Capacité à un jour du réservoir de routage (mm)

X₄ : Temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1(j)

Sur un large échantillon de bassins versants, Andréassian et al., 2007 ont obtenu les valeurs données dans le tableau 1.2 :

Tableau 1.2 : Valeurs des paramètres du modèle GR4J

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 80%
X1 (mm)	350	100-1200
X2 (mm)	0	-5 à 3
X3 (mm)	90	20 à 300
X4 (jours)	1.7	1.1 à 2.9

1.4.4 Modèle GARDENIA

- **Réservoir de surface**

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 (fig.1.15).

- **Réservoir sol**

Le réservoir sol reçoit l'excédent du réservoir de surface et se vidange d'une part dans le réservoir eau-souterraine par percolations 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 :

$$RUIPER / THG = k \cdot RUIPER^2 \quad (1.70)$$

D'où

$$k = 1 / (RUIPER \cdot THG) \quad (1.71)$$

soit

$$QS = H^2 / (RUIPER \cdot THG) \quad (1.72)$$

- **Réservoir eau-souterraine**

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

- **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

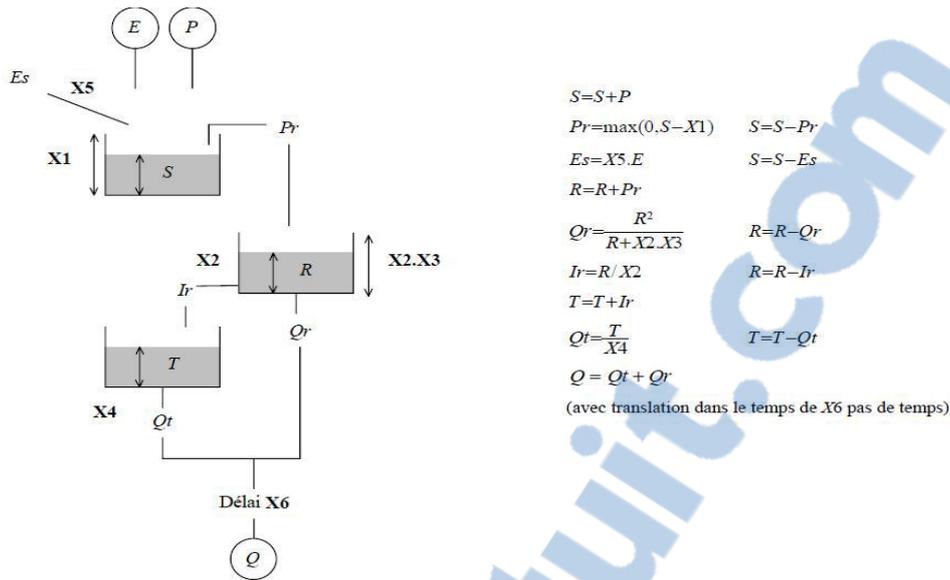


Figure 1.15: Schéma de la structure du modèle GARDENIA (in Djellouli, 2017).

Avec :

- X1 : Capacité du réservoir de surface,
- 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

1.5 Critères d'évaluation des modèles hydrologiques

Aucun modèle mathématique ne réussit à prédire exactement les débits observés dans une rivière. Afin de juger de l'adéquation d'un modèle donné à reproduire les débits observés, on utilise certains critères de performance (Bennis, 2007). Le critère le plus simple et le plus commun est le coefficient de Nash :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_i - Q_i')^2}{\sum_{i=1}^N (Q_i - Q_{moy})^2} \quad (1.73)$$

Où :

Q_i : Débit mesuré.

Q_i' : Débit calculé.

Q_{moy} : Moyenne des débits mesurés durant la période simulée,

N : Effectif.(jours considérés).

Plus, le coefficient de Nash est proche de l'unité, plus le modèle est jugé approprié pour simuler les débits observés.

Un autre critère de performance du modèle est défini par le coefficient :

$$D_Q = \frac{Q_r - Q_r'}{Q_r} \cdot 100\% \quad (1.74)$$

Où :

D_Q : Différence, en pourcentage, entre les débits mesuré et calculé,

Q_r : Débit mesuré,

Q_r' : Débit calculé.

1.6 Calage du modèle hydrologique

1.6.1 Définition

Le calage est une étape fondamentale dans la démarche de toute modélisation hydrologique. Elle consiste à rechercher les valeurs optimales des paramètres des différentes équations (régissant l'écoulement) utilisées dans le modèle hydrologique (Kingumbi, 2006).

Le calage a pour objectifs de :

- compenser les erreurs de mesures de données fournies aux modèles.
- forcer les paramètres vers des valeurs dont l'interprétation ne correspond pas à la physique du modèle.
- trouver une valeur moyenne pour un paramètre descripteur d'un bassin versant dont la variabilité spatiale n'est pas appréhendée par le modèle (Marchandise, 2007).

Pour caler un modèle, il faut choisir une série de référence (pluie-débit) et fixer un critère d'évaluation pour l'ajustement des simulations des modèles aux données de calage pour un jeu de paramètres donnés.

1.6.2 Méthode de calage

On peut procéder au calage de modèle par trois méthodes :

- **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.

1.7 Conclusion

Le modèle hydrologique est un outil incontournable dans la compréhension de la dynamique d'un bassin versant.

Les modèles conceptuels ou empiriques « à réservoirs » semblent les plus en mesure de faire avancer la compréhension des systèmes réels (les bassins versants). Ceci dit, les modèles conceptuels globaux nous paraissent comme étant les plus en adéquation avec le niveau actuel de compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin.

Les modèles conceptuels globaux « à réservoirs » sont les modèles les plus utilisés en modélisation pluie-débit, voire en hydrologie appliquée du fait de leur simplicité et de leur exigence minimale en données (parcimonieux). 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. C'est pourquoi nous avons choisi un modèle hydrologique conceptuel global (modèle Gardénia).

Pour étudier la performance du modèle choisi, il nous a paru nécessaire de le comparer à un autre modèle global qui est le modèle du Génie Rural (GR).

L'objectif est de déterminer les paramètres caractéristiques de chacun de ces modèles pour un bassin versant donné qui est dans notre cas le bassin de l'oued Boukiou.

CHAPITRE 2

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDED'OUED BOUKIOU

2. Cadre géographique, géologique et hydrogéologique

2.1 Présentation générale du bassin versant de la Tafna

Le bassin versant de la Tafna, situé au Nord-ouest du territoire algérien porte le numéro 16 de l'ensemble des bassins de l'Algérie, selon la codification de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH). Il s'étend entre la latitude $34^{\circ}47'$ et $35^{\circ}10'$ et la longitude entre -2° et 1° (fig. 2.1).

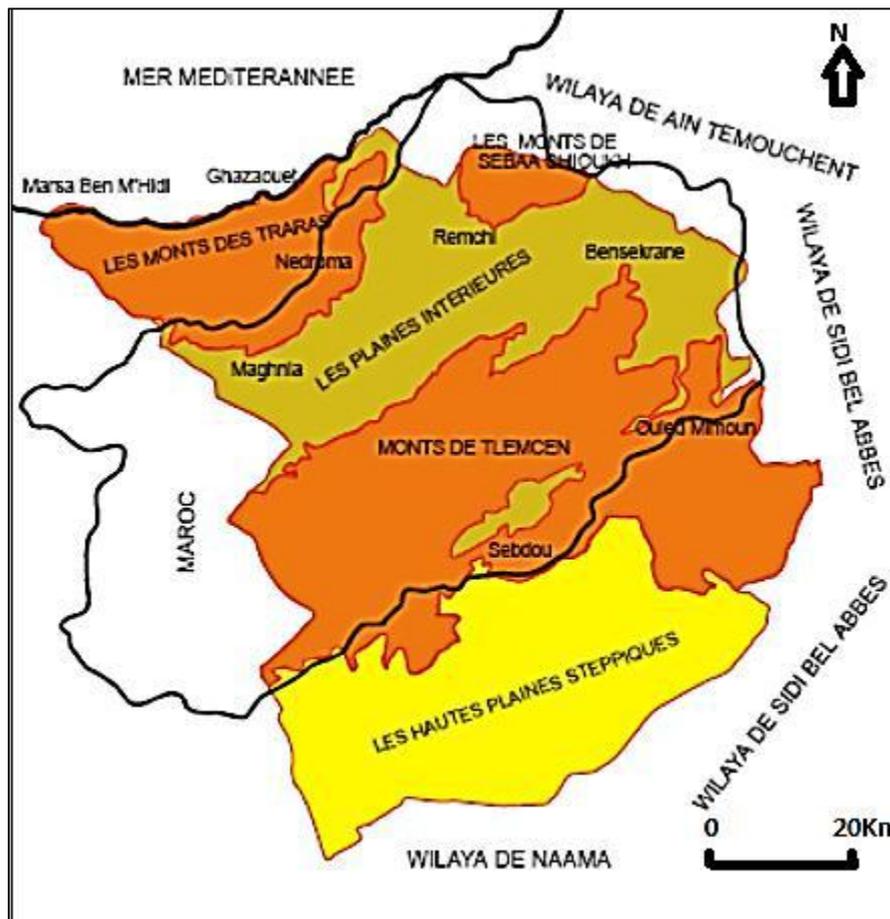


Figure 2.1: Situation géographique du bassin versant de la Tafna.
(Adjim.H, 2003 in Belarbi. F, 2010)

Le bassin s'étend sur la totalité de la wilaya de Tlemcen sur une superficie de 7245 km². Selon la nouvelle structuration des unités Hydrologiques en Algérie, il s'étend sur la totalité de la wilaya de Tlemcen, et déborde sur le royaume du Maroc, le bassin versant de la Tafna appartient à l'ensemble de l'Oranie Chott Chergui (fig.2.2).

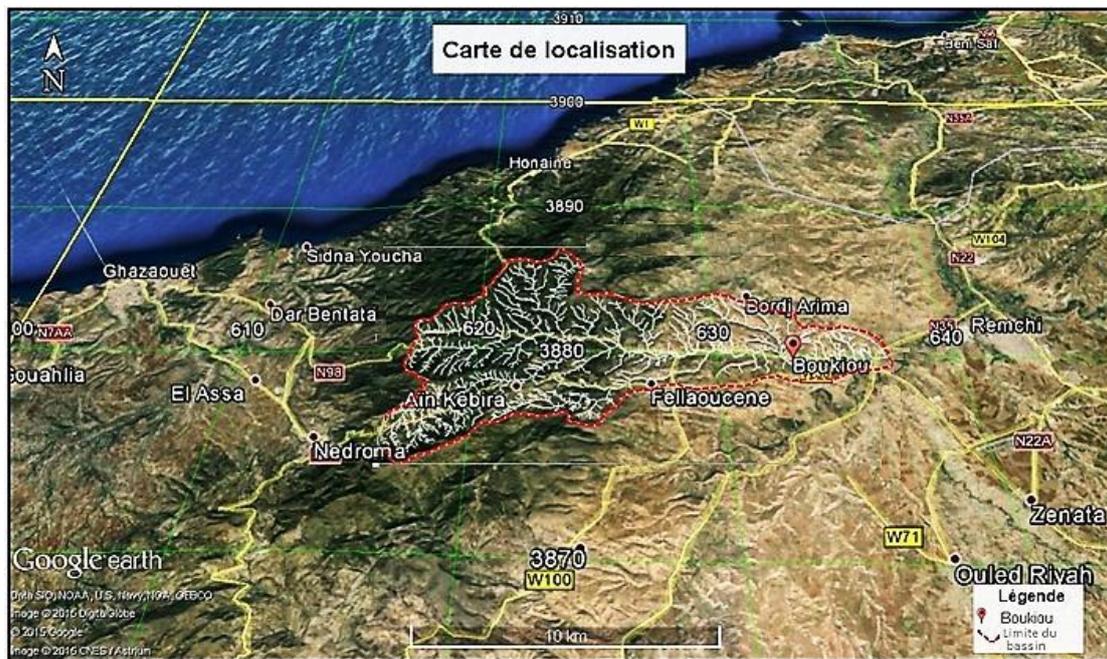


Figure 2.3: Situation géographique d'Oued Boukiou (Kacemi & Senina, 2015)

2.3 Géologie du bassin versant d'oued Boukiou

2.3.1 Géologie régionale : généralités sur les Monts des Traras

2.3.1.1 Contexte géographique

Cette chaîne littorale (fig 2.4) est bordée au Nord par la méditerranée, au Sud par la dépression de Maghnia (partie septentrionale des Monts de Tlemcen), à l'Est par le bassin mio-plio-quaternaire de la Tafna et les Monts de Sebâa Chioukh (zone de collines), au Sud et au Sud Est, par la plaine de Maghnia. Le massif des Traras se prolonge à l'Ouest par le massif des Beni Snassene (Maroc oriental). Cet espace représente une entité géographique bien identifiée, compte tenu de son relief accidenté d'orientation SW-NE. Il parcourt entièrement le Nord de la wilaya de Tlemcen et le NW de la wilaya d'Aïn Témouchent. Il s'étale sur une longueur de 92 km avec une largeur de 20 à 30 km, sur une superficie de 12800 ha. (Nouas & Merzoug, 2017).

Ce massif apparaît comme un arc montagneux, constituant la partie la plus septentrionale du domaine tlemcenien. Il s'inscrit dans l'ensemble des terrains autochtones de la chaîne tellienne (Avant-pays tello-rifain) de l'Oranie occidentale (Flamand, 1911).

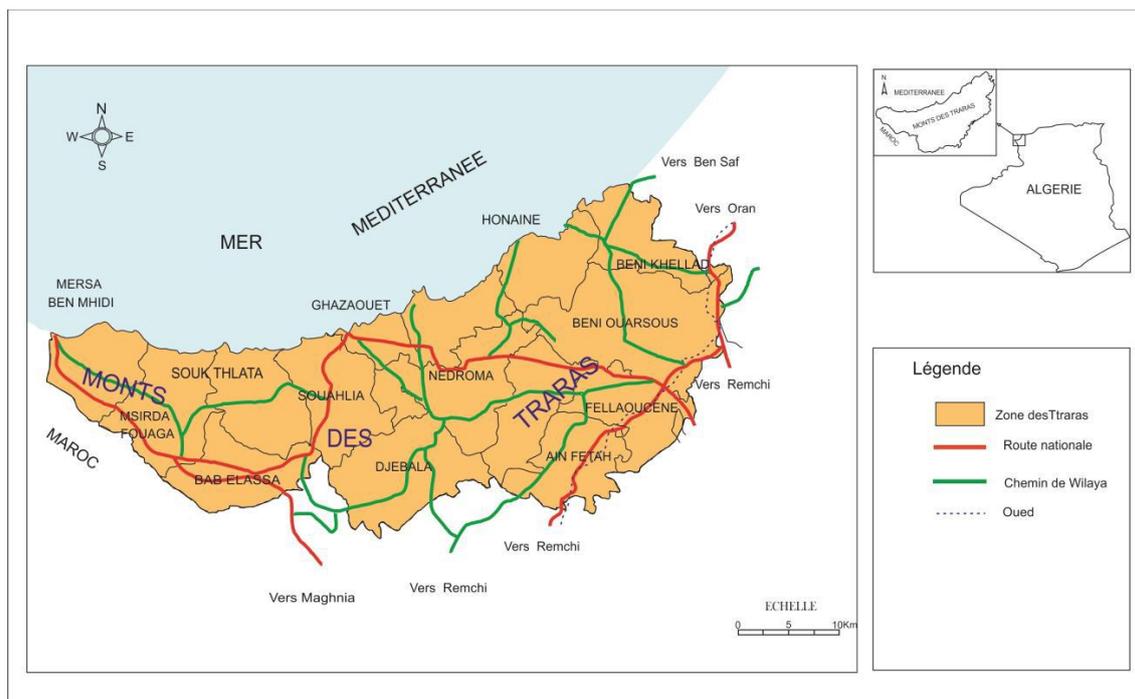


Figure 2.4 : Localisation des Monts des Traras (Benmahdi, 2012).

2.3.1.2 Contexte géologique

Les connaissances actuelles permettent d'avoir une synthèse sur la géologie de la Wilaya de Tlemcen d'une manière générale et des Monts des Traras en particulier (fig.2.5) L'évolution paléogéographique du domaine tlemcenien montre son individualisation à partir du Carixien et sa cicatrisation dès l'Oxfordien terminal. Elmi (1983), montre que le Jurassique (inférieur et moyen) est contrôlé par deux facteurs :

- la topographie locale : elle se manifeste par l'existence de reliefs résiduels importants sur les hautes zones,
- la tectonique : elle est représentée par une subsidence différentielle liée aux accidents.

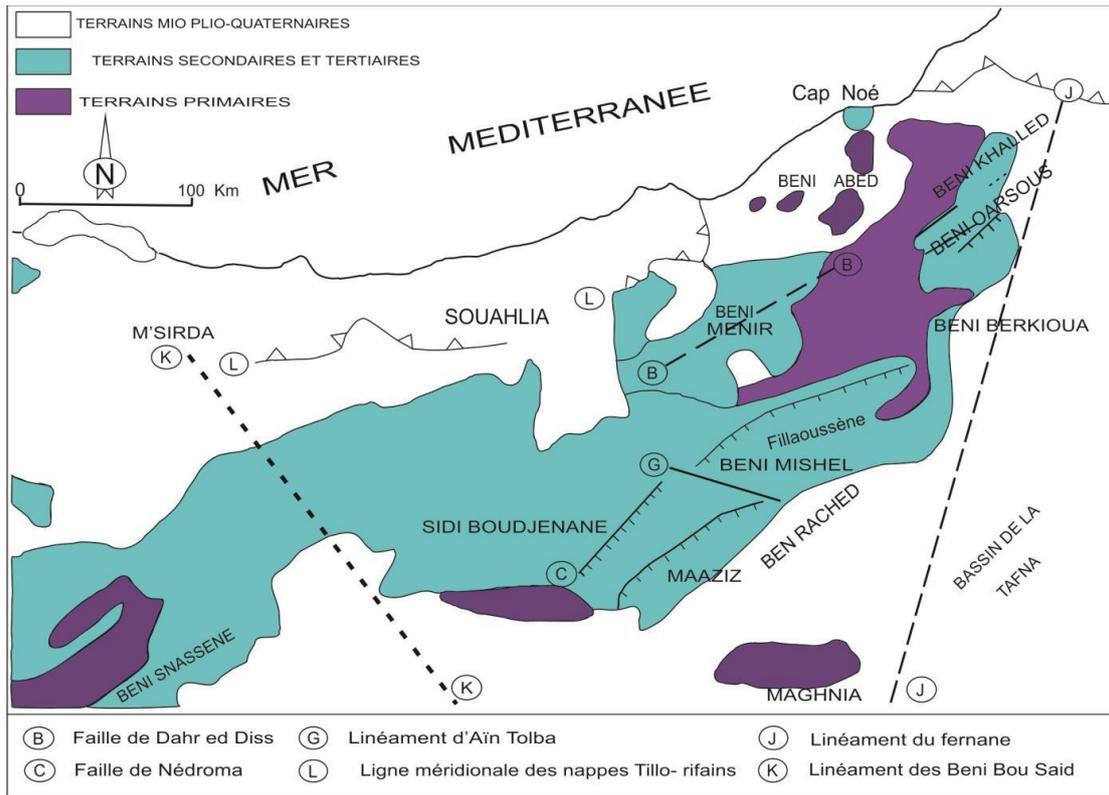


Figure 2.5 : Carte géologique des Monts des Traras (Ameur, 1999)

Le massif des Traras montre une architecture triangulaire (fig. 2.6). (Guardia, 1975). Il est délimité au Nord par la ligne méridionale des nappes tello-rifaines(L) (Ameur, 1999), à l'Est par l'alignement du Fernane (N20)(J) (Ameur, 1999) et au Sud-Ouest par l'alignement des Beni Bousaid (NW-SE).

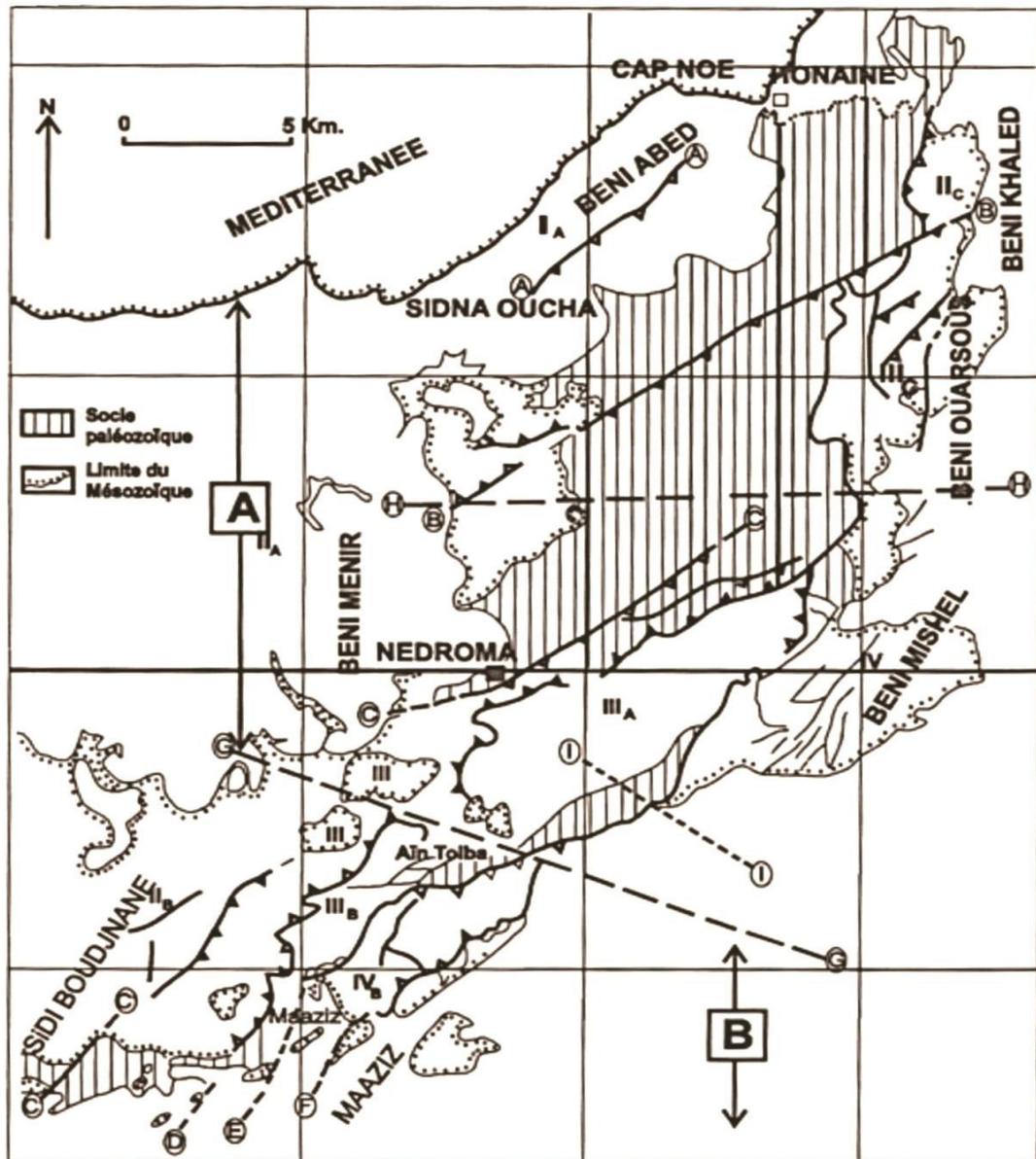


Figure 2.6 : Cadre structural des Monts des Traras d'après Guardia (1975) modifié par Ameur (1999).

2.3.1.3 Etude lithostratigraphique

Dans le secteur d'étude, situé dans la partie orientale des Traras, les faciès jurassiques inférieurs et moyens sont parfois mal présentés, du fait des variations latérales des épaisseurs et de lithofaciès.

L'évolution verticale des terrains rencontrés s'étend du Primaire au Quaternaire et présente trois grandes séries lithostratigraphiques qui sont de bas en haut (fig.2.7).

- Substratum primaire: (Infra-Silurien à Dévonien) : Très développé dans la partie nord occidentale.
- Couverture secondaire: (Permo-Trias à Crétacé basal) : Très épaisse affectée par une tectonique souple et cassante très complexe.

- Dépression miocène: A l'Est, où l'on voit la mise en place de puissantes séries mio-plio-quadernaires.

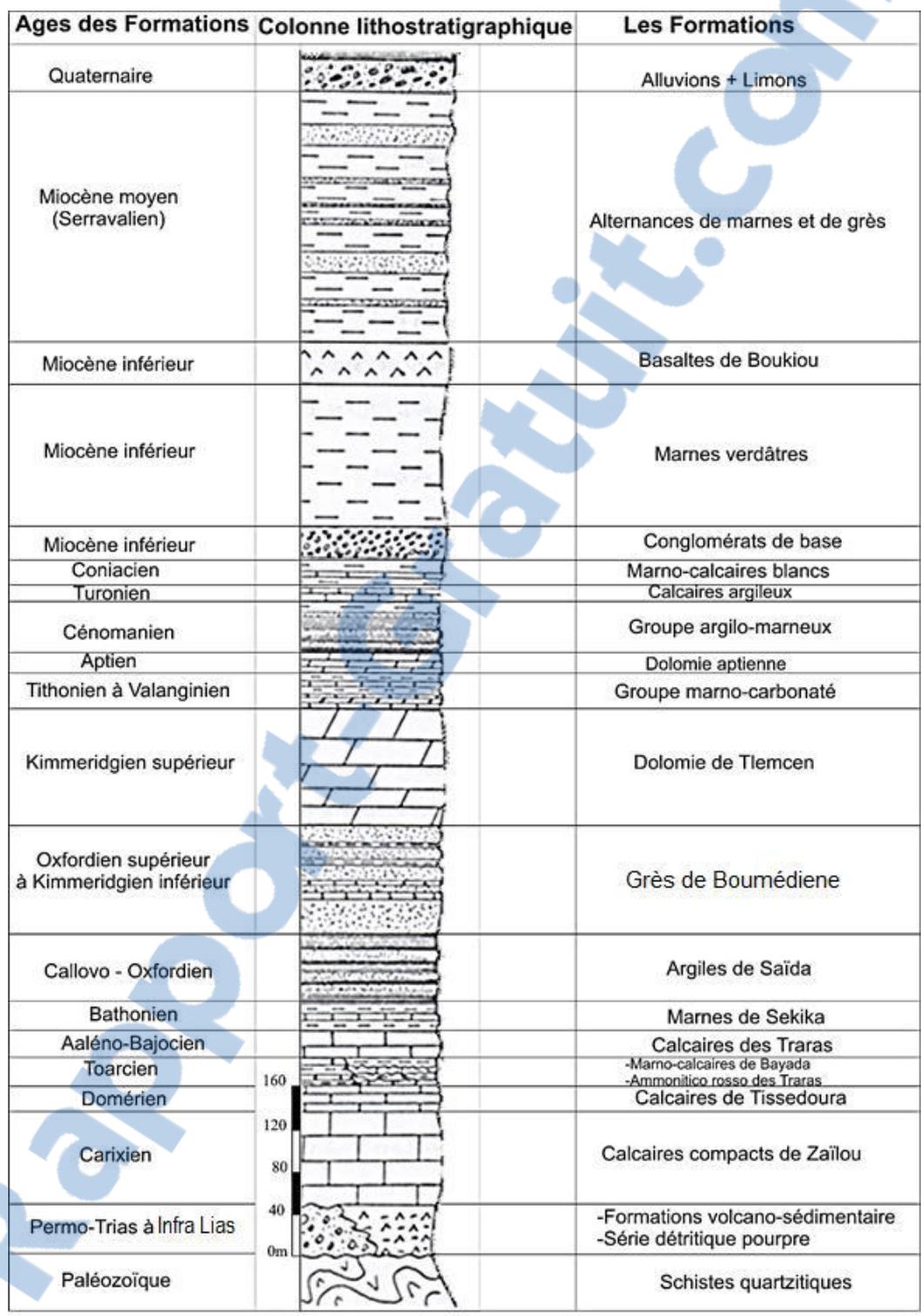


Figure 2.7: Log synthétique du secteur d'étude (Oued Boukiou) (Kébir & Miri, 1992 in Kacemi & Senina, 2015)

2.3.1.4 Etude Hydrogéologique

Le substratum de la région formé par le Primaire et le Secondaire est recouvert par des sédiments miocènes et quaternaires.

Les structures profondes dues aux mouvements verticaux sont masquées par des formations miocènes affectées de déformations souples. Il faut donc distinguer dans notre secteur d'étude parmi les ressources en eaux souterraines :

- les nappes profondes hypothétiques,
- les nappes superficielles observables.

Le bassin versant d'Oued Boukiou présente à l'Ouest un substrat rigide de roches anciennes du Djbel Fillaoucène culminant à 1138m qui est caractérisé par des formations schisto-quartziques très compactes du Dévonien (fig.2.8). Le centre est constitué par des argiles et des marnes plus ou moins dolomitiques et gypseuses datant du Trias et du Jurassique moyen. Par ailleurs, on rencontre à l'Est des formations du Miocène inférieur et moyen avec une alternance de poudingues formés d'éléments calcaires dolomitiques à ciment calcaréo-gréseux et des séries argilo-marneuses au sein desquelles s'intercalent des bancs décimétriques de grès ferrugineux friables (Bouanani, 2004).

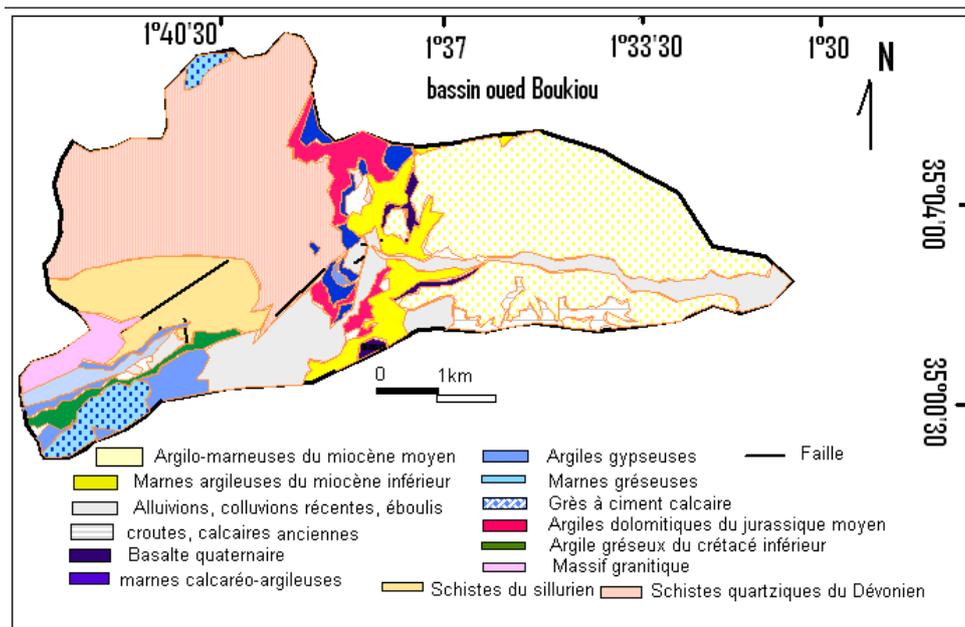


Figure 2.8 : Carte géologique du bassin d'oued Boukiou (Bouguerra, 2017)

2.4 Morphométrie du bassin versant

Le bassin versant est un objet complexe dont l'ensemble des caractéristiques (géométriques, géologiques, physiographiques, humaines, etc.) joueront un rôle non seulement dans la réponse hydrologique du bassin à une sollicitation des précipitations (régime des écoulements) mais aussi, en amont et pour certaines d'entre elles (altitude, exposition...), directement dans le processus de formation de la pluie. Il faut noter l'existence, à la surface du bassin versant, d'un système longitudinal, le réseau de drainage ou réseau hydrographique, défini comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Ce réseau est plus ou moins développé selon différents facteurs (géologie, climat, pente du terrain, etc.).

Il ne manque pas dans la littérature scientifique de paramètres quantifiés destinés à mesurer telle ou telle caractéristique des bassins versants. Ces facteurs, d'ordre purement géométrique ou physique, s'estiment aisément à partir de cartes topographiques ou en recourant à un modèle numérique d'altitude (MNA). La difficulté réside dans l'identification de paramètres qui expriment l'influence de ces caractéristiques.

2.5 Caractéristiques physiques

2.5.1 Caractéristiques géométriques

2.5.1.1 Surface du bassin

L'aire est la portion du plan délimitée par la ligne de crête, ou contour du bassin. Sa mesure est faite soit à l'aide d'un planimètre, soit par la méthode des petits carrés, et est généralement exprimée en Km².

Dans le cas du bassin versant d'oued Boukiou : $A = 117.3 \text{ km}^2$

2.5.1.2 Périmètre du bassin

Le périmètre est la longueur, généralement exprimée en km, de la ligne de contour du bassin, sa mesure est faite à l'aide d'un curvimètre. Pour certaines applications, on trace le périmètre stylisé du bassin en lissant son contour.

Dans le cas du bassin versant d'oued Boukiou : $P = 58 \text{ km}$

2.5.1.3 Morphologie / Forme :

L'indice admis par les hydrologues pour caractériser la forme d'un bassin versant est l'indice de compacité de Gravelius (1914) qui est le rapport du périmètre du bassin à celui d'un cercle de même surface.

Si A est la surface du bassin en Km² et P son périmètre en km, le coefficient K_G est égal à :

$$K_G = \frac{P}{2\pi\sqrt{A}} \quad (2.1)$$

Dans le cas du bassin versant d'oued Boukiou: $K_G = 1.50$

2.5.1.4 Topographie / Relief

a. Courbe hypsométrique

Le relief d'un bassin est souvent caractérisé par la courbe de sa répartition hypsométrique. Elle est tracée (fig.2.9), en reportant en ordonnée, l'altitude Y, et en abscisse le pourcentage de la surface du bassin dont l'altitude est à supérieure ou égale à Y, rapportée à la surface totale du bassin. La répartition hypsométrique est donnée par le pourcentage de la surface comprise entre les différentes courbes de niveau à la surface totale (tableau 2.1).

Tableau 2.1 : Répartition Hypsométrique du bassin versant d'Oued Boukiou.

Altitude (m)	Surface partielle Ai (km ²)	Surface partielle Ai (%)	Surface partielle cumulée (km ²)	Surface partielle cumulée (%)
1100-1338	0,3	0.255	0.3	0.255
1000-1100	0,7	0.618	1.025	0.873
900-1000	0,6	0.49	1.6	1.363
800-900	1,0	0.895	2.65	2.258
700-800	2,4	2.024	5.025	4.282
600-700	6,2	5.306	11.25	9.588
500-600	15,7	13.341	26.9	22.929
400-500	20,3	17.327	47.225	40.256
300-400	24,5	20.843	71.675	61.099
200-300	33,5	28.537	105.15	89.636
100-200	12,1	10.358	117.3	100
Total	117.3	100		

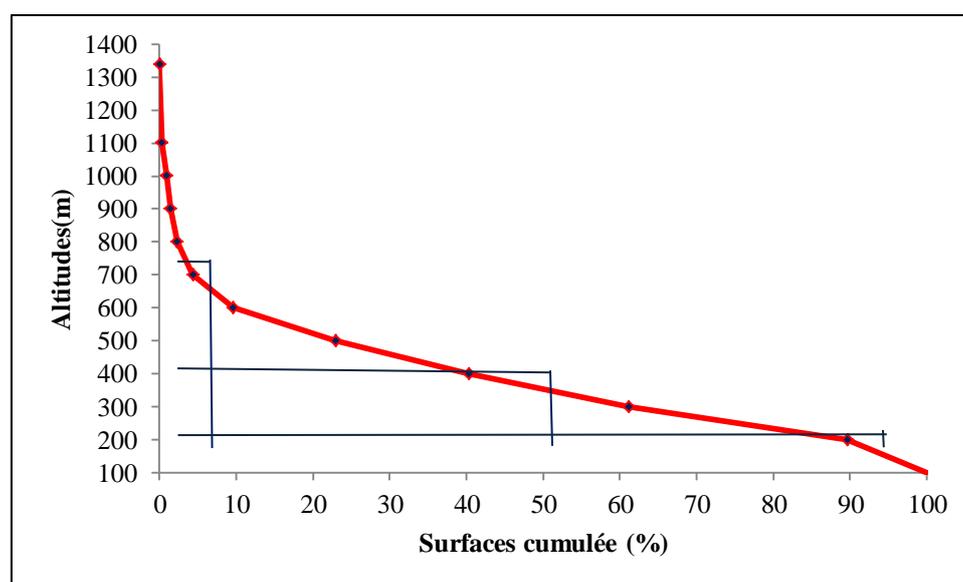


Figure 2.9 : Courbe hypsométrique du bassin d'oued Boukiou

Les fréquences altimétriques du bassin versant d'oued Boukiou tirées du tableau 2.1 est illustrée par un histogramme représenté par la figure 2.10 :

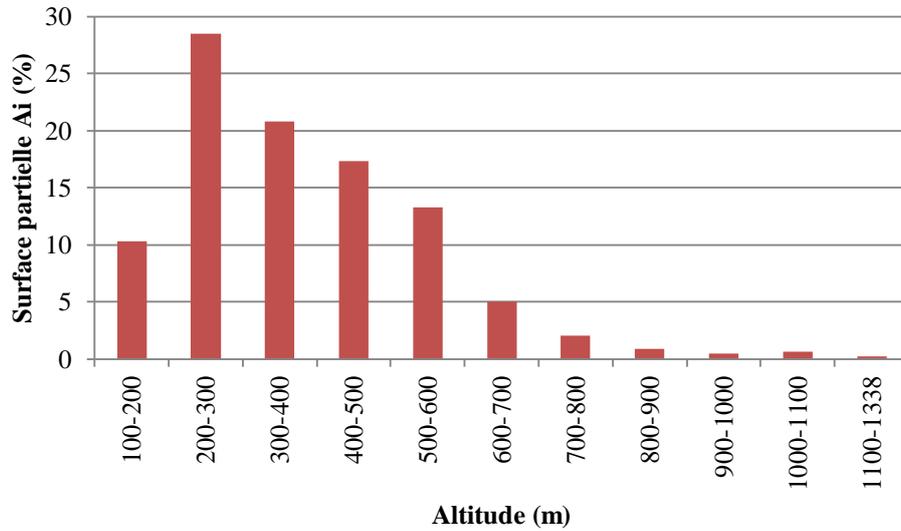


Figure 2.10: Histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant d'oued Boukiou.

b. Altitudes caractéristiques

$$H_{moy} = \frac{\sum(A_i H_i)}{A} \tag{2.2}$$

H_{moy} = 382.73m

Avec :

H_{moy} : Altitude moyenne du bassin [m].

A_i : Aire comprise entre deux courbes de niveau [Km²].

H_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m].

A : Superficie totale du bassin versant [km²].

Les données pour le calcul de *H_{moy}* sont représentées dans le tableau 2.2:

Tableau 2.2: Données pour le calcul de *H_{moy}*

Altitude (m)	Surface partielle <i>A_i</i> (km ²)	Altitude moyenne <i>H_i</i> (m)	<i>A_iH_i</i>
1100-1338	0,3	1219	365.7
1000-1100	0,7	1050	761.25
900-1000	0,6	950	546.25
800-900	1,0	850	892.5
700-800	2,4	750	1781.25
600-700	6,2	650	4045.25
500-600	15,7	550	8607.5
400-500	20,3	450	9146.25

300-400	24,5	350	8557.5
200-300	33,5	250	8368.75
100-200	12,1	150	1822.5
Total	117.3		44894.7

Tableau 2.3: Altitudes caractéristiques

Bassin versant	Altitude maximale (m)	Altitude minimale (m)	H (5%) (m)	H (50%) (m)	H (95%) (m)	H_{moy} (m)
Oued Boukiou	1338	100	700	350	150	382.73

c. Rectangle équivalent

$$P = 2(L + l) = \frac{K_G \sqrt{A}}{0.28} \tag{2.3}$$

Avec : $A = L * l$

L : Longueur du rectangle équivalent (km).

l : Largeur du rectangle équivalent (km).

$$L = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right] = \mathbf{24.15 \text{ km}} \tag{2.4}$$

$$l = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right] = \mathbf{4.85 \text{ km}} \tag{2.5}$$

Tableau 2.4: Longueurs et largeur du rectangle équivalent

Altitude (m)	Surface partielle A_i (km ²)	l (km)	L (km)
1100-1338	0,3	4.85	0.06
1000-1100	0,7	4.85	0.15
900-1000	0,6	4.85	0.12
800-900	1,0	4.85	0.21
700-800	2,4	4.85	0.49
600-700	6,2	4.85	1.28
500-600	15,7	4.85	3.23
400-500	20,3	4.85	4.20
300-400	24,5	4.85	5.02
200-300	33,5	4.85	6.85
100-200	12,1	4.85	2.54
Total	117.3	4.85	24.15

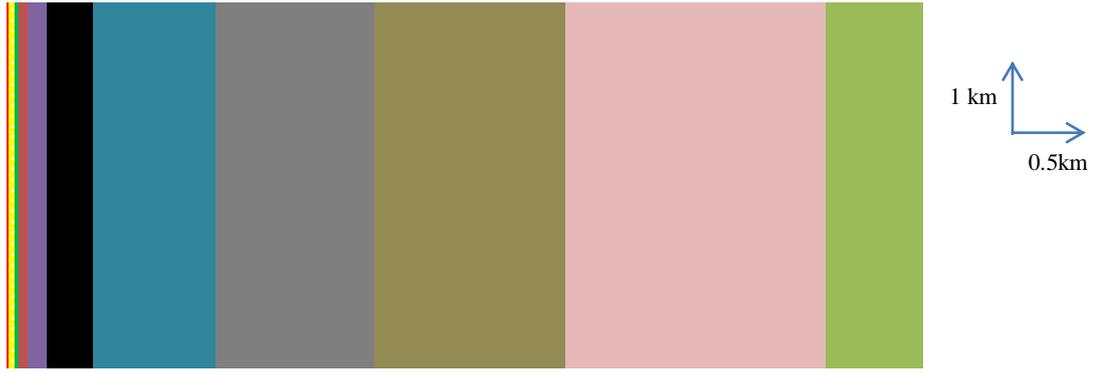


Figure 2.11: Rectangle Equivalent du bassin de l'oued Boukiou

d. Facteur de forme

$$R_f = \frac{A}{L^2} = \mathbf{0.20} \tag{2.6}$$

A : Superficie totale du bassin versant [km²].

L : Longueur du rectangle équivalent (km).

e. Coefficient de circularité

$$R_{ci} = \frac{4A\pi}{P^2} = \mathbf{0.438} \tag{2.7}$$

A : Superficie totale du bassin versant [km²].

P : Périmètre du bassin versant [Km].

f. Indice de pente

Les indices de pentes permettent, comme pour certaines caractéristiques géométriques, de comparer les bassins versants entre eux.

- **L'indice de pente de Roche** : caractérise la pente globale du bassin versant. Il s'exprime par:

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_n^1 \sqrt{A_i d_i} \tag{2.8}$$

L: Longueur du rectangle équivalent (km),

A_i : Fraction en % de la surface A comprise entre deux courbes de niveau voisines distantes de: d_i

Tableau 2.5: calcul des paramètres d'indice de pente I_p

Altitude (m)	Surface partielle A _i (%)	d _i (m)	A _i d _i	√A _i d _i
1100-1338	0.255	238	60.69	7.79
1000-1100	0.618	100	61.80	7.86
900-1000	0.49	100	49.00	7.00
800-900	0.895	100	89.50	9.46

700-800	2.024	100	202.40	14.22
600-700	5.306	100	530.60	23.03
500-600	13.341	100	1334.10	36.52
400-500	17.327	100	1732.70	41.62
300-400	20.843	100	2084.30	45.65
200-300	28.537	100	2853.70	53.42
100-200	10.358	100	1035.80	32.18
Total				278.78

$$I_p = 1.8 \text{ m/km}$$

- **L'indice global de pente.** Sur la courbe hypsométrique, on prend les points tels que la surface supérieure ou inférieure soit égale à 5% de A. On en déduit les altitudes H_5 et H_{95} entre lesquelles s'inscrit 90% de l'aire du bassin et la dénivelée

$$D = H_5 - H_{95} \quad (2.9)$$

$D = 550 \text{ m}$.

L'indice global est égal à:

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (2.10)$$

$$I_g = 0.0227 \text{ m/km}$$

avec :

I_g : Indice de pente global de Roche [m/km].

D : Dénivelée $D = H_{5\%} - H_{95\%}$ [m].

L : Longueur du rectangle équivalent [m].

- **Pente moyenne**

La pente moyenne d'un cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration. Le calcul de la pente moyenne du cours d'eau s'effectue à partir du profil longitudinal du cours d'eau principal et de ses affluents. Elle est définie comme étant le rapport entre la dénivelée totale du rectangle équivalent et sa longueur.

$$I_{moy} = \frac{D}{L} \quad (2.11)$$

Avec :

D : Différence entre H_{\max} et $H_{\min} = 1238 \text{ m}$

L : Longueur du rectangle équivalent [m].

$$I_{moy} = 5.1\%$$

- g. **Dénivelée spécifique (Ds)**

La dénivelée spécifique est exprimée par l'équation suivante :

$$D_s = I_g \sqrt{A} \quad (2.12)$$

$$D_s = 246 \text{ m}$$

La dénivelée spécifique apparaît donc comme une correction de la dénivelée simple par l'application d'un coefficient qui dépend de la forme du bassin.

h. Classification du bassin versant d'oued Boukiou

**- Selon le relief*

La classification de l'ORSTOM permet de classer les bassins versant selon leurs reliefs et suivant deux paramètres I_g et D_s .

La valeur obtenue de $I_g = 2.27\%$, $D_s = 246 \text{ m}$.

Selon les tableaux 2.6 et 2.7, le bassin versant d'Oued Boukiou est classé comme un PETIT bassin à relief assez fort.

Tableau 2.6: Classification du relief selon l'indice global et la dénivelée spécifique d'après l'ORSTOM.

Type de relief	I_g (m/km)	D_s (m)
Relief très faible	$I_g < 0.002$	$D_s < 10$
Relief faible	$0.002 < I_g < 0.005$	$10 < D_s < 25$
Relief assez faible	$0.005 < I_g < 0.01$	$25 < D_s < 50$
Relief modéré	$0.01 < I_g < 0.02$	$50 < D_s < 100$
Relief assez fort	$0.02 < I_g < 0.05$	$100 < D_s < 250$
Relief fort	$0.05 < I_g < 0.5$	$250 < D_s < 500$
Relief très fort	$0.5 < I_g$	$500 < D_s$

**- Selon la superficie*

Tableau 2.7: Classification des bassins versants selon la superficie

Très petit bassin versant	Petit bassin versant	Grand bassin versant	Très grand bassin versant
$0 \leq 10 \text{ km}^2$	$10 < A \leq 200 \text{ km}^2$	$200 < A \leq 2000 \text{ km}^2$	$A > 2000 \text{ km}^2$

2.5.2 Caractéristiques du réseau hydrographique

Un réseau hydrographique est une entité d'écoulement d'importance très variable, formé par un ensemble d'éléments linéaires hiérarchisés. L'espace drainé est un bassin hydrographique (bassin versant) délimité par des lignes de partage des eaux qui le séparent des réseaux adjacents. Quand il s'agit d'un réseau d'oueds, la partie fonctionnelle (bassin ruisselant) peut être très réduite en raison d'une aridification du climat depuis sa constitution, cette dégradation du drainage se manifeste par des discontinuités entre ses éléments et par l'édification de bouchons dunaires dans les lits.

L'hydromorphologie vise à définir la forme des bassins hydrographiques, la densité et l'organisation du drainage.

En roche homogène, peu déformée, tout bassin hydrographique prend l'aspect d'un ove effilé vers l'aval. Mais, en réalité, cette forme idéale est plus ou moins perturbée par le jeu différentiel des facteurs lithologiques et tectoniques. La déformation peut se préciser à l'aide d'un indice d'homogénéité, défini comme le rapport entre la surface du bassin et celle de l'ove dont le grand axe est égal à la longueur maximale de ce bassin.

La densité du drainage peut être évaluée par le rapport entre la longueur totale des lits et l'aire du bassin correspondant, ou celle d'une surface de référence quelconque. Elle est toujours plus forte dans les régions de roches imperméables. À cet égard, la comparaison entre les pays granitiques et calcaires est significative. Dans les Causses, en particulier, la karstification appauvrit le drainage superficiel au profit du réseau souterrain (universalis).

Mais les réseaux hydrographiques se différencient aussi par leur structure. L'analyse de celle-ci implique un classement de leurs éléments constitutifs en séries numérotées. Pour le bassin versant d'oued Boukiou le réseau hydrographique est représentée sur la figure 2.12.

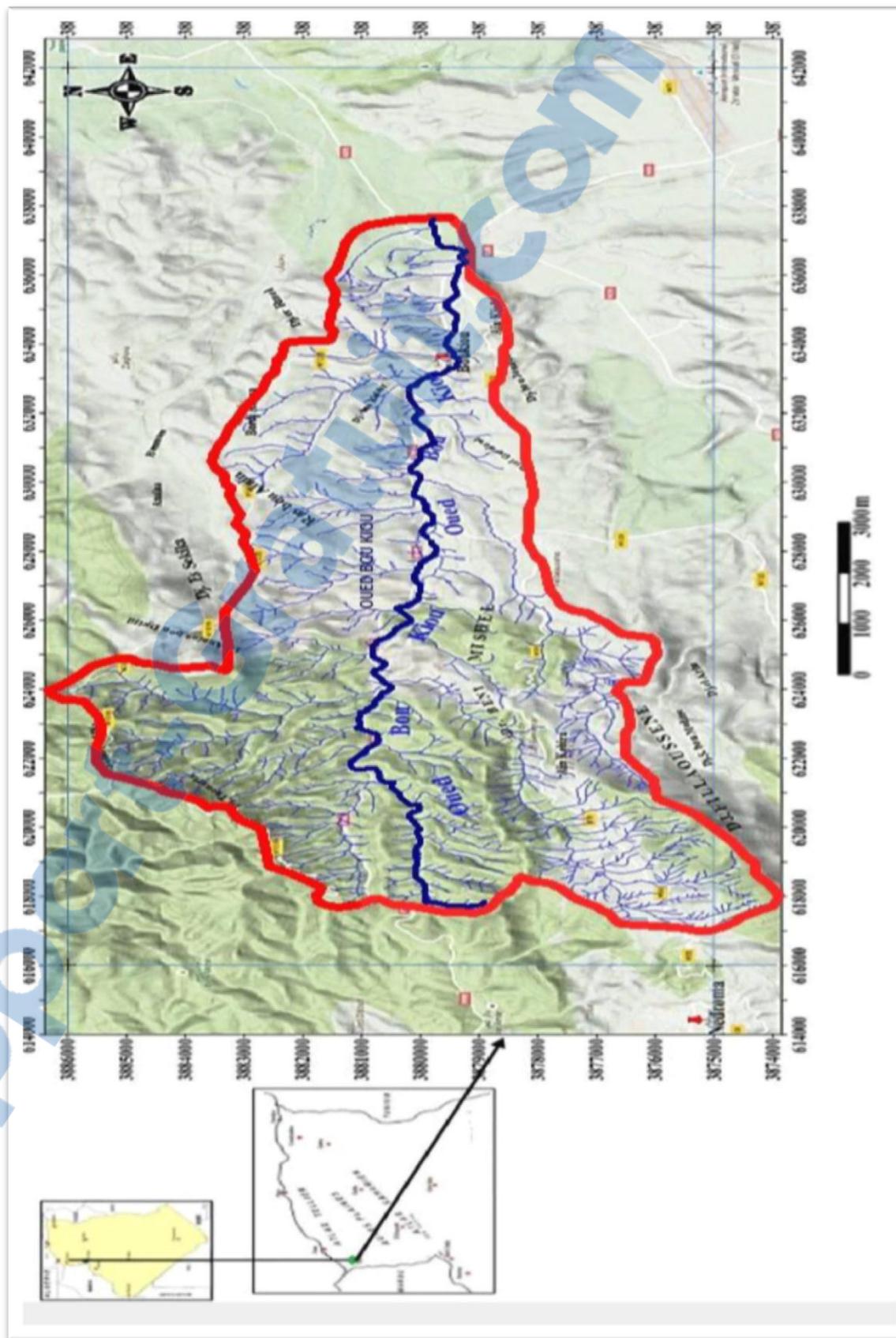


Figure 2.12: Carte du réseau hydrographique du bassin versant de l'oued Boukiou. (Berrezoug, 2016).

2.5.2.1 Topologie des cours d'eau

a. Hiérarchisation du réseau

La classification topologique du réseau hydrographique est effectuée à l'aide d'un modèle numérique de terrain. La procédure est basée sur une méthode proposée initialement par Horton (1945) puis modifiée par Strahler (1952) (Tableau 2.8). Elle est la plus utilisée aujourd'hui, son principe est comme suit :

- Tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1.
- Au confluent de deux cours d'eau de même ordre n , le cours d'eau résultant est d'ordre $n + 1$
- Un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre.

Tableau 2.8: Paramètres morphométriques du bassin de l'Oued Boukiou (Berrezoug, 2016).

Ordre	nombre	Rapport de confluence	Longueur cumulée (Km)	Longueur moyenne (Km)	Rapport des longueurs	Aires cumulées (Km ²)	Aire moyenne (Km ²)	Rapport des aires
1	1063	4.74	157	0.14	3.21	66.125	0.06	1.83
2	224	5.46	101	0.45	2.44	25.325	0.11	1.72
3	41	4.55	45.1	1.10	1.99	7.9	0.19	3.05
4	9	4.5	19.75	2.19	2.51	5.3	0.58	4.01
5	2	2	11	5.5	2.72	4.675	2.33	1.27
6	1	-	15	15	-	2.975	2.975	-

Selon la classification de Schumm, le bassin versant d'oued Boukiou est classé d'ordre 6.

b. Rapport de confluence

Le rapport de confluence R_c est égal au quotient du nombre de thalwegs d'ordre x par celui des thalwegs d'ordre supérieur ($x + 1$).

Les réseaux hydrographiques sont dans la plus part des cas dendritiques, c'est-à-dire ramifiés comme les branches d'un arbre. Certains auteurs distinguent 3 principaux types de réseaux:

- *chêne*: la ramification est bien développée avec un espacement régulier des confluences. Le rapport R_c est inférieur à 5 (exemple Amazone),
- *peuplier*: le bassin versant nettement plus long que large, présente de nombreux affluents parallèles et un rapport de confluence élevé, R_c supérieur à 10,
- *pin*: le bassin se caractérise par une concentration des confluences dans le secteur amont d'où sort un tronç qui ne reçoit plus d'affluents importants. Le rapport R_c est faible (exemple le Nil).

Cette organisation est très importante pour la formation des crues du cours d'eau principal. Selon le type de géométrie du réseau, les crues des différents affluents confluent plus ou moins rapidement dans l'espace et dans le temps. Elles se superposent plus ou moins les unes sur les autres, ou au contraire se succèdent les unes après les autres. Les risques de

superposition croissent du type peuplier au type pin parasol. Ceci est vrai pour les bassins qui sont globalement affectés par un événement pluvieux.

Les trois types (fig.2.13) sont des types simples d'organisation de réseaux hydrographiques. L'histoire géomorphologique et la structure géologique sont à l'origine de réseaux d'organisation plus complexe.

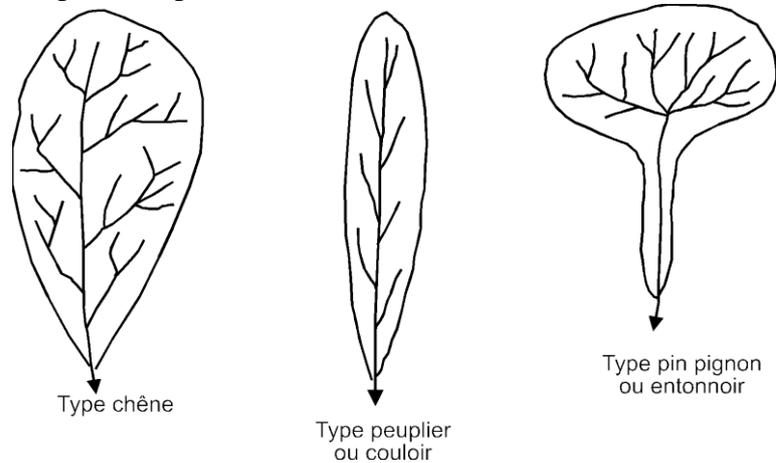


Figure 2.13 : Types de bassins versants

Méthode analytique

Dans le cas du bassin versant d'Oued Boukiou le rapport de confluence :

$$R_c = \frac{N_n}{N_{n+1}} \tag{2.13}$$

R_c : Rapport de confluence.

N_n : Nombre de cours d'eau d'ordre n.

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

Ordre	1/2	2/3	3/4	4/5	5/6	Moyenne
Rapport de confluence	4.74	5.46	4.55	4.5	2	4.252

Méthode graphique (fig.2.14)

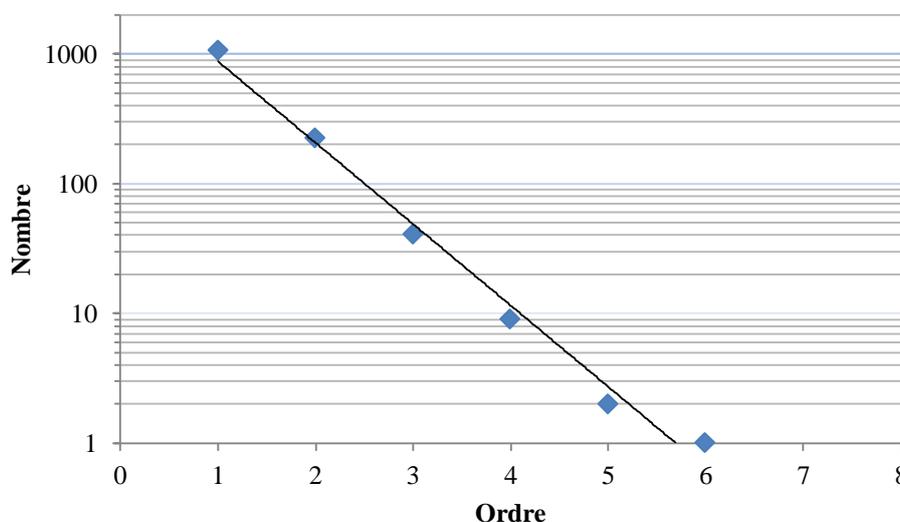


Figure 2.14: Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre.

La pente de la droite $a = \frac{\log 1063 - \log 1}{6-1} = 0.61$

$R_c = 4.07$

Remarque :

Le bassin versant d'oued Boukiou est de type chêne puisque le rapport de confluence R_c est inférieur à 5.

c. Rapport des longueurs (R_l)

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

$$R_l = \frac{L_{n+1}}{L_n} \tag{2.14}$$

Avec

R_l : Rapport de longueur.

L_n : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n.

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

Méthode analytique

Ordre	2/1	3/2	4/3	5/4	6/5
Rapport des longueurs	3.21	2.44	1.99	2.51	2.72

La moyenne représente $R_l = 2.57$

Méthode graphique (fig.2.15)

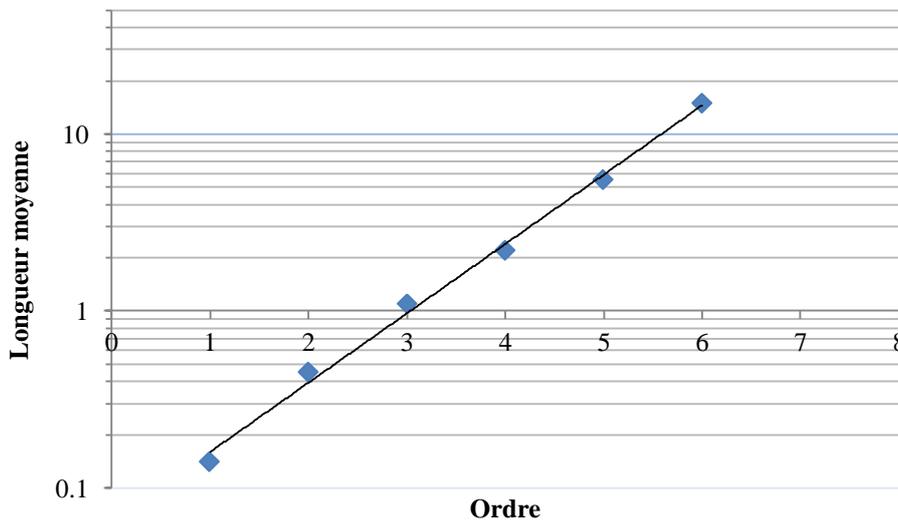


Figure 2.15: Droite représentative du rapport des longueurs en fonction de l'ordre.

La pente de la droite $a = \frac{\log 15 - \log 0.14}{6-1} = 0.41$

$R_l = 2.57$

d. Rapport des aires (R_a)

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

$$R_a = \frac{A_{n+1}}{A_n} \tag{2.15}$$

Avec

R_a : Rapport des aires.

A_n : Surface moyenne des thalwegs d'ordre n.

A_{n+1} : Surface moyenne des thalwegs d'ordre n+ 1.

Méthode analytique

Ordre	2/1	3/2	4/3	5/4	6/5
Rapport des aires	1.83	1.72	3.05	4.01	1.27

La moyenne représente $R_l = 2.37$

Méthode graphique (fig. 2.16)

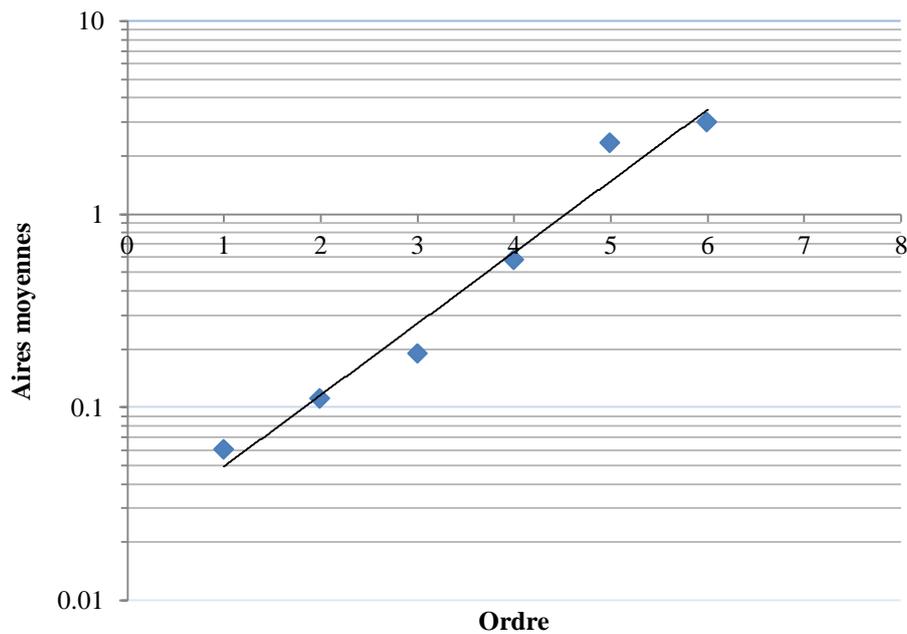


Figure 2.16: Droite représentative du rapport des aires en fonction de l'ordre

La pente de la droite $a = \frac{\log 2.975 - \log 0.11}{5 - 1} = 0.36$

$R_c = 2.29$

e. Densité de drainage

La densité de drainage, introduite par Horton, est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant :

$$D_d = \frac{\sum_1^n L_i}{A} \quad (2.16)$$

Avec :

D_d : Densité de drainage [km/km^2],

L_i : Longueur de cours d'eau [km],

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

$$D_d = 2.97 \text{ km}/\text{km}^2.$$

La densité de drainage dépend de la géologie (structure et lithologie) des caractéristiques topographiques du bassin versant et dans une certaine mesure, des conditions climatologiques et anthropiques. En pratique, les valeurs de densité de drainage varient de 3 à 4 pour des régions où l'écoulement n'a atteint qu'un développement très limité et se trouve centralisé, elles dépassent 1000 pour certaines zones où l'écoulement est très ramifié avec peu d'infiltration (Kisangala, 2008). Selon Schumm, la valeur inverse de la densité de drainage, $C=1/D_d$, s'appelle « constante de stabilité du cours d'eau ». Physiquement, elle représente la surface du bassin nécessaire pour maintenir des conditions hydrologiques stables dans un vecteur hydrographique unitaire (section du réseau).

f. Densité hydrographique

La densité hydrographique représente le nombre de canaux d'écoulement par unité de surface.

$$F = \frac{\sum_1^n N_i}{A} \quad (2.17)$$

avec :

F : Densité hydrographique [km^{-2}],

N_i : Nombre de cours d'eau,

A : Superficie du bassin [km^2].

$$F = 11.42 \text{ km}^{-2}.$$

Il existe une relation assez stable entre la densité de drainage D_d et la densité hydrographique F , de la forme:

$$F = a.D_d^2 \quad (2.18)$$

Où a est un coefficient d'ajustement.

En somme, les régions à haute densité de drainage et à haute densité hydrographique (deux facteurs allant souvent de pair) présentent en général une roche mère imperméable, un couvert végétal restreint et un relief montagneux. L'opposé, c'est-à-dire faible densité de drainage et faible densité hydrographique, se rencontre en région à substratum très perméable, à couvert végétal important et à relief peu accentué. Dans le cas de notre bassin versant d'oued Boukiou, la faible densité du drainage et de la densité hydrographique expliquent le faible écoulement d'oued Boukiou ce qui implique qu'on a une perte par infiltration dans un sol perméable.

g. Coefficient de torrentialité

Il est défini par la formule suivante :

$$C_T = D_d \cdot F_1 \quad (2.19)$$

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

avec :

D_d : Densité de drainage (Km/Km²)

F_1 : Fréquence des thalwegs élémentaires.

$$F_1 = \frac{N_1}{A} \quad (2.20)$$

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

$C_T=26.90$

h. Coefficient d'allongement (Ca)

Il est donné par la relation suivante :

$$C_a = \frac{2 \cdot \sqrt{A/\pi}}{L_0} \quad (2.21)$$

$$L_0 = \frac{\sum_1^n L_i}{n} \quad (2.22)$$

C_a : Coefficient d'allongement.

A : Surface du bassin versant.(Km²)

n : Nombre d'ordre.

L_i : Longueur moyenne des cours d'eau.(Km)

$C_a= 3$

i. Temps de concentration(t_c)

Le temps de concentration (t_c) des eaux sur un bassin versant se définit comme le maximum de durée nécessaire à une goutte d'eau pour parcourir le chemin hydrologique entre un point du bassin et l'exutoire de ce dernier.

Il est composé de trois termes différents :

- t_h : Temps d'*humectation*. Temps nécessaire à l'imbibition du sol par l'eau qui tombe avant qu'elle ne ruisselle.
- t_r : Temps de *ruissellement* ou *d'écoulement*. Temps qui correspond à la durée d'écoulement de l'eau à la surface ou dans les premiers horizons de sol jusqu'à un système de collecte (cours d'eau naturel, collecteur).
- t_a : Temps d'*acheminement*. Temps mis par l'eau pour se déplacer dans le système de collecte jusqu'à l'exutoire.

Le temps de concentration t_c est donc égal au maximum de la somme de ces trois termes, soit :

$$t_c = \max(\sum(t_h + t_r + t_a)) \quad (2.23)$$

Théoriquement, on estime que t_c est la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement. Pratiquement le temps de concentration peut être déduit de mesures sur le terrain ou s'estimer à l'aide de formules le plus souvent empiriques.

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5 L}{0.8(H_{moy} - H_{min})^{1/2}} \quad (2.24)$$

Où :

t_c : Temps de concentration (heures).

A : Superficie du bassin (km^2).

L : Longueur du thalweg principal (km).

H_{moy} : Altitude moyenne (m).

H_{min} : Altitude minimale (m).

$t_c = 06\text{h}00'$

2.6 Conclusion

L'étude morphométrique du bassin versant d'oued Boukiou, a permis de se renseigner sur les caractéristiques suivantes (tableau 2.9) :

Tableau 2.9: Caractéristiques morphométriques du bassin versant d'oued Boukiou

Paramètres	Symboles	Unités	Valeurs
Surface	A	Km ²	117.3
Périmètre	P	Km	58
Coefficient de Gravelius	K _C	-	1.5
Longueur du rectangle équivalent	L	Km	24.15
Largueur du rectangle équivalent	l	Km	4.85
Altitude moyenne	H _{moy}	m	382.73
Pente globale	I _g	m/km	0.0227
Indice de pente de roche	I _p	m/Km	1.8
Pente moyenne	I _{moy}	%	5.1
Densité de drainage	D _d	km/km ²	2.97
Facteur de forme	R _f	-	0.20
Coefficient de circularité	R _{ci}	-	0.438
Dénivelée spécifique	D _S	m	246
Temps de concentration	t_c	heure	6
Coefficient d'allongement	Ca	-	3
Coefficient de torrentialité	C _T	-	26.90
Densité hydrographique	F	Km ⁻²	11.42

Le bassin versant d'oued Boukiou est de type chêne, classé petit.

L'indice global et la dénivelée spécifique, permettent de classer la région à relief assez fort.

L'indice de compacité a une grande influence sur l'écoulement global du cours d'eau et surtout sur l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin résultant d'une pluie donnée, il confirme que notre bassin est compact, ainsi qu'il est bien hiérarchisé.

La courbe hypsométrique traduit bien l'aspect accidenté de la zone, et la densité de drainage indique que le bassin versant est bien drainé.

CHAPITRE 3

ETUDE HYDROCLIMATOLOGIQUE

3.1 Introduction

Le climat d'un endroit peut être défini comme un composite du temps dominant à long terme qui se produit à cet emplacement. Dans un sens, le climat est le temps moyen. Le climat peut être mesuré quantitativement en calculant les moyennes à long terme de différents éléments de climat telles que la température et les précipitations. Les extrêmes dans le temps cependant, nous aident également à définir le climat d'une zone particulière.

Pour cela, Aime (1991), précise que l'étude du climat est une étape indispensable dans toute étude du fonctionnement des systèmes écologiques.

Selon Emberger (1955), et Estienne et al (1970), le climat méditerranéen est un climat de transition entre la zone tempérée et la zone tropicale avec un été chaud, très sec, et tempéré aux bordures de la mer et un hiver très frais et humide. C'est l'existence d'étés chauds et secs qui constitue le critère déterminant pour individualiser ce type de climat (Quezel et al, 2003).

Seltzer (1946), souligne que dans l'Ouest algérien et plus précisément sur les piémonts des monts de Tlemcen et notamment les monts des Traras, la saison estivale sèche et chaude dure environ 6 mois, le semestre hivernal est pluvieux.

3.2 Paramètres climatiques

Les paramètres du climat ont une influence certaine et directe sur le développement des taxons. Deux principaux paramètres sont pris en considération, la pluviosité et la température.

3.2.1 Etude des précipitations

Djebaili (1978), définit la pluviosité comme étant le facteur primordial qui permet de déterminer le type du climat, en effet, elle conditionne le maintien de la répartition du tapis végétal d'une part, et la dégradation du milieu naturel par le phénomène d'érosion d'autre part.

On entend par précipitations, la hauteur de la lame d'eau recueillie par le pluviomètre, quelque soit l'origine de cette eau, pluie, neige, grêle, ou autres formes de condensation. (Réménieras G., 1986).

Nous nous intéresserons dans cette étude aux précipitations, qui constituent le facteur primordial dans le comportement hydrologique de la région. Elles varient dans le temps et dans l'espace.

Les données pluviométriques dont nous disposons, ont été collectées à la station Djebel Chouachi (tableau 3.1) et ont porté sur 44 ans, soit de 1974/1975 à 2017/2018.

Tableau 3.1: Caractéristiques de la station de mesure.

	Station	Coordonnées				Etat
	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Code de la station	Période d'enregistrement	
Djebel Chouachi	01°31'W	35°14'N	130	160518	1974/1975 2017/2018	Opérationnelle

Source A.N.R.H

3.2.1.1 Variations des précipitations moyennes annuelles

Les valeurs des pluies annuelles enregistrées au niveau de la station de Dj.Chouachi durant la période (1974/1975-2017/2018) sont représentées dans le tableau 3.2:

Tableau 3.2 : Données pluviométriques annuelles d'Oued Boukiou (1974/1975-2017/2018).

Année	P (mm)	Année	P (mm)	Année	P (mm)
1974/1975	406.4	1989/1990	239.1	2004/2005	274.1
1975/1976	404.7	1990/1991	226.6	2005/2006	303.0
1976/1977	329.1	1991/1992	367.5	2006/2007	260.3
1977/1978	248.3	1992/1993	222.1	2007/2008	183.4
1978/1979	285.4	1993/1994	289.3	2008/2009	551.2
1979/1980	380.6	1994/1995	234.5	2009/2010	417.4
1980/1981	283.3	1995/1996	248.4	2010/2011	360.0
1981/1982	186.8	1996/1997	159.2	2011/2012	256.4
1982/1983	163.6	1997/1998	230.5	2012/2013	474.3
1983/1984	262.5	1998/1999	290.5	2013/2014	361.9
1984/1985	244.7	1999/2000	191.4	2014/2015	349.1
1985/1986	304.7	2000/2001	268.0	2015/2016	218.4
1986/1987	311.4	2001/2002	333.6	2016/2017	221.5
1987/1988	143.4	2002/2003	326.2	2017/2018	310.5
1988/1989	190.8	2003/2004	467.3		

L'évolution du niveau pluviométrique d'Oued Boukiou durant la période (1974/1975-2017/2018) représentée par la figure 3.1 permet de distinguer les valeurs extrêmes. En effet le maximum a été observé en 2008/2009, avec une valeur de 551.2 mm, tandis que le minimum de 143.4 mm a été enregistré en 1987/1988.

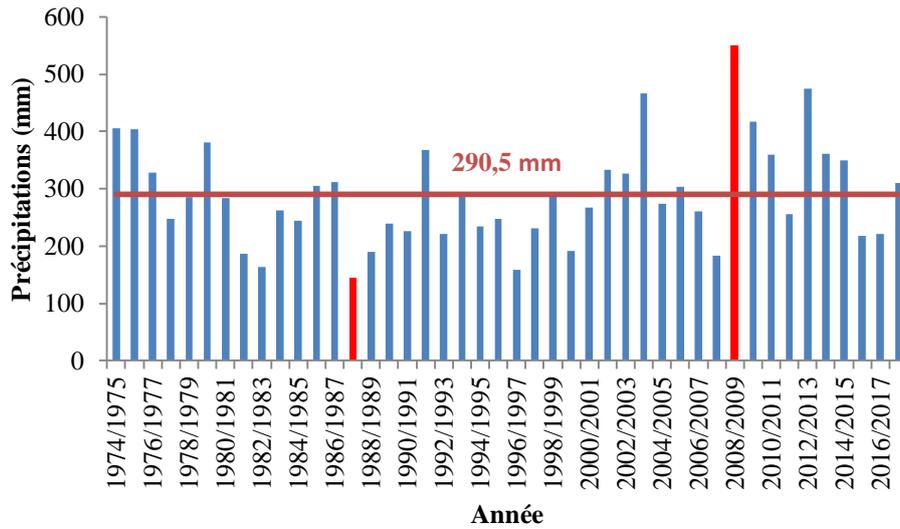


Figure 3.1: Evolution des précipitations annuelles d’Oued Boukiou à la station Djebel Chouachi (1974/1975-2017/2018).

Le coefficient d’irrégularité exprimé par le rapport des précipitations maximales et minimales indique que le régime est très irrégulier de type méditerranéen.

Coefficient d’irrégularité = $P_{max} / P_{min} = 3.84$

La variabilité annuelle des précipitations est une expression globale à grand intérêt en bioclimatologie puisqu’elle fait apparaître les variations des précipitations d’une année à une autre (fig.3.2), où la moyenne est égale à 290.5 mm pour la série des données de 1974/1975-2017/2018 et où nous observons une période sèche qui a sévi pendant longtemps au niveau de la région d’étude (1981/1982 -2000/2001).

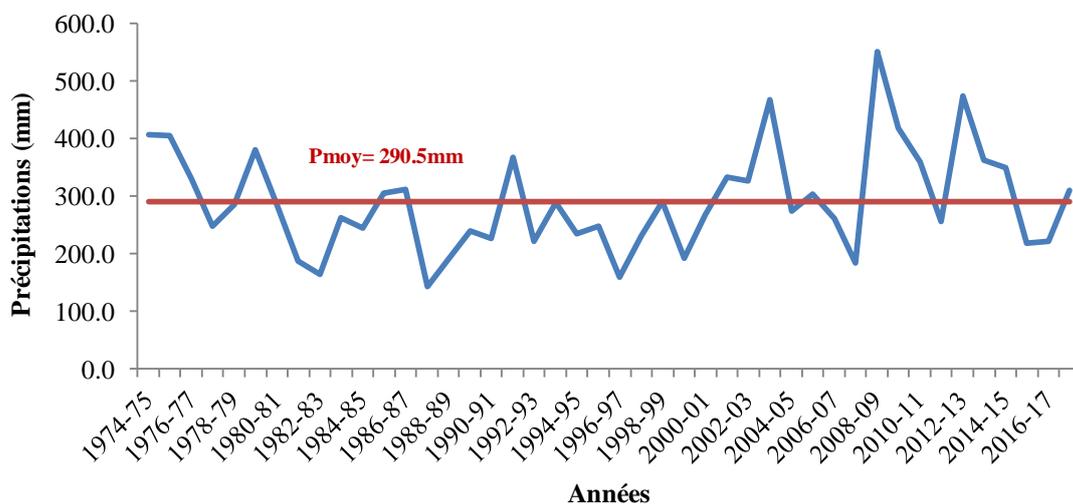


Figure 3.2: Variation des précipitations moyennes annuelles à la station de Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018).

3.2.1.2 Variation des précipitations moyennes mensuelles

L'analyse des données pluviométriques mensuelles permet de mieux approcher la distribution des quantités d'eau enregistrées au niveau de la station et ce pour tous les mois de l'année tableau 3.3 :

Tableau 3.3 : Valeurs moyennes mensuelles des précipitations à la station Dj.Chouachi(1974/1975-2017/2018).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P(mm)	10.2	21.2	45.5	32	38.5	47.2	37.3	27.5	23.1	3.7	0.9	3.6

L'analyse de la figure 3.3 montre la répartition des précipitations moyennes mensuelles sur la période. Nous retiendrons que le mois le plus sec est le mois de Juillet avec 0,9mm, et le plus humide est Février avec 47,2mm.

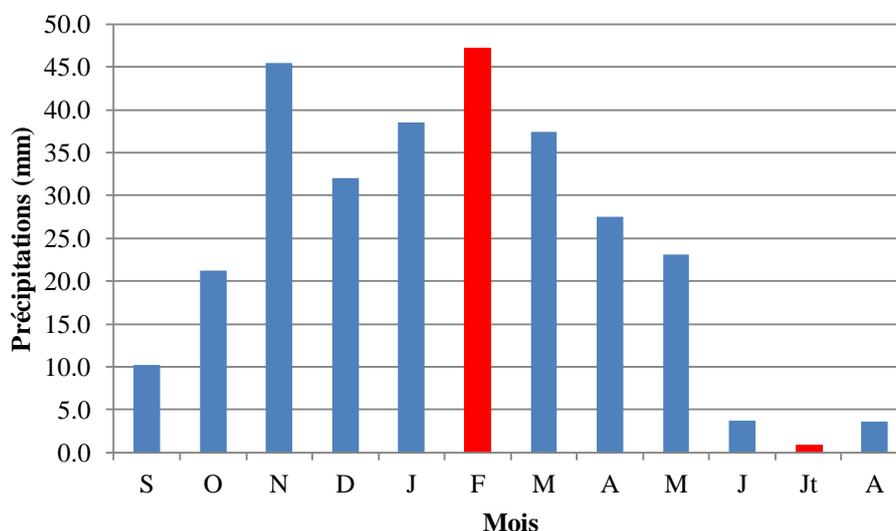


Figure 3.3: Variation des précipitations moyennes mensuelles à la station Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018)

3.2.1.3 Variation des précipitations moyennes saisonnières des précipitations

Musset inChaabane (1993), fût le premier ayant défini la notion du régime saisonnier. Ça consiste à calculer la somme des précipitations par saison et à effectuer le classement des saisons par ordre de pluviosité décroissant. En désignant chaque saison par son initial : AHPE (A : Automne, H : Hiver, P : Printemps et E : Eté) (tableau 3.4).

Tableau 3.4: Valeurs moyennes saisonniers des précipitations à la station Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018)

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
P (mm)	76.9	117.7	87.8	8.2

Daget(1977) confirme que l'été sous le climat méditerranéen est la saison la plus chaude et la moins arrosée, et considéré les mois de Juin, Juillet et Août comme les mois d'été.

La distribution saisonnière des précipitations (fig.3.4) montre, que la saison la plus sèche correspond à l'été (Juin, Juillet et Août). Par contre, l'hiver (Décembre, Janvier et Février) correspond à la saison humide.

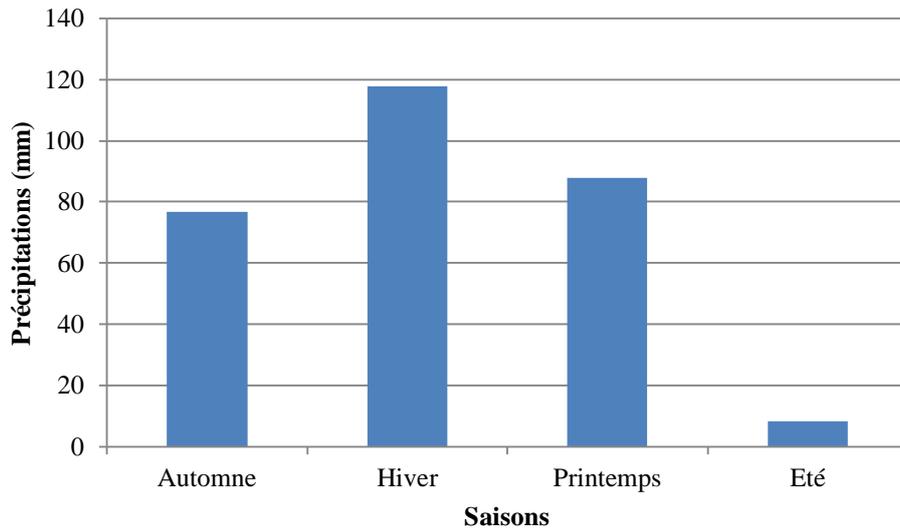


Figure 3.4: Variation des précipitations moyennes saisonnières à la station Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018)

3.2.1.4 Variation des précipitations moyennes journalières

L'analyse des données pluviométriques journalières de la série d'étude (1974/1975 - 2017/2018), (fig. 3.5) montre que sur 16436 valeurs 15095 sont nulles, ce qui représente une fraction de 91.84%, les pics pluviométriques représentent des valeurs très importantes dans la série, mais restent des cas isolés. La valeur maximale est enregistrée le 08 février 2009 avec une valeur de 125 mm, elle correspond à l'année la plus pluvieuse de la série (2008/2009). Le module calculé de (1974/1975 à 2017/2018) est de 0.8 mm.

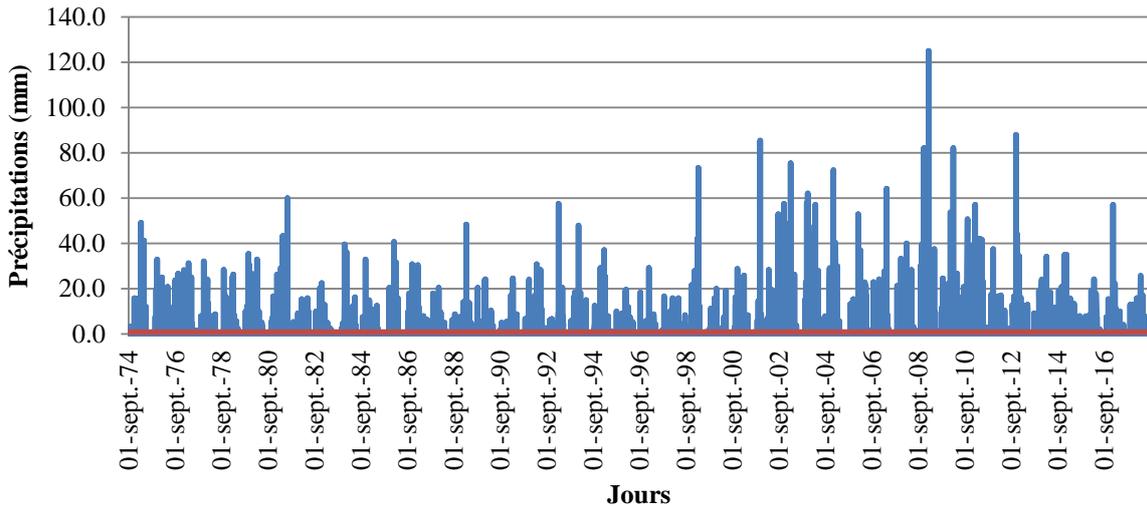


Figure 3.5 : Variation des précipitations moyennes journalières à la station Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018)

La figure 3.6 montre les variations des moyennes journalières que représente une année moyenne (de 1974/1975 à 2013/2014). Le pic représenté sur la figure 3.6 correspond au 29 février il enregistre une valeur moyenne de 8.3 mm, mais cette moyenne est calculée sur une base de 10 années seulement pas 40 ans, puisque le jour du 29 février revient chaque 4 ans, par conséquent on va considérer que le maximum des précipitations moyennes journalières en une année moyenne est celui de 8 février avec une valeur de 5.6 mm, grâce à une pluie exceptionnelle de 125 mm enregistré le 8 février 2008. Pour le mois d’août enregistre comme même des valeurs intéressantes dut aux pluies orageuses qui surviennent dans la deuxième quinzaine du mois d’août.

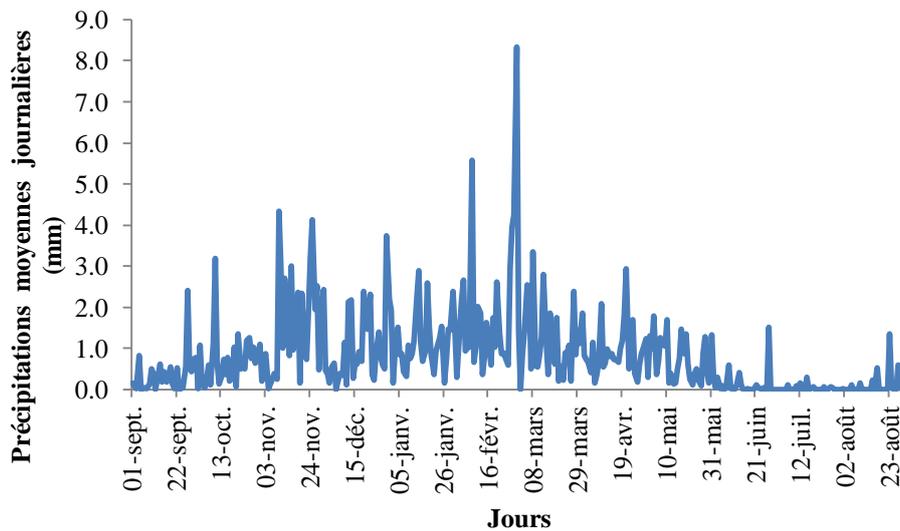


Figure 3.6 : Représentation d’une année moyenne journalière des précipitations à la station Dj.Chouachi (1974/1975-2017/2018)

3.2.1.5 Etude statistique des précipitations

L'ensemble des données d'une station de mesures pluviométriques constitue une information primordiale. On applique ainsi des lois et des techniques de la statistique aux relevés pluviométriques pour en tirer des informations utiles aux études et travaux envisagés. On détermine de la sorte :

- Les valeurs moyennes, tendances centrales ou dominantes (moyenne, médiane, mode,...),
- La dispersion ou fluctuation autour de la valeur centrale (écart-type, variance,...),
- Les caractéristiques de forme (coefficient de Yulle, Fisher, Pearson, Kelly),
- Les lois de distribution statistiques (loi normale, log-normale, Pearson,...).

L'ensemble de ces valeurs ponctuelles, condensées sous forme statistique, est utilisé pour déterminer la fréquence et les caractéristiques d'un événement pluvieux isolé ou encore pour étudier la variabilité de la pluviométrie dans l'espace.

L'ajustement statistique des précipitations sur une période de 44 ans (tableau 3.5) consiste à vérifier des hypothèses d'homogénéité entre une variable aléatoire et un modèle calculé, si ce modèle est bien superposé à l'échantillon étudié, on peut dire qu'il est bien ajusté. L'objet de la méthode statistique est la réduction de la masse de données qui devrait être remplacée par un nombre réduit de paramètres statistiques pouvant représenter correctement cette masse. (Dadi, 1998 *in* Rahmani, 2012).

Tableau 3.5 : Distribution des précipitations moyenne annuelle en terme croissant de la station de Djebel Chouachi sur la période de 1974-1975 à 2017-2018.

Rang (I)	Année	P (mm)	$F_I = I/N + 1$	Rang (I)	Année	P (mm)	$F_I = I/N + 1$
1	1987/1988	143.4	0.022	23	1980/1981	283.3	0.511
2	1996/1997	159.2	0.044	24	1978/1979	285.4	0.533
3	1982/1983	163.6	0.067	25	1993/1994	289.3	0.556
4	2007/2008	183.4	0.089	26	1999/2000	290.5	0.578
5	1981/1982	186.8	0.111	27	2005/2006	303.0	0.600
6	1988/1989	190.8	0.133	28	1985/1986	304.7	0.622
7	1999/2000	191.4	0.156	29	2017/2018	310.5	0.644
8	2015/2016	218.4	0.178	30	1986/1987	311.4	0.667
9	2016/2017	221.5	0.200	31	2002/2003	326.2	0.689
10	1992/1993	222.1	0.222	32	1976/1977	329.1	0.711
11	1990/1991	226.6	0.244	33	2001/2002	333.6	0.733
12	1997/1998	230.5	0.267	34	2010/2011	349.1	0.756
13	1994/1995	234.5	0.289	35	2013/2014	360.0	0.778
14	1989/1990	239.9	0.311	36	2014/2015	361.9	0.800
15	1984/1985	244.7	0.333	37	1991/1992	367.5	0.822
16	1977/1978	248.3	0.356	38	1979/1980	380.6	0.844
17	1995/1996	248.4	0.378	39	1975/1976	404.7	0.867
18	2011/2012	256.4	0.400	40	1974/1975	406.4	0.889
19	2006/2007	260.3	0.422	41	2009/2010	417.4	0.911
20	1983/1984	262.5	0.444	42	2003/2004	467.3	0.933
21	2000/2001	268.0	0.467	43	2012/2013	474.3	0.956
22	2004/2005	274.1	0.489	44	2008/2009	551.2	0.978

Les résultats de calcul des paramètres de position et de dispersion sont donnés par le tableau 3.6 :

Tableau 3.6 : Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Djebel Chouachi

	Paramètres	Formules	Valeurs
Paramètres de position	Moyenne (mm)	$\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a P_i$	290.5
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a (P_i^2 - \bar{P}^2)$	7974.49
Paramètres de dispersion	Ecart-type	$\delta = \sqrt{\sigma^2}$	89.3
	Coefficient de variation	$C_v = \frac{\sigma}{\bar{P}}$	0.308

avec :

N : Effectif (nombre d'années),

P_i : Valeurs des précipitations de chaque année.

Le coefficient de variation $C_v < 0.5$, cela laisse supposer que l'ajustement suit une loi normale ou log normale, le test χ^2 permettra de vérifier cette adéquation.

A\ Ajustement par la loi normale

• **Test graphique**

Pour représenter la fonction (où, $y = P$ pour la loi Normale), on reporte u : variable réduite de Gauss sur l'axe des x en échelle arithmétique. Sur l'axe des y en échelle arithmétique, on reporte P pour la loi Normale (fig. 3.7). On obtient une distribution représentée par une droite appelée la droite de Henry d'équation:

$$y = \delta x + \bar{P} \tag{3.1}$$

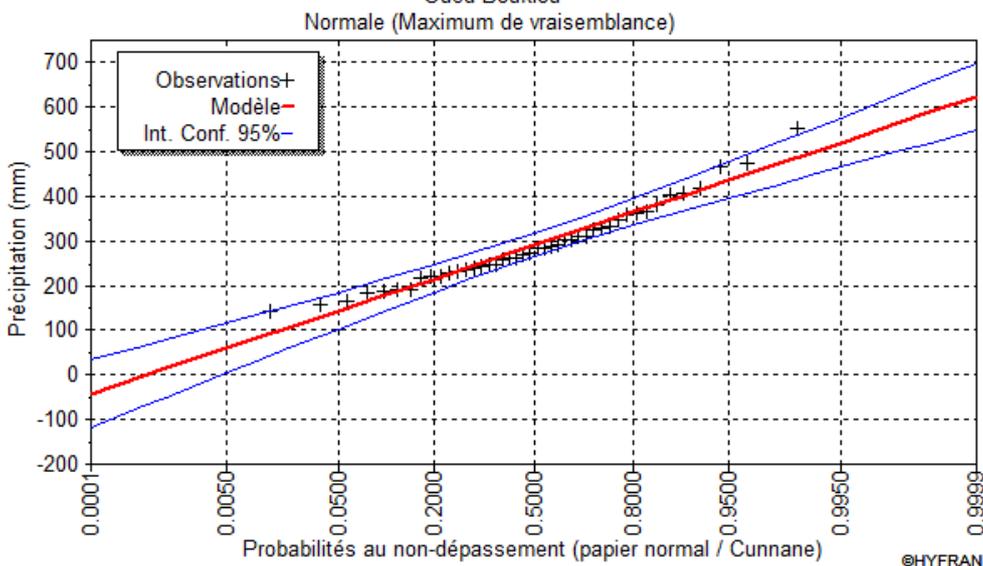


Figure.3.7: Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale (1974/1975-2017/2018).

- **Test numérique (Test du χ^2 de Pearson)**

Le test de Pearson ou encore appelé le test du khi-deux (χ^2), permet de juger de la qualité de l'ajustement d'une distribution théorique à une distribution expérimental, le χ^2 calculé par le logiciel HYFRAN 1.1 donne le résultat de : 3.86

Pour un seuil de probabilité de 5% (0.05), le degré de liberté (ddl) sera calculé par :

$$\gamma = K - p - 1 \tag{3.2}$$

avec :

$$\gamma = \text{ddl} = 9 - 2 - 1 = 6,$$

$$\text{Donc : } \chi^2_{\text{tabulé}} = 12.59$$

B\ Ajustement par la loi log normale

- **Test graphique**

Les résultats de calcul sont illustrés sur le tableau 3.7 et 3.8:

Tableau.3.7: Paramètres de position et dispersion pour la loi log normale.

	Paramètres	Formules	Valeurs
Paramètres de position	Moyenne	$\overline{\text{Log}P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a \text{Log}P_i$	5.63
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a (\text{Log}P_i^2 - \overline{\text{Log}P}^2)$	0.092
Paramètres de dispersion	Ecart-type	$\delta = \sqrt{\sigma^2}$	0.303
	Coefficient de variation	$C_v = \frac{\sigma}{\overline{\text{Log}P}}$	0.0538

Tableau 3.8 : Ajustement à la loi log normale des précipitations
à la station de Djebel Chouachi (1974/1975-2017/2018)

Rang (I)	Année	LogP	$F_I = I/N + 1$	Rang (I)	Année	LogP	$F_I = I/N + 1$
1	1987/1988	4.97	0.022	23	1980/1981	5.65	0.511
2	1996/1997	5.07	0.044	24	1978/1979	5.65	0.533
3	1982/1983	5.10	0.067	25	1993/1994	5.67	0.556
4	2007/2008	5.21	0.089	26	1999/2000	5.67	0.578
5	1981/1982	5.23	0.111	27	2005/2006	5.71	0.600
6	1988/1989	5.25	0.133	28	1985/1986	5.72	0.622
7	1999/2000	5.25	0.156	29	2017/2018	5.74	0.644
8	2015/2016	5.39	0.178	30	1986/1987	5.74	0.667
9	2016/2017	5.40	0.200	31	2002/2003	5.79	0.689
10	1992/1993	5.40	0.222	32	1976/1977	5.80	0.711
11	1990/1991	5.42	0.244	33	2001/2002	5.81	0.733
12	1997/1998	5.44	0.267	34	2010/2011	5.86	0.756
13	1994/1995	5.46	0.289	35	2013/2014	5.89	0.778
14	1989/1990	5.48	0.311	36	2014/2015	5.89	0.800
15	1984/1985	5.50	0.333	37	1991/1992	5.91	0.822
16	1977/1978	5.51	0.356	38	1979/1980	5.94	0.844
17	1995/1996	5.52	0.378	39	1975/1976	6.00	0.867
18	2011/2012	5.55	0.400	40	1974/1975	6.01	0.889
19	2006/2007	5.56	0.422	41	2009/2010	6.03	0.911
20	1983/1984	5.57	0.444	42	2003/2004	6.15	0.933
21	2000/2001	5.59	0.467	43	2012/2013	6.16	0.956
22	2004/2005	5.61	0.489	44	2008/2009	6.31	0.978

La distribution représentée par la droite de Henry (fig.3.8) pour la loi log normale est calculée par l'équation suivante :

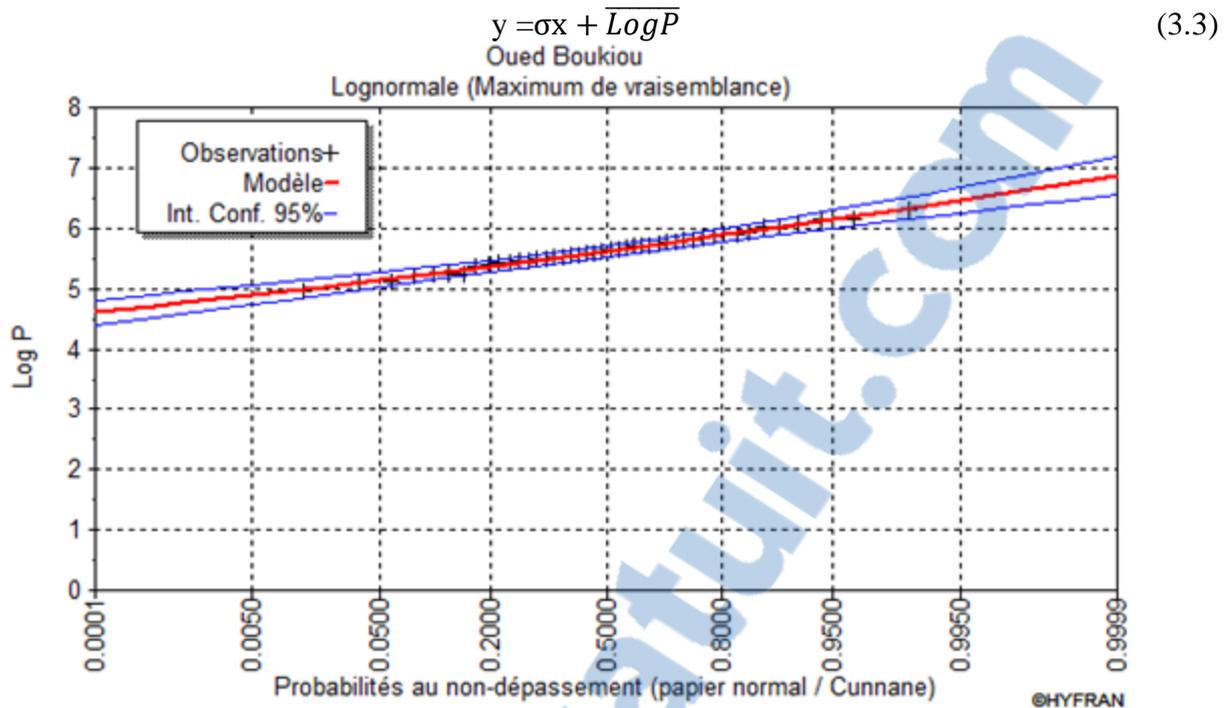


Figure.3.8 : Ajustement graphique des précipitations annuelles
A la loi log normale à la station de Dj. Chouachi

- **Test numérique (Test du χ^2 de Pearson)**

Le χ^2 est calculé par le logiciel HYFRAN 1.1 donne le résultat de : 5.09

Pour un seuil de probabilité de 5% (0.05) :

$\gamma = \text{ddl} = 9 - 2 - 1 = 6,$

Donc : $\chi^2_{\text{tabulé}} = 12.59$

C\ Résultats de l'ajustement

Le tableau 3.9, montre que l'ajustement des précipitations avec la loi log normale et la loi normale est acceptable.

Tableau.3.9: Comparaison entre $\chi^2_{\text{calculé}}$ et $\chi^2_{\text{tabulé}}$ (loi normale et log normale)

Station	$\chi^2_{\text{calculé}}$	$\chi^2_{\text{tabulé}}$	Comparaison	Résultat
Djebel Chouachi				
Loi normale	3.86	12.59	$\chi^2_{\text{cal}} < \chi^2_{\text{tab}}$	Ajustement acceptable
Loi log normale	5.09	12.59	$\chi^2_{\text{cal}} < \chi^2_{\text{tab}}$	Ajustement acceptable

D\ Calcul des Précipitations pour une période de récurrence donnée

Constatons que la loi log normale est plus adéquate que la loi normale pour effectuer des ajustements, nous allons calculer les précipitations pour différentes période de retour avec les deux lois d'ajustements (tableau 3.10) :

$$\text{Log } P = 5,6267 + 0,3036 \times x \quad (3.4)$$

$$P = 290.5 + 87.769 \times x \quad (3.5)$$

Tableau. 3.10: Calcul des précipitations pour différentes périodes de retour avec la loi normale et log normale.

Périodes	Précipitations	Log normale		Normale
		Log P	P (mm)	P (mm)
Période humide	Précipitations décennales (u=1.28)	6.015308	409.65	402.84
	Précipitations de 50 ans (u=2,05)	6.24908	517.53	470.43
	Précipitations centenaires (u= 2,33)	6.334088	563.45	495
	Précipitations millénaires (u=3.29)	6.625544	754.11	579.3
Période sèche	Précipitations décennales (u= -1.28)	5.238092	188.31	178.16
	Précipitations de 50 ans (u= -2.05)	5.00432	149.05	110.57
	Précipitations centenaires (u= -2,33)	4.919312	136.90	86
	Précipitations millénaires (u= -3.29)	4.627856	102.29	1.74

Les résultats montrent qu'il est plus juste et pour une question de sécurité d'adopter la loi log normale.

3.2.2 Etude des températures

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 direct.

La température minimale (T_{min}) : est la plus basse température observée au cours d'une journée de vingt-quatre heures (24H). Elle se produit le plus souvent tôt le matin.

La température maximale (T_{max}) : est la plus haute température observée au cours de la journée. Elle se produit le plus souvent en cours d'après-midi.

La différence entre le maximum et le minimum de température d'une journée est appelée amplitude diurne de température. Celle-ci varie en fonction de la région et de la saison. *La température moyenne (T_{moy})* : C'est la moyenne de la température au cours d'une journée. Elle est obtenue en faisant la demi-somme de la température minimale et de la température maximale.

$$T_{Moy} = \frac{1}{2}(T_{Max} + T_{Min}) \quad (3.6)$$

3.2.2.1 Variation des températures moyennes annuelles

Les données des températures dont nous disposons, ont été collectées à la station de Zenata (tableau 3.11) et ont porté sur 44 ans, soit de 1974/1975 à 2017/2018.

Tableau 3.11: Caractéristiques de la station de mesure.

	Station	Coordonnées			Période d'enregistrement	Etat
	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Code de la station		
Station de Zenata	01°46'W	35°01'N	247	605310	1974/1975 2017/2018	Opérationnelle

Source Zenata

La courbe de la figure 3.9, montre que les températures moyennes annuelles sont irrégulières, elles ont tendance à augmenter d'une année à l'autre. En effet, on y enregistre une augmentation annuelle de 0.0385 °C avec une température moyenne interannuelle de 18°C.

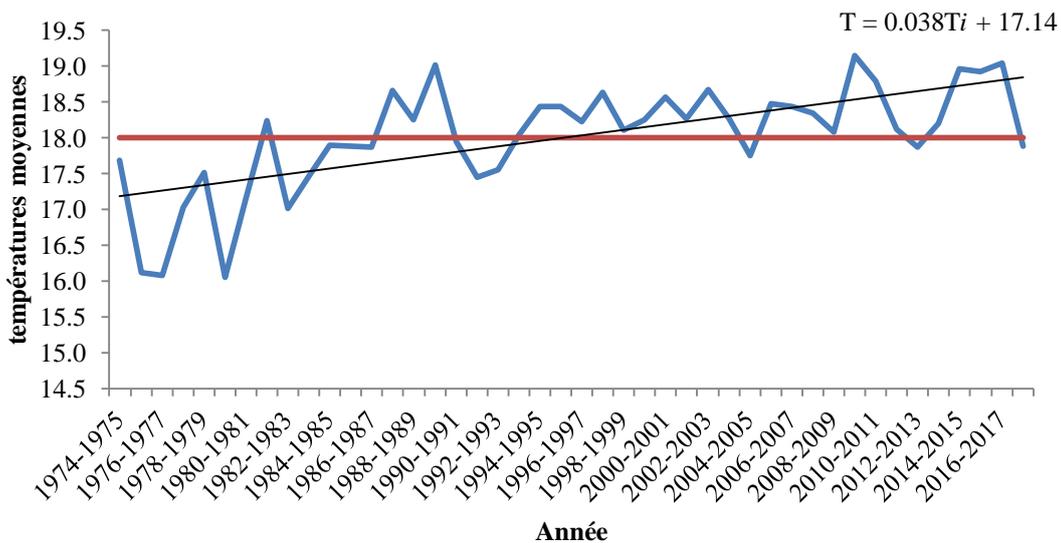


Figure 3.9 : Variation des températures moyennes annuelles à la station de Zenata (1974/75–2017/18).

L'étude des température moyennes maximales annuelles et moyennes minimales annuelles (fig.3.10), nous indique la valeur de 24.1°C pour le maximum moyen des températures et 11.9°C pour le minimum moyen des température avec une moyenne annuelle de 18°C.

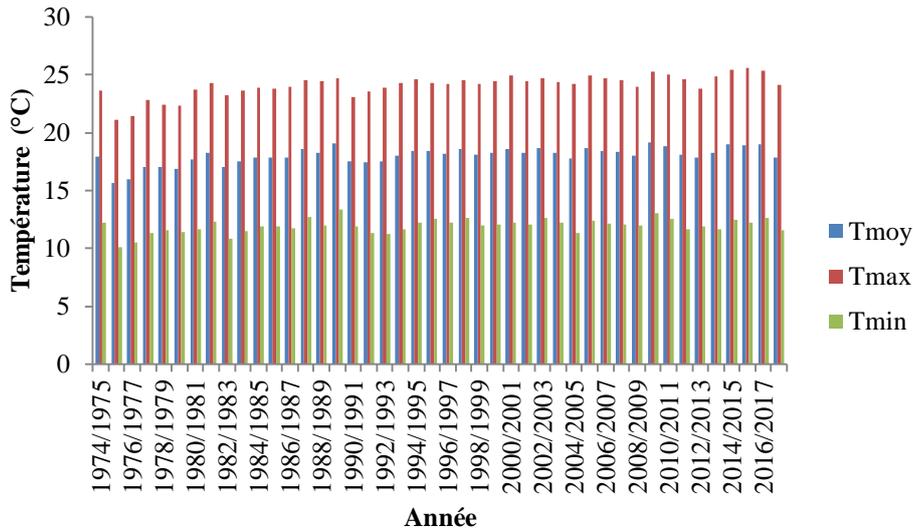


Figure 3.10: Températures maximales, minimales et moyennes annuelles à la station de Zenata (1974/1975 – 2017/2018)

3.2.2.2 Variation des températures moyennes mensuelles

La série des données des températures moyennes mensuelles d’une période de 44 ans (1974/1975-2017/2018) sont représentées dans le tableau (3.12) :

Tableau 3.12 : Valeurs moyennes mensuelles des températures.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
T_{moy}(°C)	23.6	19.8	15.1	12.2	10.8	11.8	13.6	15.6	18.5	22.5	25.9	26.3
T_{max} (°C)	30.0	25.8	20.8	17.6	16.2	17.2	19.5	21.6	24.8	29.1	32.8	33.4
T_{min} (°C)	17.3	13.5	9.6	6.8	5.4	6.3	7.7	9.4	12.3	15.9	19.0	19.8

La figure 3.11 représente la distribution des températures maximales et minimales de la série d’étude (1974/1975 - 2017/2018). Le mois le plus chaud est Août avec 26.3°C et le plus froid est Janvier avec une valeur de moins de 11°C.

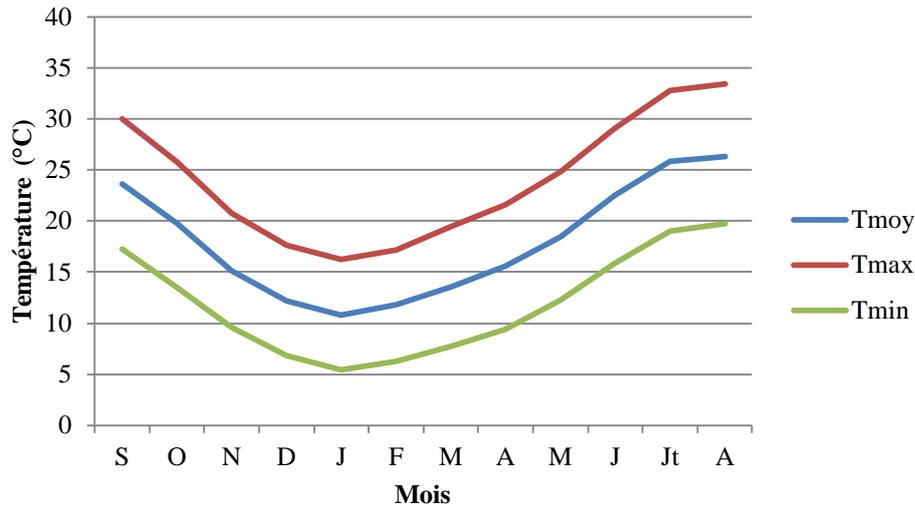


Figure 3.11 : Températures maximales, minimales et moyennes mensuelles à la station de Zenata (1974/1975 – 2017/2018)

3.2.3 Etude du climat

3.2.3.1 Introduction

Le climat peut être défini comme étant les conditions moyennes qu’il fait dans un endroit donné (température, précipitations,...) calculées d’après les observations d’au moins 30 ans (défini par l’Organisation Météorologique Mondiale). Il est donc caractérisé par des valeurs moyennes, mais également par des variations et des extrêmes. A l’échelle de la planète, le climat représente une machinerie complexe qui est le produit, dans l’espace et dans le temps, de toute une série d’interactions entre les éléments qui composent les différents compartiments.

Le tableau 3.13, regroupe les moyennes des précipitations et des températures d’une série de 44 ans sur le bassin versant d’oued Boukiou (1974/1975-2017/2018) :

Tableau 3.13 : Moyennes des précipitations et des températures de 1974/1975 à 2017/2018

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	An
P (mm)	10.2	21.2	45.5	32	38.5	47.2	37.4	27.5	23.6	3.8	0.9	3.6	290.5
T (°C)	23.6	19.8	15.1	12.2	10.8	11.8	13.6	15.6	18.5	22.5	25.9	26.3	18

3.2.3.2 Visualisation graphique

D’après Bagnouls et Gaussen (1953), un mois sec est un mois où les précipitations sont inférieures à 2 fois la température moyenne mensuelles ($P < 2T$).

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

La représentation du diagramme pluviothermique (fig.3.12) permet de visualiser :

- *- Une période humide qui s'étend depuis le début du mois de Novembre jusqu'au mois de Avril.
- *- Une période sèche couvrant les autres mois de l'année.

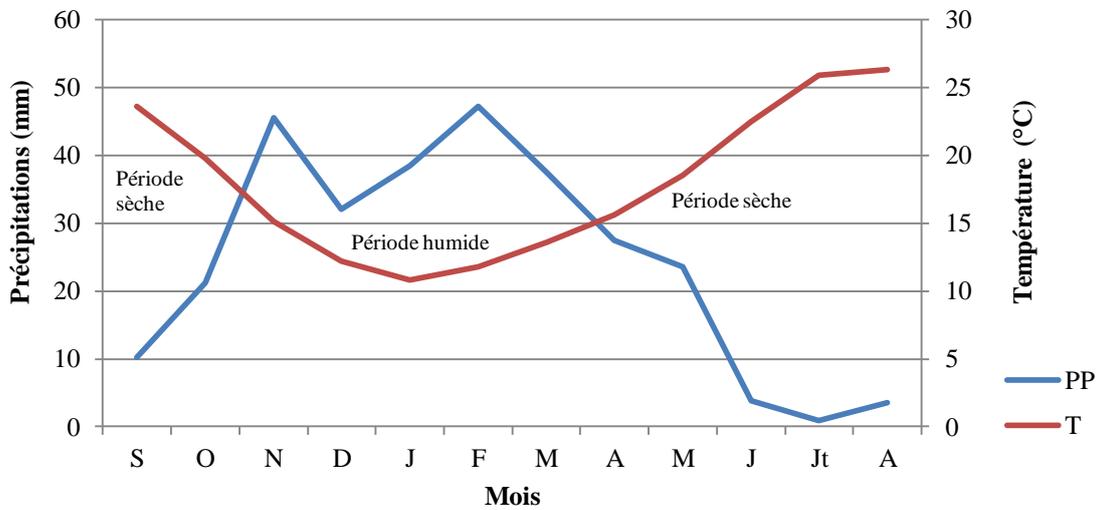


Figure 3.12: Courbe pluviométrique (1974/1975-2017/2018).

3.2.3.3 Indices climatiques

3.2.3.3.1 Indice d'aridité de De. Matonne

- Indice annuel défini par la relation suivante :

$$I = \frac{P}{T+10} \tag{3.7}$$

avec :

P : Précipitations moyennes annuelles = 290.5 mm.

T : Température moyenne annuelle = 18 °C.

I : indice d'aridité = 10.37

- Indice mensuel défini par la relation suivante :

$$I = \frac{12.P}{T+10} \tag{3.8}$$

avec :

P : Précipitations moyennes mensuelles (mm).

T : Température moyenne mensuelle (°C).

Les résultats du calcul de cet indice mensuel sont consignés sur le tableau 3.14 :

Tableau 3.14 : Indice d'aridité mensuel de Martonne.

Mois	P (mm)	T (°C)	Indice d'aridité (I)
Septembre	10.2	23.6	3.64
Octobre	21.2	19.8	8.54
Novembre	45.5	15.1	21.75
Décembre	32	12.2	17.30
Janvier	38.5	10.8	22.21
Février	47.2	11.8	25.98
Mars	37.2	13.6	18.92
Avril	27.5	15.6	12.89
Mai	23.1	18.5	9.73
Juin	3.7	22.5	1.37
Juillet	0.9	25.9	0.30
Août	3.6	26.3	1.19

Le tableau 3.15 donne une classification de De. Martonne du type de climat en fonction de son indice d'aridité :

Tableau.3.15: Classification du climat suivant l'indice d'aridité de Martonne.

Valeur de I	Type de climat	Type de végétation potentielle
0 à 5	Hyper aride	Désert absolu
5 à 10	Aride	Désert
10 à 20	Semi-aride	steppe
20 à 30	tempéré	Prairie naturelle, forêt
> 30	Humide	Forêt

En se référant à l'abaque de De. Martonne (fig.3.13), on conclut que le climat d'oued Boukiou est de type semi-aride avec un écoulement temporaire.

- les mois de Novembre, Janvier, Février sont considérés comme des mois tempérés,
- les mois de Mai et Octobre sont arides,
- les mois de Septembre, Juin, Juillet, Août sont de type hyper aride,
- les mois de Décembre, Mars et Avril sont de type semi-aride.

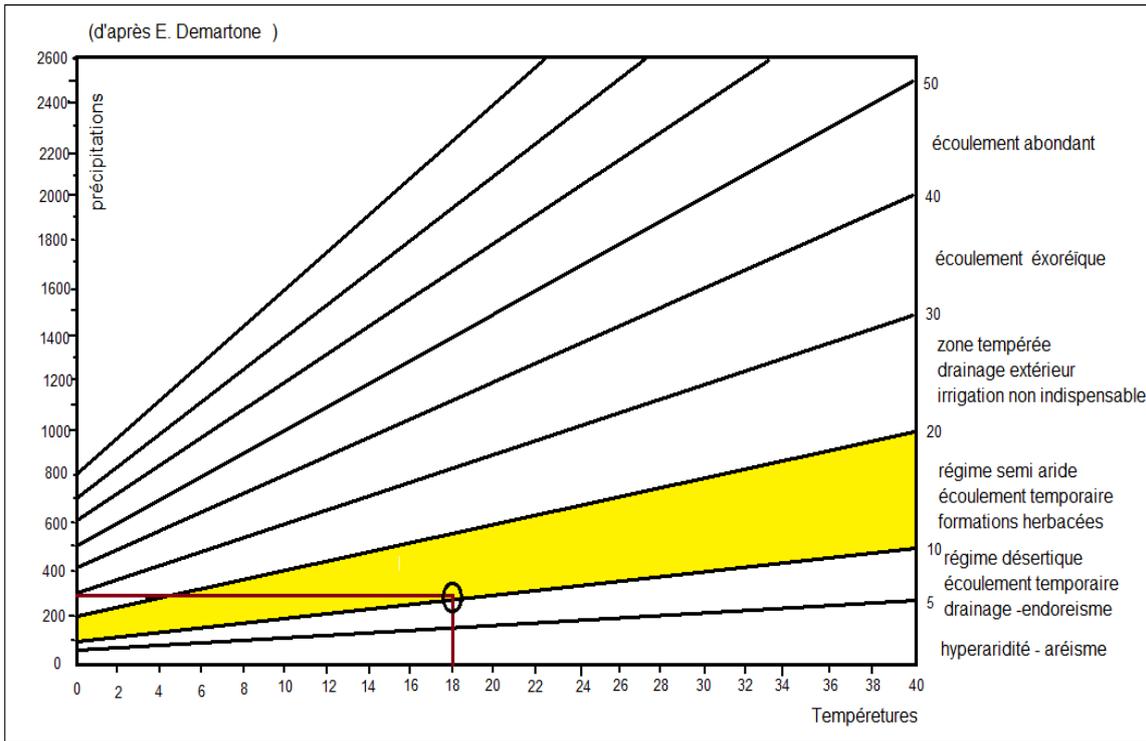


Figure 3.13: Abaque de De.Martonne

3.2.3.3.2 Indice de Moral

- **Indice mensuel de Moral**

L'indice mensuel de Moral est donné par la formule suivante :

$$I_m = \frac{P}{0,1t^2 - t + 20} \quad (3.9)$$

avec :

p : Précipitations moyennes mensuelles (mm).

t : Température moyenne mensuelle (°C).

A partir du tableau 3.16 de l'indice de Moral mensuel, nous remarquons que les mois de Décembre, Janvier et Février présentent un caractère pluvieux. Les mois de Novembre, Mars et Avril présentent un régime humide, par contre le reste de l'année marque un régime sec et aride.

Tableau 3.16 : Valeurs de l'indice de Moral mensuels

Mois	P (mm)	T (°C)	I_m	Type de mois	Poids
Septembre	10.2	23.6	0.196	Aride	-1
Octobre	21.2	19.8	0.538	Sec	0
Novembre	45.5	15.1	1.643	Pluvieux	2
Décembre	32	12.2	1.411	Humide	1
Janvier	38.5	10.8	1.845	Pluvieux	2
Février	47.2	11.8	2.133	Pluvieux	2
Mars	37.2	13.6	1.494	Pluvieux	2
Avril	27.5	15.6	0.957	Sec	0
Mai	23.1	18.5	0.647	Sec	0
Juin	3.7	22.5	0.077	Aride	-1
Juillet	0.9	25.9	0.015	Aride	-1
Août	3.6	26.3	0.057	Aride	-1

Les types de mois indiqués par Moral sont :

- Pour $P > 0,1 T^2 - T + 30$, c'est un mois pluvieux.
- Pour $0,1 T^2 - T + 30 > P > 0,1 T^2 - T + 20$, c'est un mois humide.
- Pour $0,1 T^2 - T + 20 > P > 0,05 T^2 - T + 10$, c'est un mois sec.
- Pour $P < 0,05 T^2 - T + 10$, c'est un mois aride.

Chaque mois est affecté d'un certain poids en fonction de son type:

-Mois pluvieux : P = 2

-Mois humide : H = 1

-Mois sec : S = 0

-Mois aride : A = -1

• **Indice annuel de Moral I_M**

Représenté par la somme des valeurs des indices pluviométriques mensuels I_m .
 $I_M = 11.037$ calculé pour la station de Djebel Chouachi tend vers un climat semi- aride, puisqu'il confirme la condition que si $20 > I_M > 1$ donc, on a un climat semi-aride.

3.2.3.3 Indice de continentalité de Kerner

Cet indice permet de déterminer l'influence marine sur les conditions locales de la région, il est donné par la formule :

$$Ik = \frac{T_o - T_a}{A} \cdot 100 \tag{3.10}$$

A : Amplitude moyenne annuelle représentant la différence entre la température du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid (°C).

To : Température moyenne mensuelle du mois d’Octobre (°C).

Ta : Température moyenne mensuelle du mois d’Avril (°C).

Tableau 3.17: Calcul de l’indice de Kerner

A	To	Ta	Ik
15.5	19.8	15.6	27.1

Cet indice est plus important au voisinage des régions côtières et diminue de plus en plus que l’on s’éloigne de la mer (Zennaki. A, 2015).

Comparons la valeur obtenue (Ik =27.1), (tab.3.17) avec les résultats de la station côtière de Béni-Saf (Ik =34,7) et celle très continentale de Ghardaïa (Ik =1,3), Nous constatons que notre région subie des influences maritimes (climat méditerranéen).

3.2.3.3.4 Climagramme d’Emberger

Le climagramme d’Emberger permet de déterminer l’étage bioclimatique d’une station donnée. Il est déterminé à partir de la formule :

$$Q_2 = \frac{2000.P}{(M^2-m^2)} \tag{311}$$

$Q_2 = 64.24$

Dont :

P : Précipitations annuelles moyennes (mm).

M : Température maximale du mois le plus chaud (°K).

m : la température minimale du mois le plus froid (°K).

En appliquant la formule suivante élaborée par (Stewart, 1968) pour l’Algérie et le Maroc, soit :

$$Q_2 = (3,43P) / (M-m) \tag{3.12}$$

Q_2 : Quotient pluviométrique d’Emberger.

P : Précipitations moyennes annuelles (mm).

M : Température maximale du mois le plus chaud (°C).

m : Température minimale du mois le plus froid (°C).

Les données pour le calcul de cette équation sont résumées dans le tableau3.18 :

Tableau 3.18 : Calcul d’indice d’Emberger.

P (mm)	M (°C)	m (°C)	Q_2
290.5	33.4	5.4	35.5

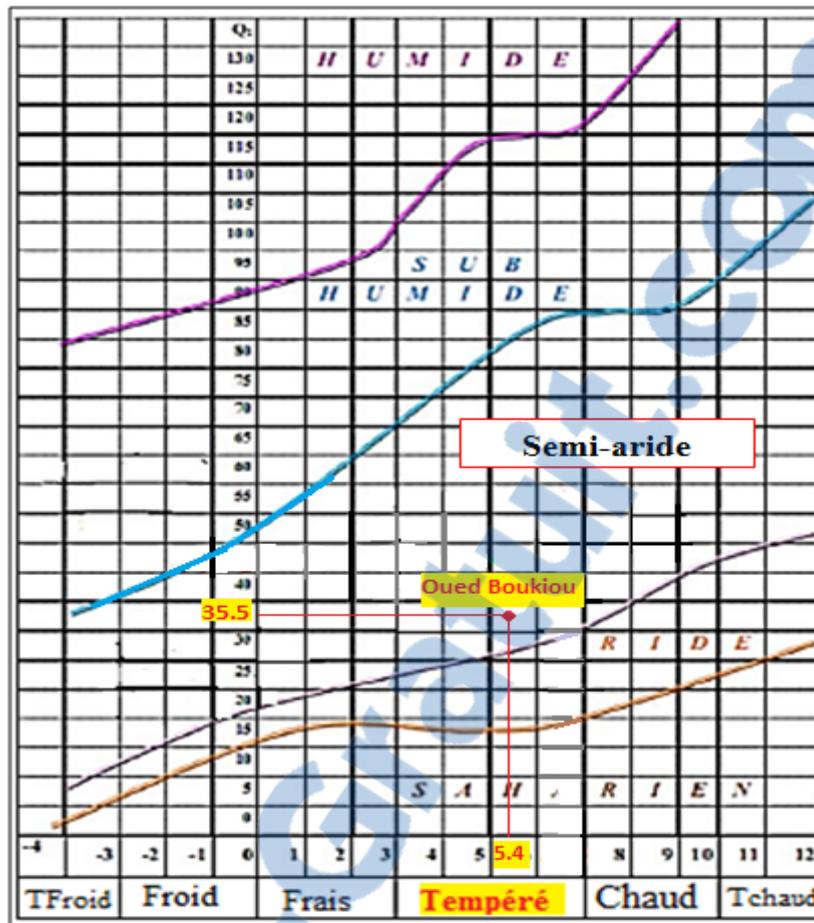


Figure 3.14 : Projection de la zone d'étude dans le climagramme d'Emberger.

Après application de cette formule ($Q_2=35.5$), la zone d'étude (oued Boukiou) se trouve soumise à l'étage bioclimatique semi-aride à hiver tempéré (fig. 3.14).

3.3 Evapotranspiration potentielle (ETP) Et déficit d'écoulement (ETR)

3.3.1 Evapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration est la somme de la transpiration du couvert végétal (à travers les stomates des plantes) et de l'évaporation des sols.

On désigne comme évapotranspiration réelle (ETR) la valeur de ce flux à un instant donné ou de sa moyenne sur une période donnée, pour une station donnée.

Lorsque la disponibilité en eau n'est pas limitative, ce flux tend vers une limite appelée évapotranspiration potentielle (ETP). Ce dernier concept introduit par Thornwaite en 1948, essentiellement théorique, ne dépend principalement que des facteurs météorologiques (RH, T, vent et rayonnement solaire global incident).

L'ETP peut être évaluée à partir de données de capteurs simples associés à des formules empirique plus au moins complexes (Turc, Penmann...).

3.3.1.1 Méthode de Thornthwaite

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.

Le calcul de l'évapotranspiration potentielle mensuelle n'est possible que si la température moyenne mensuelle est inférieure ou égale à 38°C.

Et pour une température moyenne mensuelle inférieure à 26.5°C, (cas d'oued Boukiou), l'évapotranspiration potentielle mensuelle est calculée d'après la formule suivante :

$$ETP = 16. \left(\frac{10.t}{I}\right)^a . K \tag{3.13}$$

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle corrigée (mm).

t : Température moyenne mensuelle (°C).

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

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1.514} \tag{3.14}$$

$$a = 6,75.10^{-7}.I^3 - 7,71.10^{-5}.I^2 + 1,79.10^{-2}.I + 0,49 \tag{3.15}$$

K : Coefficient de correction dépendant de la latitude et donné par une table.

La valeur de l'évapotranspiration potentielle annuelle est la somme des 12 valeurs d'évapotranspiration potentielle mensuelles.

Les tables et l'abaque établis par Thornthwaite permettent de calculer les indices thermiques mensuels en fonction des températures, puis de passer à un indice annuel qui est reporté sur l'abaque de Thornthwaite (fig.3.15) qui permettra d'estimer les valeurs de l'évapotranspiration potentielle pour les différents mois, en multipliant chaque valeur par un coefficient de correction mensuel (BERREZOUG N., 2016).

L'évapotranspiration annuelle est évaluée à 903 mm.

Les résultats sont donnés par le tableau suivant :

Tableau 3.19 : Calcul et correction des valeurs de l'ETP à la station Djebel Chouachi, (1974/1975-2017/2018)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
T(°C)	23.6	19.8	15.1	12.2	10.8	11.8	13.6	15.6	18.5	22.5	25.9	26.3
I	10.48	8.03	5.33	3.86	3.21	3.67	4.55	5.60	7.25	9.75	12.06	12.35
a	1.89	1.89	1.89	1.89	1.89	1.89	1.89	1.89	1.89	1.89	1.89	1.89
K (Lat: N35°)	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 cor (mm)	110.86	74.90	39.78	26.27	21.35	24.66	39.09	53.62	82.18	118.99	157.84	153.24
P(mm)	10.2	21.2	45.5	32	38.5	47.2	37.2	27.5	23.1	3.7	0.9	3.6

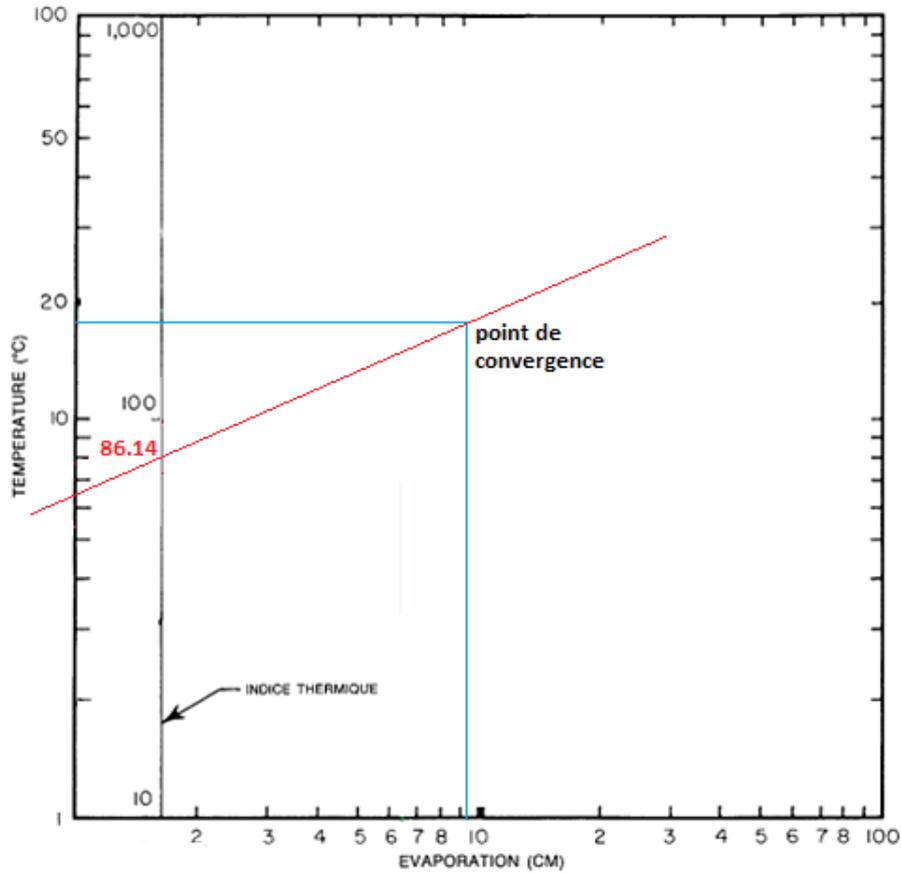


Figure 3.15 : Abaque de Thornthwaite

3.3.2 Evapotranspiration réelle (ETR)

Elle représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation, appelé aussi déficit d'écoulement. Il peut être estimé à l'aide de mesures ou de méthodes de calcul. Parmi ces méthodes :

3.3.2.1 Formule de Turc

est calculée à partir de la formule suivante :

$$ETR = D = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \tag{3.16}$$

avec :

ETR : Déficit d'écoulement (mm).

P : Précipitations moyennes annuelles (mm).

$$L = 300 + 25 T + 0,05 T^3 \tag{3.17}$$

T : Température moyenne annuelle (°C).

Les résultats sont consignés dans le tableau 3.20 :

Tableau 3.20 : Résultat de l'ETR selon Turc

P (mm)	T (°C)	L	ETR (mm)
290.5	18	1041.6	293.8



3.3.2.2 Formule de Coutagne

$$ETR = D = P - mP^2 \tag{3.18}$$

avec :

ETR : Déficit d'écoulement (m/an)

P : Précipitations moyennes annuelles (m/an)

$$m = \frac{1}{(0,8+0,16.T)} \tag{3.19}$$

T : Température moyenne annuelle (°C).

Cette formule n'est applicable que si :

$$\frac{1}{8.m} \leq P(m) \leq \frac{1}{2.m} \tag{3.20}$$

Les résultats sont consignés dans le tableau 3.21 :

P (m)	m	$\frac{1}{8.m}$	$\frac{1}{2.m}$
0.29	0.27	0.46	1.85

Dans notre cas $P < \frac{1}{8.m}$, ce qui implique que cette formule n'est pas applicable dans notre bassin versant.

3.3.2.3 Méthode de Wundt

Cette méthode est destinée pour l'estimation du déficit d'écoulement qui est défini par la différence entre les précipitations et la lame d'eau écoulée. L'abaque de Wundt modifié par Coutagne (fig.3.16), permet de déterminer graphiquement l'évapotranspiration réelle en fonction de la température moyenne annuelle (°C) et les précipitations moyennes annuelles (mm).

La valeur obtenue à la station de djebel Chouachi est de 258.9 mm, soit 88.9% des précipitations.

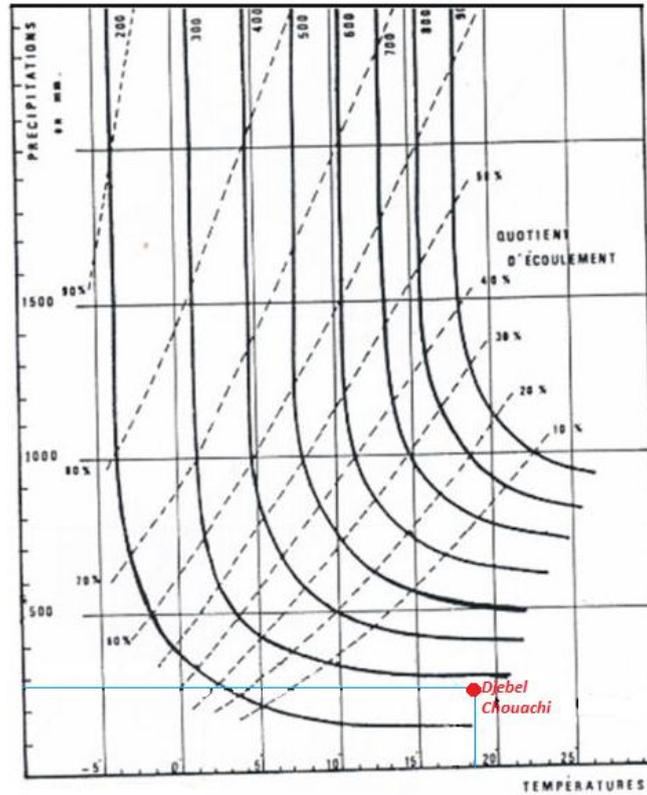


Figure 3.16 : Détermination du déficit d'écoulement (Abaque de Wundt).

3.3.2.4 Méthode de P Verdeil (1988)

La méthode consiste à reporter la moyenne des précipitations annuelles sur l'abaque représentatif du phénomène en Algérie. Le report de cette valeur (fig.3.17), donne au déficit d'écoulement la valeur de 281.3 mm, soit 96.6% des précipitations.

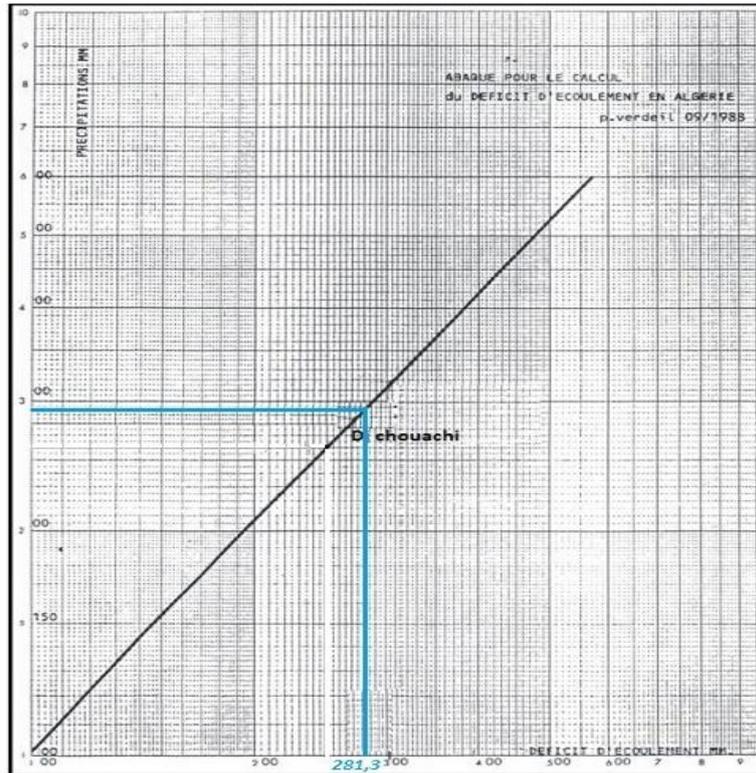


Figure 3.17: Abaque pour le calcul du déficit d'écoulement en Algérie (P. Verdeil, 1988)

3.3.3 Bilan hydrologique

Il est très nécessaire d'établir le bilan hydrologique du bassin versant qui donne des informations sur la relation entre la quantité d'eau précipitée, l'évapotranspiration, le déficit dans le sol et le débit observé au niveau de l'exutoire. (Rahmani B, 2016).

La méthode de Thornthwaite permet d'établir un bilan hydrologique mensuel et donne pour chaque mois :

- L'évapotranspiration réelle (ETR) (mm).
- La réserve facilement utilisable (RFU) (mm).
- Le déficit agricole (Da) (mm).
- L'excédent (le ruissellement à l'échelle du bassin versant) (EX) (mm).

3.3.3.1 Calcul de l'ETR selon la formule de Thornthwaite

Elle consiste à calculer l'évapotranspiration réelle (ETR) mensuelle à partir des précipitations moyennes mensuelles (P), l'évapotranspiration potentielle (ETP) et la réserve facilement utilisable contenue dans le sol (RFU).

La R.F.U est calculée par application de la formule de Hallaire (1960) qui peut s'écrire :

$$RFU = \frac{c-f}{100} \cdot H \cdot D + 30mm \tag{3.21}$$

R : Réserve en eau du sol,

C : Capacité au champ,

f : Capacité au point de flétrissement,

H : Profondeur du sol,
 D : Densité apparente,
 30 mm : Enracinement capillaire.
 Les valeurs de (C - f) dépendent de la nature du sol (tableau 3.22) :

Tableau 3.22: Valeurs de C-F (%) en fonction de la nature du sol.

Nature du sol	C - f
Sol sableux	5
Sol limoneux	10 -15
Sol argilo-limoneux	20

En considérant un sol limoneux (C-f = 10%) et une profondeur du sol égale à 500 mm (Miri &Kebir, 1992), nous obtenons une réserve utile égale à 90 mm.

Le principe de raisonnement et le suivant :

- ✓ Pour un mois $P > ETP$, On pose $ETP = ETR$, la quantité d'eau qui reste ($P - ETR$) va alimenter la RFU jusqu'à son maximum (90 mm) et si elle dépasse cette valeur, il y'aura un excédent (Ex) qui va partir sous forme d'infiltration efficace vers la nappe soit sous forme de ruissellement.

- ✓ Pour un mois $P < ETP$, et si $P + RFU > ETP$ ($ETR = ETP$)

si $P + RFU < ETP$ ($ETR = P + RFU$)

- ✓ Pour un mois $P < ETP$ et $RFU = 0$ $ETR = P$

3.3.3.2 Calcul du déficit agricole (Da)

Le déficit agricole est calculé par la formule suivante :

$$Da = TP_0 - (P + RFU) \tag{3.22}$$

On commence le calcul du bilan par le mois de Septembre où on considère que la RFU est nulle, pour notre cas la RFU maximum égale à 90 mm.

D'après le tableau 3.23, on constate qu'à partir du mois de Mai jusqu'au mois d'Octobre, la réserve en eau du sol est nulle, durant cette période, des valeurs variables du déficit agricole sont enregistrées. La RFU n'atteint pas sa valeur maximale durant tous les mois de l'année, ce qui implique qu'il n'y a ni ruissellement ni infiltration efficace. Les valeurs trouvées du déficit agricole correspondent à une estimation sur les besoins en eau d'irrigation des cultures.

Tableau 3.23 : Bilan hydrologique moyen (mm)
à la station de Dj. Chouachi(1974/1675-2017/2018).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	An
P	10.2	21.2	45.5	32	38.5	47.2	37.2	27.5	23.1	3.7	0.9	3.6	290.5
T (°C)	23.6	19.8	15.1	12.2	10.8	11.8	13.6	15.6	18.5	22.5	25.9	26.3	
ETP cor	110.86	74.90	39.78	26.27	21.35	24.66	39.09	53.62	82.18	118.99	157.84	153.24	902.78
P-ETP	-100.66	-53.7	5.72	5.73	17.15	22.54	-1.89	-26.12	-59.08	-115.29	-156.94	-149.64	
RFU	0	0	5.72	11.45	28.6	51.14	49.25	23.13	0	0	0	0	
ETR	10.2	21.2	39.78	26.27	21.35	24.66	39.09	53.52	46.23	3.7	0.9	3.6	290.5
Ex	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Da	100.66	53.7	0	0	0	0	0	0	35.95	115.29	156.94	149.64	612.2

P : Précipitations (mm), ETP : Evapotranspiration potentielle (mm), RFU: Réserve utile (mm),
ETR : Evapotranspiration réelle (mm), D.A: Déficit agricole (mm), Ex : Excédent (mm).

L'analyse de la figure 3.18, permet de faire les constatations suivantes selon Thorntwaite:

- Le surplus d'eau commence du mois de Novembre jusqu'au mois de Février, c'est une période dans laquelle l'ETR est inférieure aux précipitations. Cette diminution de l'ETR est causée par les faibles températures observées au cours de cette période (période froide).
- A partir de Mars et jusqu'à Octobre, l'ETR est égale aux précipitations, c'est une période dans laquelle les températures sont élevées et les précipitations sont faibles. Cette période est donc marquée par un déficit agricole (612.2 mm en moyenne annuelle).

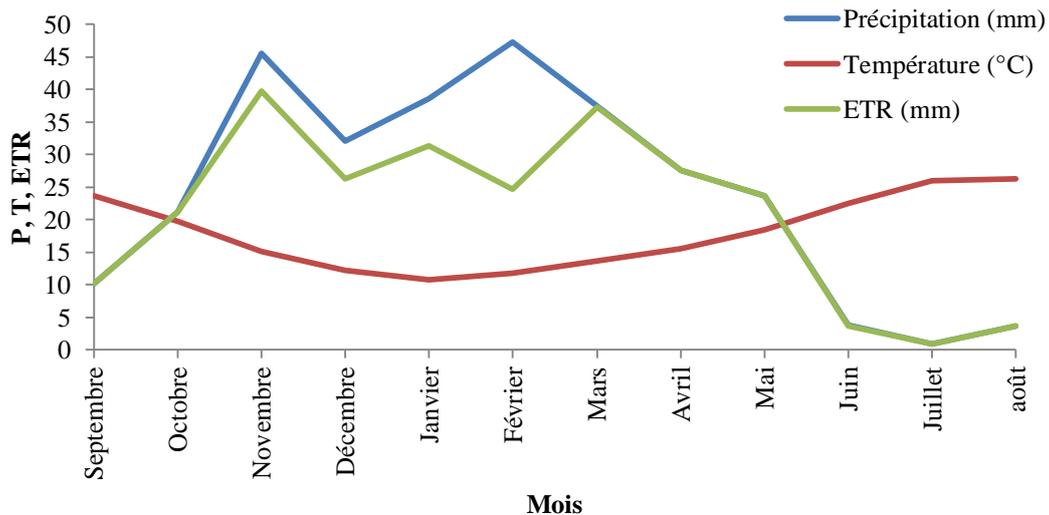


Figure 3.18 : Relation Précipitations – Température - ETR,
à la station de Djebel Chouachi (1974/1975 - 2017/2018)

3.3.4 Détermination du ruissèlement et de l'infiltration

Il est important de connaître la quantité d'eau ruisselée sur le bassin versant topographique et la quantité d'eau infiltrée dans les aquifères contenues dans ce bassin pour estimer les réserves en eau pour différents besoins.

L'expression générale du bilan hydrique s'écrit comme suit :

$$P = ETR + R + I \tag{3.23}$$

Où :

P : Précipitation moyennes annuelles (mm).

ETR : Evapotranspiration réelle moyenne (bilan de Thornthwaite) (mm).

R : Ruissèlement (mm).

I : infiltration (mm).

Le ruissèlement (R) est calculé par la formule de Tixeront-Berkaloff :

$$R = \frac{P^3}{3.ETP^2} \tag{3.24}$$

L'infiltration (I) est calculée par la formule suivante :

$$I = P - (ETR + R) \tag{3.25}$$

D'après les valeurs de l'ETR et l'ETP calculées par la méthode de Thornthwaite (tableau 3.24), on calcule le ruissèlement (R) et l'infiltration (I) :

Tableau 3.24 : Valeurs du ruissèlement (R) et de l'infiltration (I) dans le bassin versant d'Oued Boukiou(1974/1975-2017/2018).

	P	ETP	ETR	R	I
(mm/an)	290.5	902.78	290.5	10.02	40.52
%	100	310.76	100	3.45	13.95

L'ensemble de La lame d'eau ruisselée et infiltrée est égal à 50.04 mm/an, il représente 1.4 % des précipitations moyennes annuelles tombées dans le bassin versant d'Oued Boukiou, ce qui est extrêmement faible. Ces valeurs obtenues restent à vérifier, en tenant compte de la lithologie du terrain, la topographie, le climat et la végétation qui caractérise la région.

3.4 Etude des débits

Le travail de l'ingénieur hydrologue et du chercheur ne s'arrêtent pas à décrire les principaux processus intervenant dans la génération des écoulements sur un bassin versant, car il reste à comprendre les relations qui existent entre l'impulsion ou la sollicitation sous forme de précipitations reçue par le bassin et sa réponse hydrologique se traduisant à l'exutoire de ce dernier par une variation temporelle de débit.

Le travail effectué dans cette partie consiste à étudier les débits prélevés dans la station de Djebel Chouachi sur une période de 40 ans de 1974/1975 à 2013/2014 car nous n'avons pas pu obtenir les données jusqu'à 2018.

3.4.1 Variation interannuelle des débits

Le débit moyen annuel, dénommé module interannuel ou module, permet de caractériser l'écoulement d'une année moyenne.

Le module de cette série est de 0.10 m³/s.

Les données sont résumées dans le tableau 3.25 :

Tableau 3.25 : Donnés des débits d'Oued Boukiou

Année	Q (m ³ /s)	Année	Q (m ³ /s)	Année	Q (m ³ /s)
1974/1975	0.22	1988/1989	0.16	2002/2003	0.03
1975/1976	0.10	1989/1990	0.07	2003/2004	0.08
1976/1977	0.62	1990/1991	0.14	2004/2005	0.02
1977/1978	0.04	1991/1992	0.03	2005/2006	0.00
1978/1979	0.04	1992/1993	0.04	2006/2007	0.00
1979/1980	0.29	1993/1994	0.04	2007/2008	0.00
1980/1981	0.26	1994/1995	0.19	2008/2009	0.33
1981/1982	0.00	1995/1996	0.02	2009/2010	0.07
1982/1983	0.01	1996/1997	0.00	2010/2011	0.01
1983/1984	0.01	1997/1998	0.06	2011/2012	0.13
1984/1985	0.01	1998/1999	0.10	2012/2013	0.14
1985/1986	0.16	1999/2000	0.01	2013/2014	0.12
1986/1987	0.18	2000/2001	0.08		
1987/1988	0.01	2001/2002	0.05		

L'analyse de la figure 3.19 montre que l'ensemble des débits enregistrés à la station de Djebel Chouachi durant la période (1974/1975 à 2013/2014) sont inférieurs au module, ceci explique l'assèchement d'Oued Boukiou sur la quasi-totalité de l'année, à l'exception de quelques années (1974/1975), (1975/1976), (1977/1978), (1980/1981), (1981/1982), (1986/1987), (1987/1988), (1988/1989), (1990/1991), (1994/1995) et (2008/2009) ou on enregistre des pics respectifs de 0.38m³/s, 0.22 m³/s, 0.62 m³/s, 0.29 m³/s, 0.26 m³/s, 0.16m³/s, 0.18m³/s, 0.16m³/s, 0.14m³/s, 0.19 m³/s et 0.33 m³/s. Ces mesures sont relativement des conséquences d'une importante pluviométrie enregistrée durant ces mêmes années.

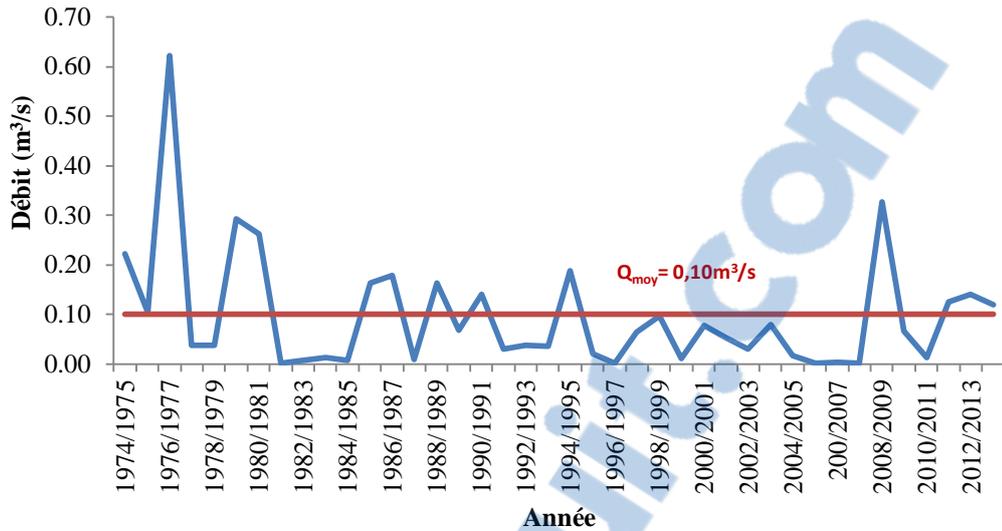


Figure 3.19: Variation interannuelle des débits à la station Dj. Chouachi (1974/1975-2013/2014).

3.4.2 Etude statistique des débits

La distribution des débits moyens annuels en terme croissant de la station de Dj.Chouachi sur la période de 1974/1975 à 2013/2014 est donnée dans le tableau 3.26 :

Rapport-Gratuit.com

Tableau 3.26 : Distribution interannuelle des débits de la station Djebel Chouachi.

Rang (I)	Année	Q (m ³ /s)	$F_I = \frac{I}{N + 1}$	Rang (I)	Année	Q (m ³ /s)	$F_I = \frac{I}{N + 1}$
1	2007/2008	0.00	0.024	21	1997/1998	0.06	0.512
2	2005/2006	0.00	0.049	22	1989/1990	0.07	0.537
3	2006/2007	0.00	0.073	23	2009/2010	0.07	0.561
4	1981/1982	0.00	0.098	24	2000/2001	0.08	0.585
5	1996/1997	0.00	0.122	25	2003/2004	0.08	0.61
6	1987/1988	0.01	0.146	26	1975/1976	0.10	0.634
7	2010/2011	0.01	0.171	27	1998/1999	0.10	0.659
8	1983/1984	0.01	0.195	28	2013/2014	0.12	0.683
9	1982/1983	0.01	0.22	29	2011/2012	0.13	0.707
10	1984/1985	0.01	0.244	30	1990/1991	0.14	0.732
11	1999/2000	0.01	0.268	31	2012/2013	0.14	0.756
12	1995/1996	0.02	0.293	32	1988/1989	0.16	0.78
13	2004/2005	0.02	0.317	33	1985/1986	0.16	0.805
14	1991/1992	0.03	0.341	34	1986/1987	0.18	0.829
15	2002/2003	0.03	0.366	35	1994/1995	0.19	0.854
16	1977/1978	0.04	0.39	36	1974/1975	0.22	0.878
17	1992/1993	0.04	0.415	37	1980/1981	0.26	0.902
18	1993/1994	0.04	0.439	38	1979/1980	0.29	0.927
19	1978/1979	0.04	0.463	39	2008/2009	0.33	0.951
20	2001/2002	0.05	0.488	40	1976/1977	0.62	0.976

Les résultats de calcul des paramètres de position et de dispersion sont donnés par le tableau 3.27:

Tableau 3.27: Paramètres de position et de dispersion des débits de la station de Djebel Chouachi

	Paramètres	Formules	Valeurs
Paramètres de position	Moyenne	$\bar{Q} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a Q_i$	0.10
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a (Q_i^2 - \bar{Q}^2)$	0.0146
Paramètres de dispersion	Ecart-type	$\delta = \sqrt{\sigma^2}$	0.121
	Coefficient de variation	$C_v = \frac{\sigma}{\bar{Q}}$	1.25

avec :

N : Effectif (nombre d'années),

Q_i : Valeurs des débits de chaque année.

Le coefficient de variation $C_v > 0.5$, cela laisse supposer que l'ajustement suit une loi log normale, le test χ^2 permettra de vérifier cette adéquation. Par contre un ajustement à la loi normale ne sera pas acceptable, on vérifie comme même cette ajustement par le logiciel HYFRAN 1.1 (fig. 3.20)

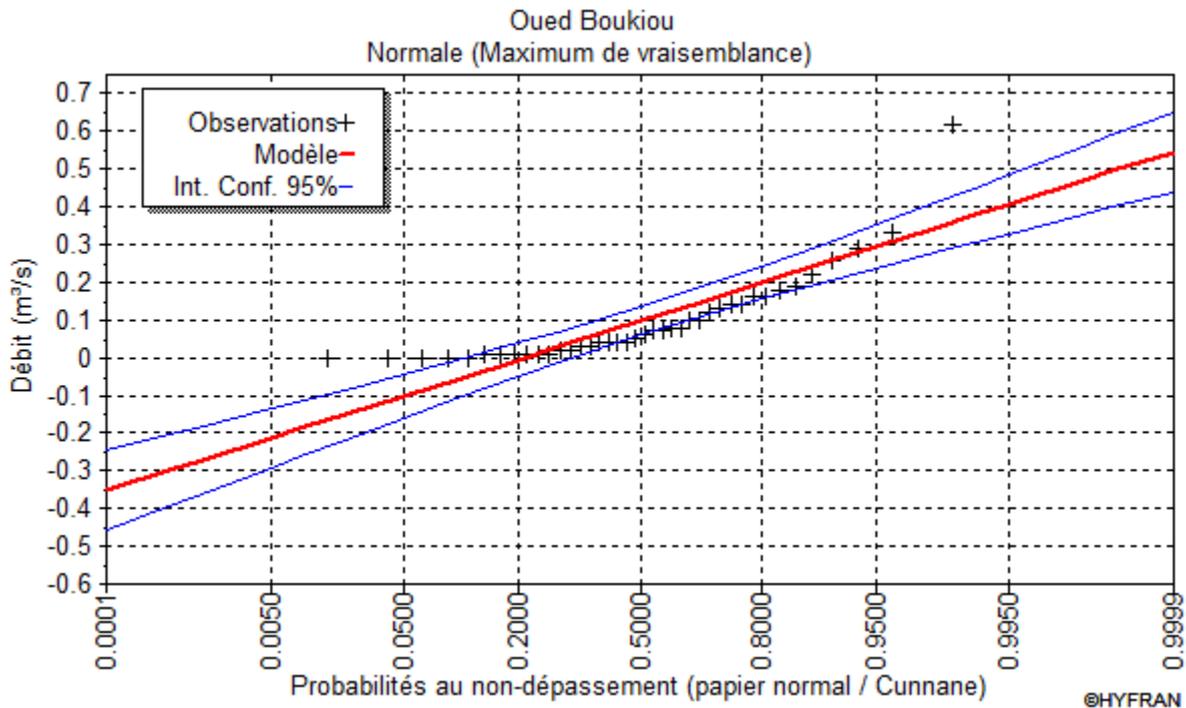


Figure.3.20: Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution normale (1974/1975-2013/2014).

Le calcul de χ^2 donne la valeur de 16.80 pour 8 classes donc pour un dll égale à 5 on aura un χ^2 tabulé = 11.47

Pour un ajustement à la loi log normale des débits, les résultats de calcul des paramètres de position et de dispersion sont donnés par le tableau 3.28, l'ajustement graphique est représenté sur la figure 3.21.

Tableau 3.28 : Paramètres de position et de dispersion du log Q de la station de Djebel Chouachi.

	Paramètres	Formules	Valeurs
Paramètres de position	Moyenne	$\overline{\log Q} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a \log Q_i$	-3.22
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a (\log Q_i^2 - \overline{\log Q}^2)$	2.62
Paramètres de dispersion	Ecart-type	$\delta = \sqrt{\sigma^2}$	1.62
	Coefficient de variation	$C_v = \frac{\sigma}{\overline{\log Q}}$	-0.50

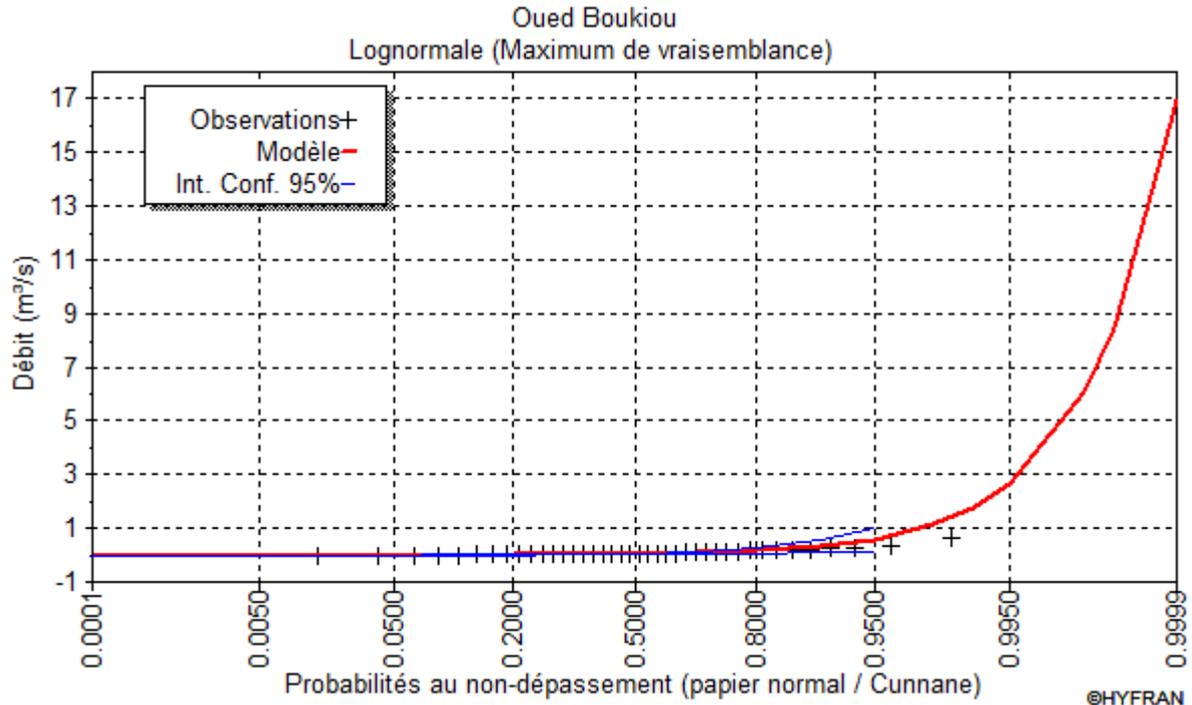


Figure.3.21: Ajustement graphique des débits annuels à la loi de distribution log normale pour un niveau de confiance de 95% (1974/1975-2013/2014).

Le calcul de χ^2 donne la valeur de 8.80 pour 8 classes donc pour un dll égale à 5 on aura un χ^2 tabulé = 11.47.

Résultats de l’ajustement

Le tableau 3.29 ci-dessous montre que l’ajustement des débits avec la loi log normale est meilleur.

Tableau.3.29: Comparaison entre χ^2 calculé et χ^2 tabulé (loi normale et log normale)

Station	χ^2 calculé	χ^2 tabulé	comparaison	résultat
Dj, Chouachi				
Loi normale	16.80	11.47	χ^2 ca l > χ^2 tab	Ajustement refusé
Loi log normale	10.00	11.47	χ^2 cal < χ^2 tab	Ajustement acceptable

Calcul des écoulements pour une période de récurrence donnée

Constatons que la loi log normale est plus adéquate que la loi normale pour effectuer des ajustements, nous allons calculer les écoulements pour différentes période de retour, les calculs sont dans le tableau 3.30, la droite d’Henry est représentée par l’équation du graphe (fig.3.22).

$$\text{Log } Q = 1.589 x - 3.2232 \text{ (droite d’Henry)} \tag{3.26}$$

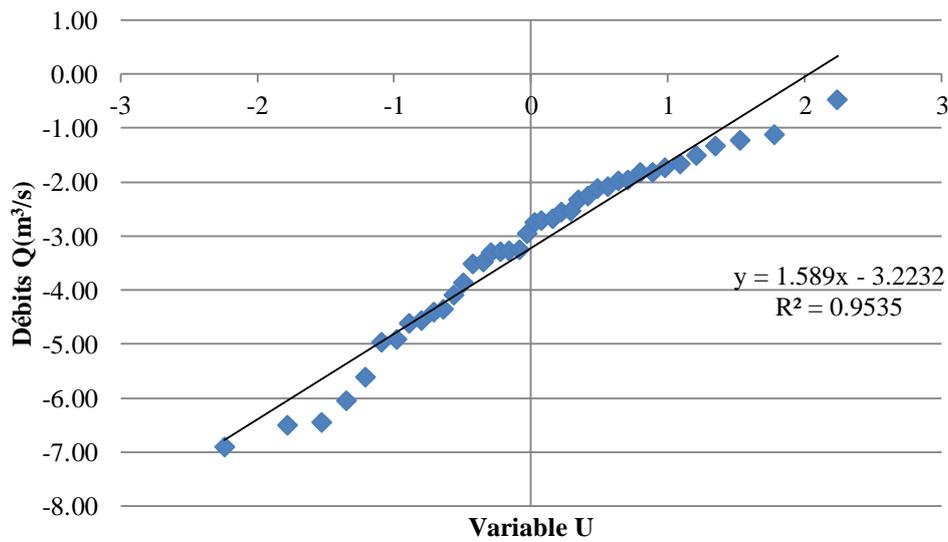


Figure 3.22 : Ajustement à la loiLog normale des débits.

Tableau. 3.30: Calcul des écoulements pour différentes périodes de retour.

	Précipitations	Log Q	Q (m ³ /s)
Période humide	Débit décennal (u=1.28)	-1.18928	0.30
	Débit de 50 ans (u=2,05)	0.03425	1.03
	Débit centenaire (u= 2,33)	0.47817	1.61
	Débit millénaires (u=3.29)	2.00461	7.42
Période sèche	Débit décennal (u= -1.28)	-5.25712	0.0052
	Débit de 50 ans (u= -2.05)	-6.48065	0.0015
	Débit centenaire (u= -2,33)	-6.92557	0.0009
	Débit millénaire (u= -3.29)	-8.45101	0.0002

3.4.3 Variation moyenne mensuelle des débits

Les débits moyens mensuels (tab.3.31), sont représentés sur la figure 3.23, la moyenne mensuelle de la série (1974/1975 à 2013/2014) est égale à 0.10 m³/s.

Tableau 3.31 : Variation moyenne mensuelle des débits.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Q(m ³ /s)	0.01	0.02	0.11	0.12	0.15	0.2	0.33	0.13	0.06	0.03	0.00	0.00

Le mois de Mars enregistre la valeur la plus élevée, elle est de 0.33 m³/s, correspondant au mois qui suit le mois le plus élevé de la série des précipitations. Les mois de Juillet et Août enregistrent respectivement les valeurs de 0.003 m³/s et 0.001 m³/s.

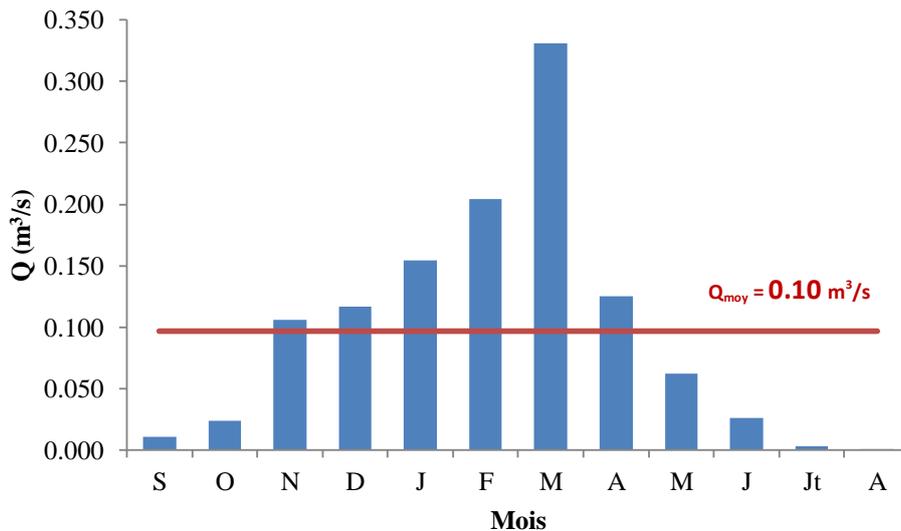


Figure 3.23: Variation mensuelle des débits à la station Dj. Chouachi (1974/1975-2013/2014).

3.4.4 Variation moyenne saisonnière des débits

La figure 3.24 et le tableau 3.32, montrent la répartition des débits moyens saisonniers de la série (1974/1975 à 2013/2014). Le maximum des débits moyens saisonniers est de $0.17\text{m}^3/\text{s}$, il est enregistré au Printemps juste après la saison des pluies (Hiver très pluvieux). En Eté, nous enregistrons un faible écoulement avec une valeur de $0.01\text{ m}^3/\text{s}$.

Tableau 3.32 :Variation moyenne saisonnière des débits.

Saison	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Débits (m^3/s)	0.05	0.16	0.17	0.01

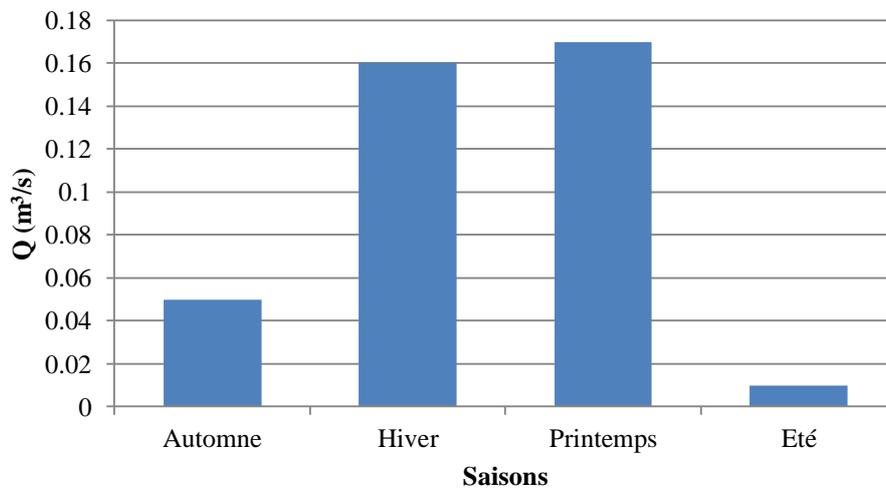


Figure 3.24: Variation saisonnière des débits de la station Dj. Chouachi (1974/1975-2013/2014).

3.4.5 Variation journalière des débits

L'analyse des écoulements journaliers de la série d'étude (1974/1975 au 2013/2014), (fig.3.25) montre que sur 14610 valeurs seules 3450 enregistre des écoulements, ce qui représente une fraction de 23.61%. La valeur maximale est enregistrée le 20 Mars 1989 avec une valeur de $46.22\text{ m}^3/\text{s}$, c'est la conséquence directe d'une pluviométrie du jour d'avant c'est-à-dire enregistrée le 19 mars 1989 et qui correspond à la valeur de 48.6 mm. La moyenne calculée de (1974/1975 à 2013/2014) est de $0.10\text{ m}^3/\text{s}$.

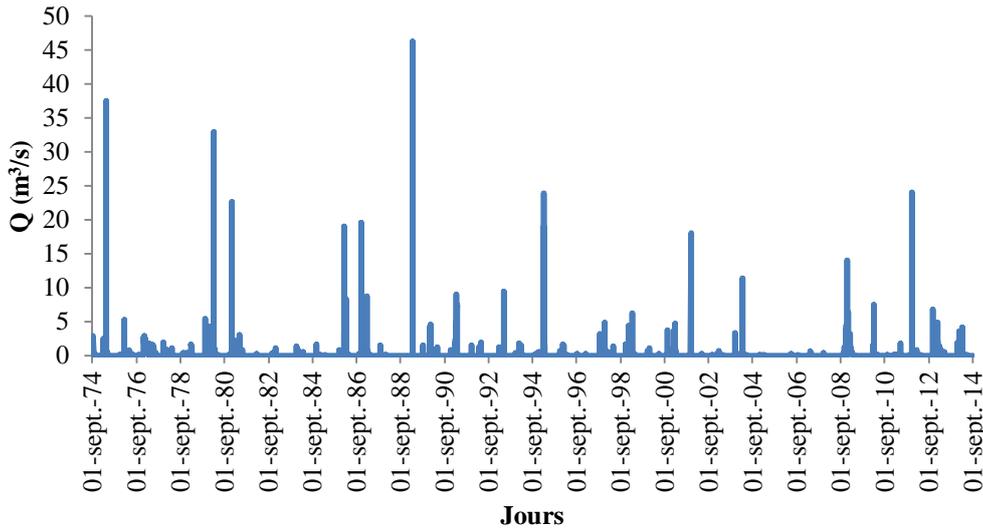


Figure 3.25: Variation journalière des débits à la station DjebelChouachi (1974/1975-2013/2014).

La figure 3.26 montre la variation d’écoulement d’une année moyenne, nous remarquons que les écoulements sont importants depuis le début du mois de Novembre jusqu’à la fin du mois d’Avril. La valeur maximale de 1.26 m³/s est enregistrée à la moyenne du 20 mars, suite à une réponse tardive de pluie de quelque jours.

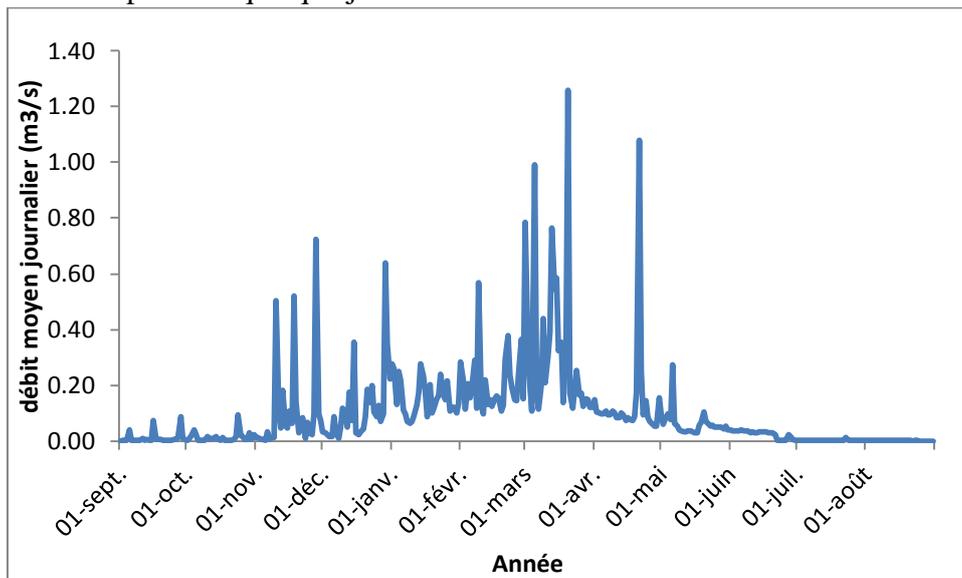


Figure 3.26 : Représentation d’une année moyenne d’écoulement. à la station DjebelChouachi (1974/1975-2013/2014).

3.5 Etude des lames d’eau écoulées (Le)

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, elle est très couramment exprimée en mm, ce qui permet de la comparer aux pluies qui en sont à l’origine.

3.5.1 Variation interannuelle des lames d'eau

La lame d'eau précipitée annuelle est représentée dans le tableau 3.33, est obtenue par la simple conversion des débits annuels enregistrés dans la station de djebel Chouachi :

Tableau 3.33 : Données des lames d'eau écoulée d'Oued Boukiou

Année	Le (mm)	Année	Le (mm)	Année	Le (mm)
1974/1975	59.45	1988/1989	44.60	2002/2003	7.82
1975/1976	27.62	1989/1990	18.8	2003/2004	21.53
1976/1977	166.11	1990/1991	38.03	2004/2005	4.37
1977/1978	10.34	1991/1992	8.37	2005/2006	0.43
1978/1979	9.98	1992/1993	10.04	2006/2007	0.97
1979/1980	79.15	1993/1994	9.43	2007/2008	0.40
1980/1981	70.53	1994/1995	51.47	2008/2009	87.04
1981/1982	0.33	1995/1996	5.67	2009/2010	18.11
1982/1983	1.97	1996/1997	0.64	2010/2011	3.30
1983/1984	3.48	1997/1998	17.14	2011/2012	33.33
1984/1985	1.90	1998/1999	26.51	2012/2013	37.82
1985/1986	42.29	1999/2000	2.86	2013/2014	32.20
1986/1987	46.43	2000/2001	20.29		
1987/1988	2.69	2001/2002	13.93		

La figure 3.27 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.

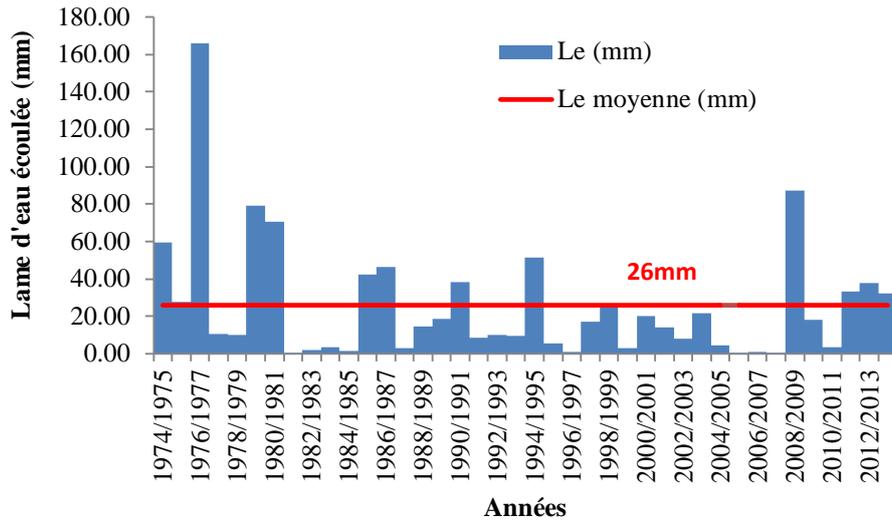


Figure 3.27:Variation interannuelle des lames d’eaux écoulées (1974/1975-2013/2014)

3.5.2 Variation des lames d’eau écoulées mensuelles

Nous avons représenté sur le tableau 3.34 les moyennes mensuelles des lames d’eau écoulées.

La figure 3.28 montre que le mois de Mars enregistre la valeur maximale de 7.56 mm, c’est la réponse des écoulements aux pluies du mois de Février, le mois d’Août par contre, se contente de seulement 0.02 mm.

Tableau 3.34 : Valeurs moyennes mensuelles des lames d’eau écoulées.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Le (mm)	0.24	0.55	2.34	2.67	3.52	4.21	7.56	2.76	1.42	0.57	0.07	0.02

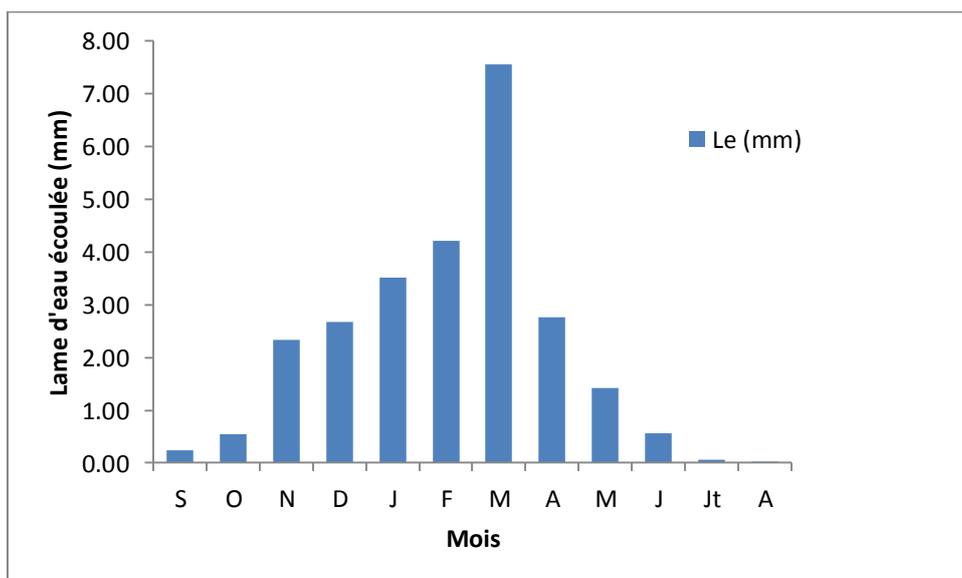


Figure 3.28:Variation mensuelle des lames d’eaux écoulées (1974/1975-2013/2014).

3.5.3 Variation saisonnière des lame d'eau écoulées

L'histogramme de la figure 3.29, représente la répartition de la lame d'eau écoulée en moyens saisonniers de la série (1974/1975 à 2013/2014).

Les valeurs sont consignées dans le tableau 3.35:

Tableau 3.35: Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.

Saison	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Le(mm)	3.13	10.4	11.74	0.66

Le maximum de la lame d'eau moyenne saisonnière est de 11.74 mm, il est enregistré au Printemps. L'été enregistre une faible lame d'eau avec une valeur de 0.66mm.

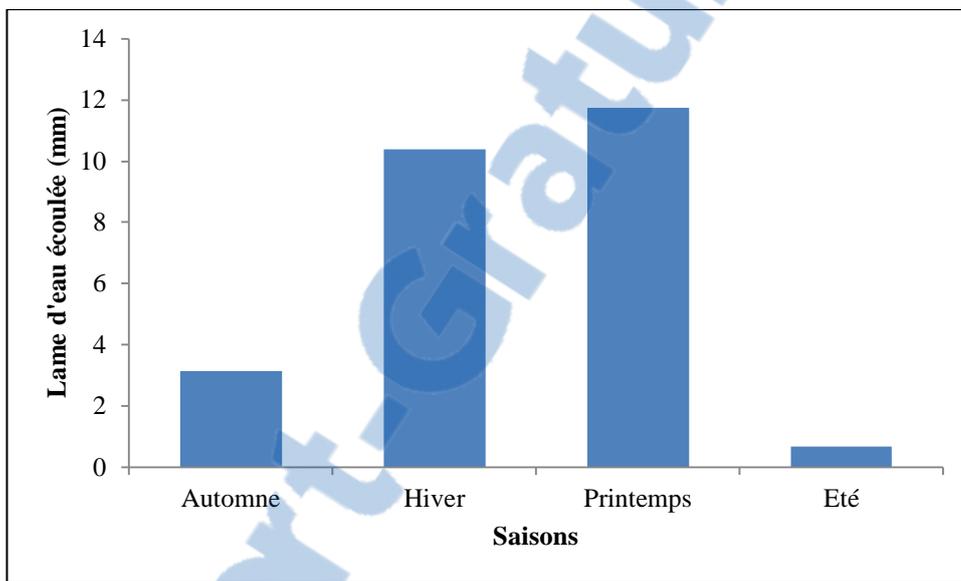


Figure 3.29 : Variation saisonnière des lames d'eau écoulées (1974/1975-2013/2014).

3.5.4 Variation journalières des lames d'eau écoulées

La variation journalière des lames d'eaux écoulées représentée sur la figure 3.30 montre que sur toute la série (1974/1975 au 2013/2014) seuls quelques jours font une exception et marquent des valeurs plus au moins importantes.

Les lames d'eau nulles enregistrées sur toute la période d'étude représentent 76.38%.

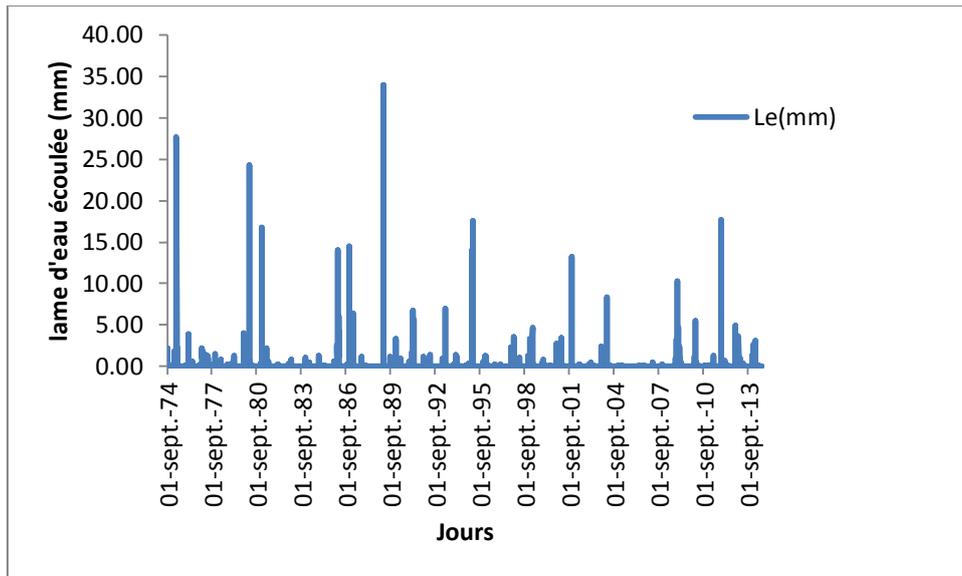


Figure 3.30 : Variation journalière des lames d’eau écoulées (1974/1975-2013/2014).

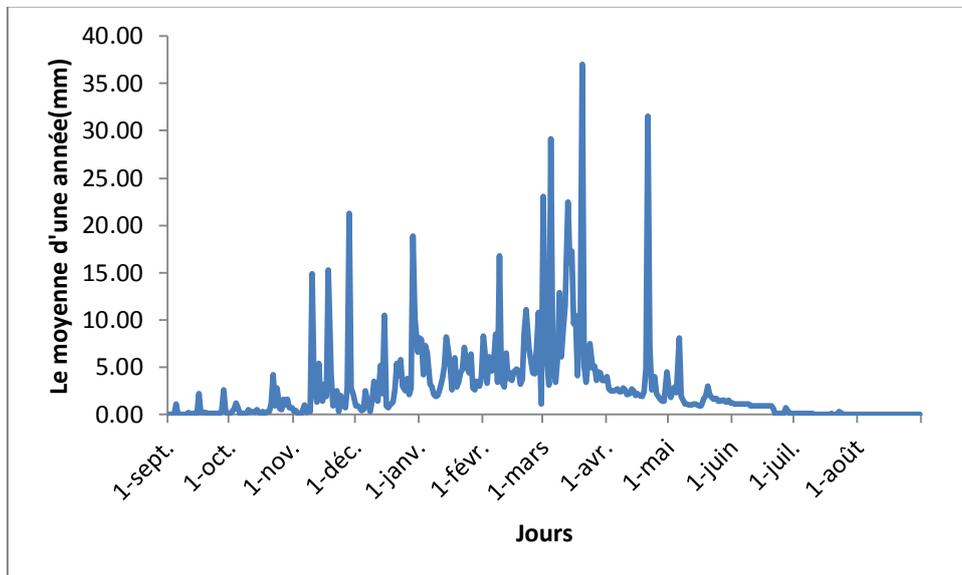


Figure 3.31 :Représentation d’une année moyenne d’écoulement. à la station DjebelChouachi (1974/1975-2013/2014).

La figure 3.31 montre la variation d’écoulement d’une année moyenne de la série (1974/1975-2013/2014) qui commence au mois de Novembre jusqu’à la fin du mois d’Avril. La valeur maximale de 37.04 mm est enregistrée à la moyenne du 20 mars, autre valeur importante 31.51 mm est celle de la moyenne du 21 avril, dut à une crue du 21 avril 1975 enregistrant une valeur de 27.69 mm en un seul jour.

3.6 Conclusion

Les résultats obtenus dans ce chapitre sont comme suit :

- La région d'étude possède un climat continental de type semi-aride à hiver tempéré. Les précipitations durant la période 1974/1975-2017/2018 sont relativement peu importantes et elles sont de l'ordre de 290.5 mm en moyenne annuelle, la température correspondante est de 18 °C.
- L'ajustement des précipitations est acceptable par la loi normale et log normale.
- L'évapotranspiration potentielle (ETP) et l'évapotranspiration réelle (ETR) déterminées par la méthode de Thornthwaite, sont respectivement égales à 902.78 mm (310.76 % des précipitations) et 239.96 mm (82.6 % des précipitations).
- Le bilan hydrique de Thornthwaite est dans son ensemble déficitaire.
- Le ruissellement (R) estimé par la formule de Tixeront-Berkaloff est de 10.02 mm/an, soit 3.45% des précipitations moyennes annuelles.
- L'infiltration (I) est estimée de l'équation du bilan de l'eau, elle est de l'ordre de 40.52 mm/an, soit 13.95 % des précipitations, ce qui est extrêmement faible, mais cette valeur d'infiltration ne tient compte ni de la neige, ni de l'infiltration au niveau de l'oued principal.
- Le module de cette série est de 0.10 m³/s.
- L'ajustement des écoulements suit une loi log normale.

CHAPITRE 4

MODELISATION DE LA FONCTION PLUIE-DEBIT D'OUED BOUKIOU

4.1 Introduction

En amont de toute mesure de corrélation à l'aide de coefficients appropriés, il est nécessaire de définir la forme d'une éventuelle relation entre deux caractères à l'aide d'une représentation graphique appropriée. En effet, selon la forme de la relation observée, on ne fera pas les mêmes hypothèses et on n'utilisera pas les mêmes outils de mesure.

Pour savoir s'il existe une relation entre deux caractères, on établit un diagramme de corrélation, c'est-à-dire un diagramme croisant les modalités de X et de Y. chaque élément i est représenté par le point de coordonnées (X_i, Y_i) . L'ensemble des points forme un nuage de dont la forme permet de caractériser la relation entre ces deux caractères.

L'objectif de ce chapitre est l'application du modèle Gardénia et la détermination du bilan hydrologique du bassin versant d'oued Boukiou et la comparaison de ses performances par rapport à un autre modèle du Génie rural (GR) pour la simulation des débits annuels, mensuels et journaliers.

Nous exposerons dans une première partie la simple relation entre précipitations et lames d'eau écoulées par un modèle de simple régression.

La seconde partie sera consacrée à la présentation des résultats obtenus par les deux modèles du Génie Rural (GR) et GARDENIA, ainsi qu'à la comparaison des performances de ces modèles grâce aux critères d'évaluation de Nash et Sutcliffe (1970), le coefficient de détermination entre débit observé et débit simulé et le calcul de l'erreur du bilan.

Dans la troisième partie nous mettrons le point sur le résultat du bilan hydrologique donné par le modèle Gardénia.

4.2 Modèle Pluie-Débit par simple corrélation

Cette partie de l'étude est une introduction à la modélisation par le modèle le plus élémentaire, la régression linéaire simple où une variable x est expliquée, modélisée par une fonction affine d'une autre variable y. La finalité d'un tel modèle est multiple et dépend donc du contexte et surtout des questions sous-jacentes. Ce peut-être juste une approche exploratoire ou alors la recherche d'une réponse à une question du type : une variable quantitative X a-t-elle une influence sur la variable quantitative Y ?

Une étude de relation pluie-débit passe toujours par une corrélation simple entre précipitations et lames d'eau écoulées, visuellement les débits répondent instantanément à la pluie qui tombe (fig.4.1) surtout en période de crue.

L'étude de cette relation sur différents pas de temps, nous informera si cette modélisation est acceptable ou pas du fait qu'elle ne fasse pas intervenir beaucoup de paramètres régissant l'écoulement.

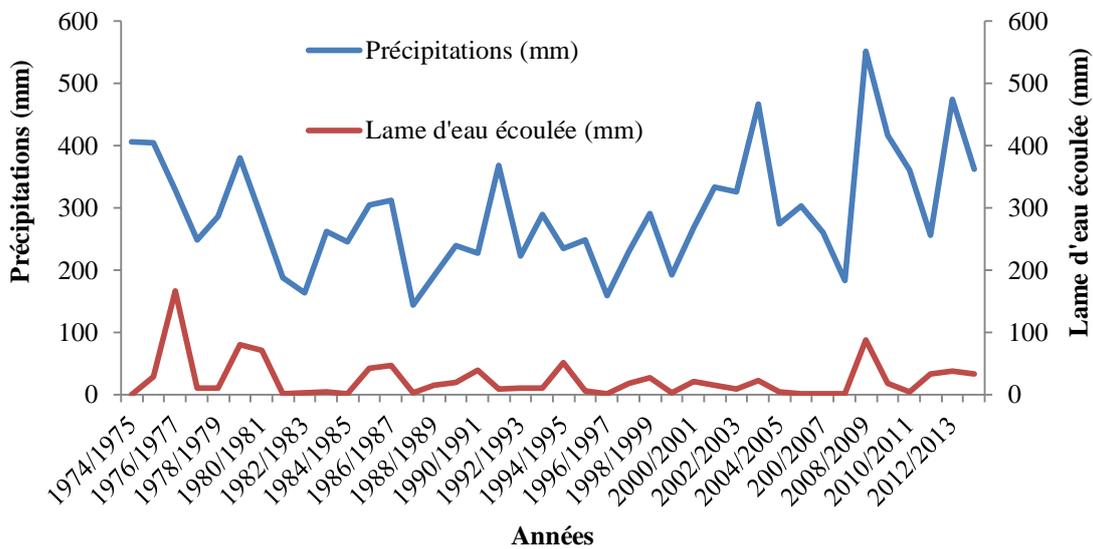


Figure 4.1 : Variation annuelle des précipitations et des lames d'eau écoulées (1974/1975-2013/2014)

4.2.1 Corrélation annuelle

Pour cette corrélation pluie – débit, nous avons utilisé une série de données annuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées enregistrées durant la période (1974/1975 à 2013/2014) (fig. 4.2).

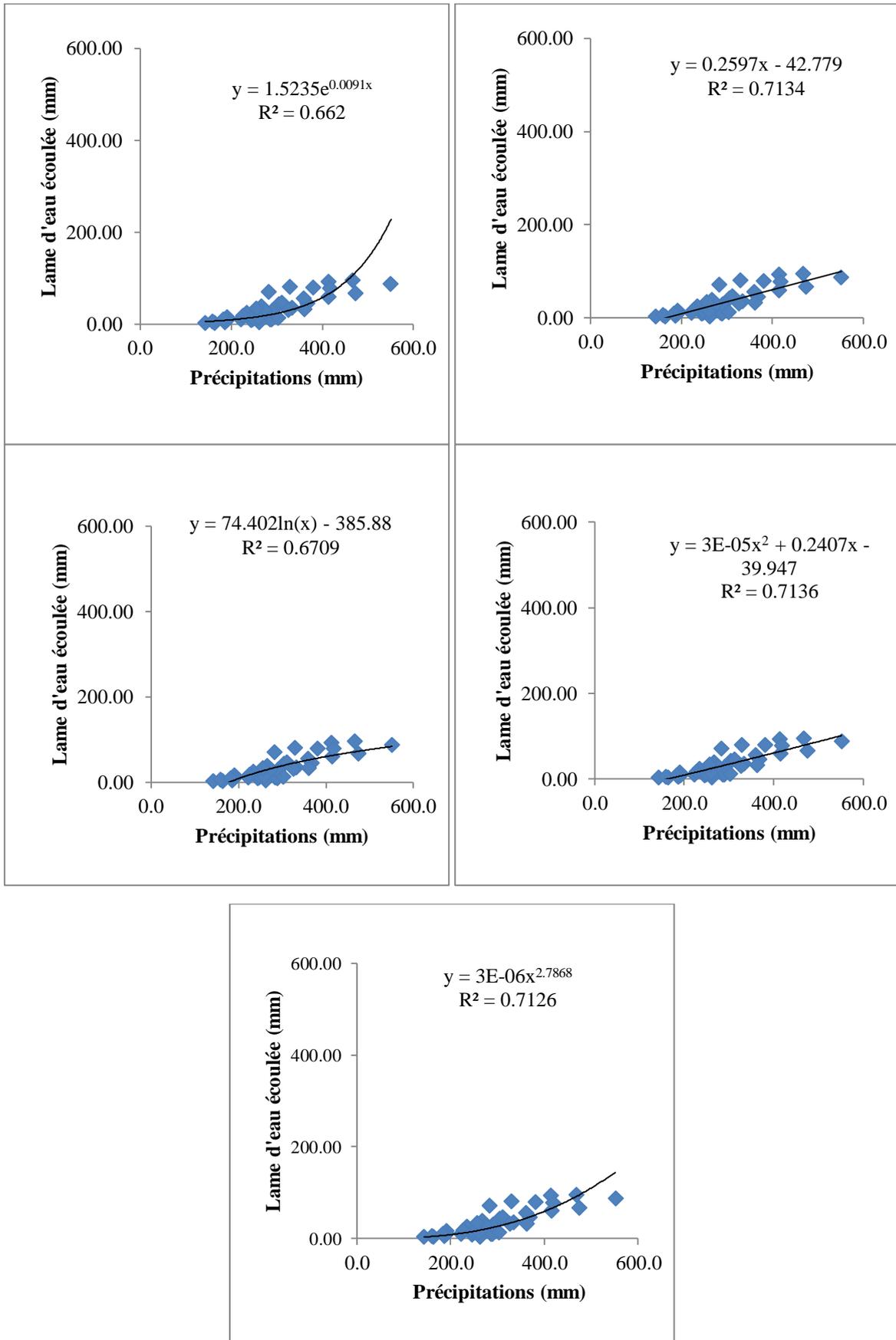


Figure 4.2 :Régression simpleannuelle pour différents types de modèle.

Le tableau 4.1 regroupe les résultats du coefficient de corrélation R pour chaque modèle.

Tableau 4.1: Résultats de la régression simple au pas de temps annuel.

Type de modèle	Equation	Coefficient de corrélation (%)
Exponentielle	$y = 1.523e^{0.009x}$	81.3
Linéaire	$y = 0.259x - 42.77$	84.5
Logarithmique	$y = 74.40\ln(x) - 385.8$	81.9
Polynomiale	$y = 3E-05x^2 + 0.240x - 39.94$	84.5
Puissance	$y = 3E-06x^{2.786}$	84.4

La modélisation par corrélation simple au pas de temps annuel donne des coefficients de corrélation compris entre 81.3% et 84.5%.

4.2.1 Corrélation mensuelle

Nous avons utilisé, une série de données mensuelle (de Septembre 1974 jusqu'au Août 2014) pour des précipitations et des lames d'eau écoulées. La représentation graphique de la relation pluie-débit est illustrée dans la figure 4.3.

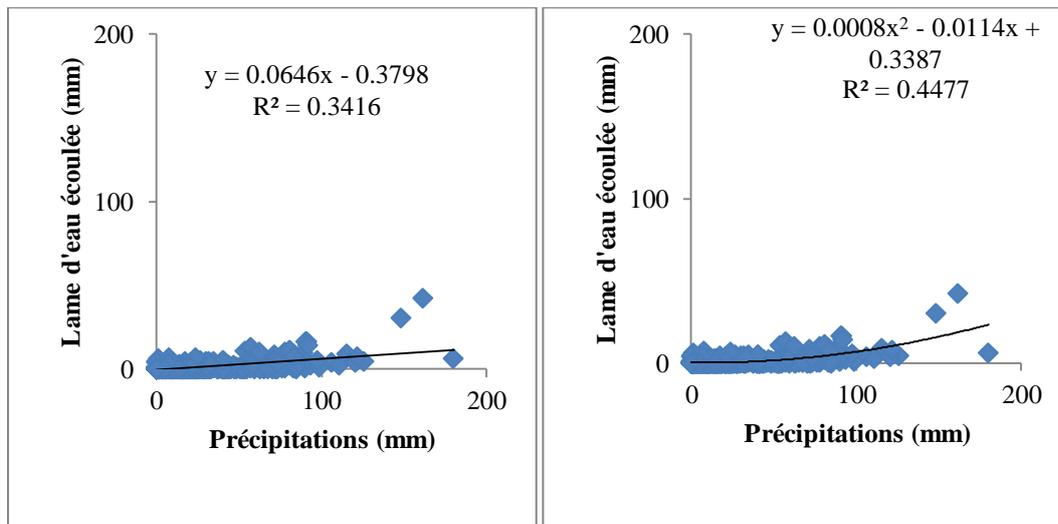


Figure 4.3 : Régression simple mensuelle du modèle linéaire et polynomiale (de Septembre 1974 à Août 2014).

Le tableau 4.2 résume les résultats du coefficient de détermination R^2 pour chaque type de modèle.

Tableau 4.2: Résultats de la régression simple au pas de temps mensuel.

Type de modèle	Equation	Coefficient de corrélation (%)
Linéaire	$y = 0.064x - 0.379$	58.4
Polynomiale	$y = 0.000x^2 - 0.011x + 0.338$	66.9

Les résultats pour le pas de temps mensuel paraissent plus compliqués que ceux du pas annuel, avec une certaine considération pour le modèle polynomiale qui lui donne une certaine signification à cette relation pluie- débit.

4.2.1 Corrélation journalière

Pour mettre en évidence, la relation pluie-débit au pas de temps journalier, nous avons utilisé plusieurs séries de données choisies en fonction du type d'années (excédentaire ou déficitaire). Dans le détail, nous avons pris quatre chroniques:

- La première série (fig. 4.4) (du 1 Septembre 1974 jusqu'au 31 Août 1976), appartenant à une période excédentaire juste avant une rupture (Cf fig.3.1),
- La deuxième série (du 1 Septembre 1989 jusqu'au 31 Août 1991) (fig.4.5),
- La troisième série (du 1 Septembre 1994 jusqu'au 31 Août 1996), ces deux dernières séries appartiennent à une période déficitaire (fig.4.6),
- La dernière série (fig.4.7) (du 1 Septembre 2009 jusqu'au 31 Août 2011), appartenant à une période excédentaire juste après une rupture (Cf. fig.3.1).

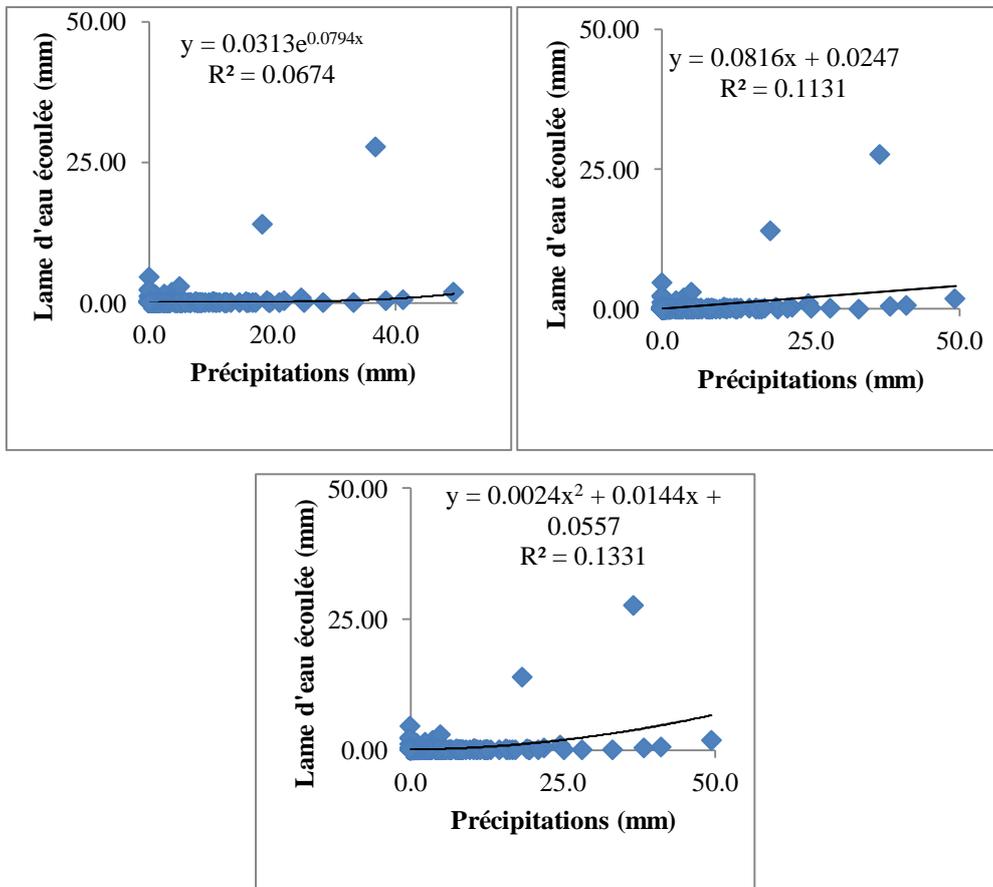


Figure 4.4 : Régression simple journalière du modèle linéaire et polynomiale (1 Septembre 1974 jusqu'au 31 Août 1976).

Le tableau 4.3 résume les résultats du coefficient de détermination R pour chaque type de modèle.

Tableau 4.3: Résultats de la régression simple au pas de temps journalier (1 Septembre 1974 jusqu'au 31 Août 1976).

Type de modèle	Equation	Coefficient de corrélation (%)
Exponentielle	$y = 0.031e^{0.079x}$	25.9
Linéaire	$y = 0.081x + 0.024$	33.6
Polynomiale	$y = 0.002x^2 + 0.014x + 0.055$	36.5

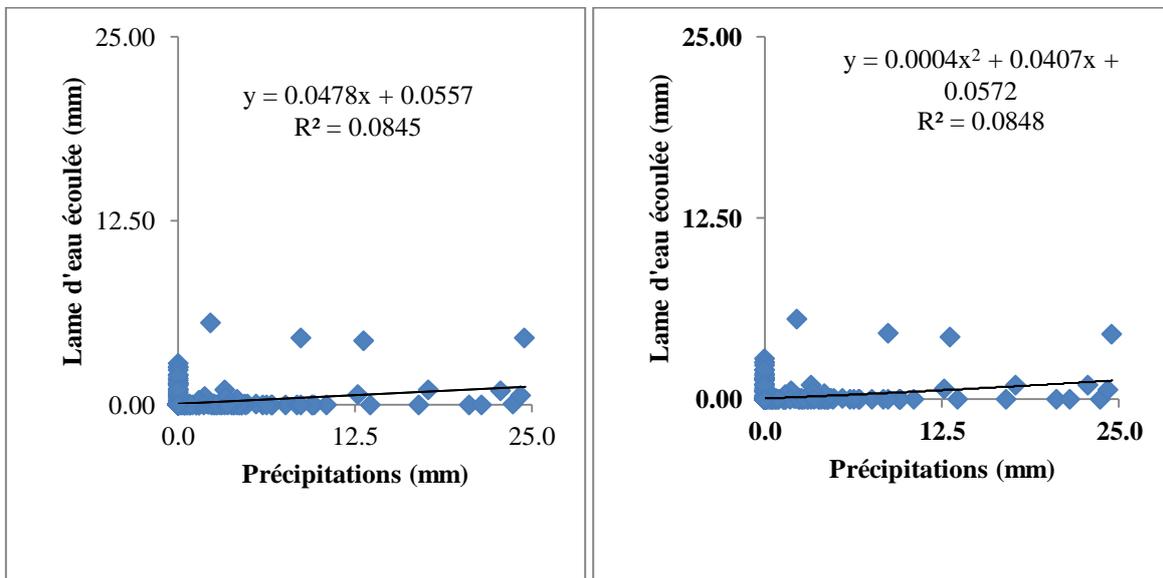


Figure 4.5 : Régression simple journalière du modèle linéaire et polynomiale (1 Septembre 1989 jusqu'au 31 Août 1991).

Le tableau 4.4 résume les résultats du coefficient de détermination R pour les deux modèles linéaire et polynomiale.

Tableau 4.4: Résultats de la régression simple au pas de temps journalier pour différents types de modèle (du 1 Septembre 1989 jusqu'au 31 Août 1991).

Type de modèle	Equation	Coefficient de corrélation (%)
Linéaire	$y = 0.047x + 0.055$	29.1
Polynomiale	$y = 0.000x^2 + 0.040x + 0.057$	29.1

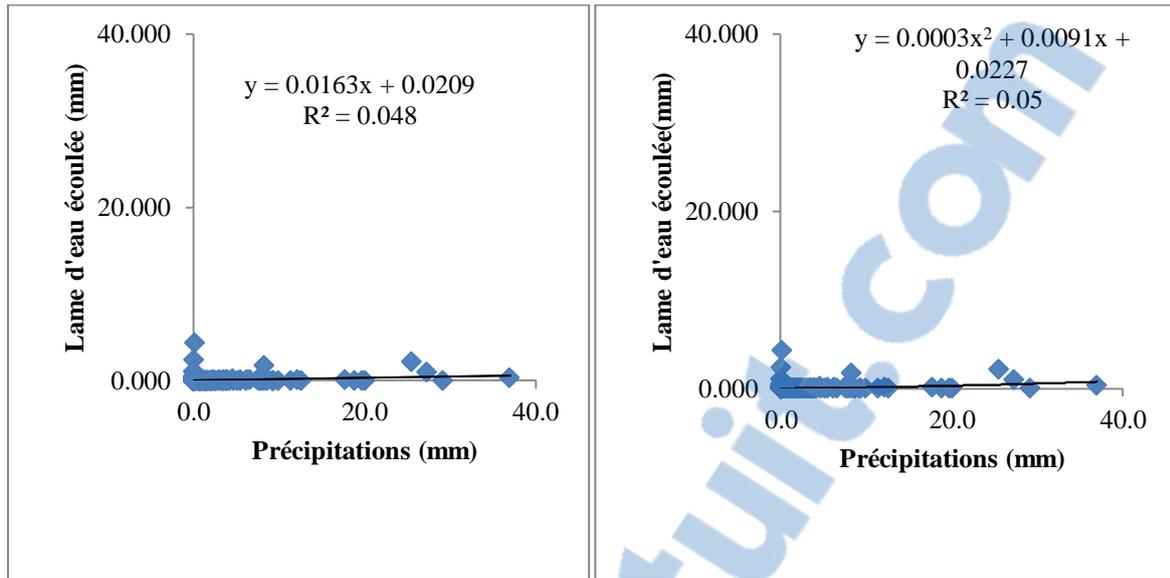


Figure 4.6 : Régression simple journalière du modèle linéaire et polynomiale (1 Septembre 1994 jusqu'au 31 Août 1996).

Le tableau 4.5 résume les résultats du coefficient de détermination R pour les deux types linéaire et polynomiale.

Tableau 4.5: Résultats de la régression simple au pas de temps journalier (du 1 Septembre 1994 jusqu'au 31 Août 1996).

Type de modèle	Equation	Coefficient de corrélation (%)
Linéaire	$y = 0.016x + 0.020$	21.9
Polynomiale	$y = 0.000x^2 + 0.009x + 0.022$	22.4

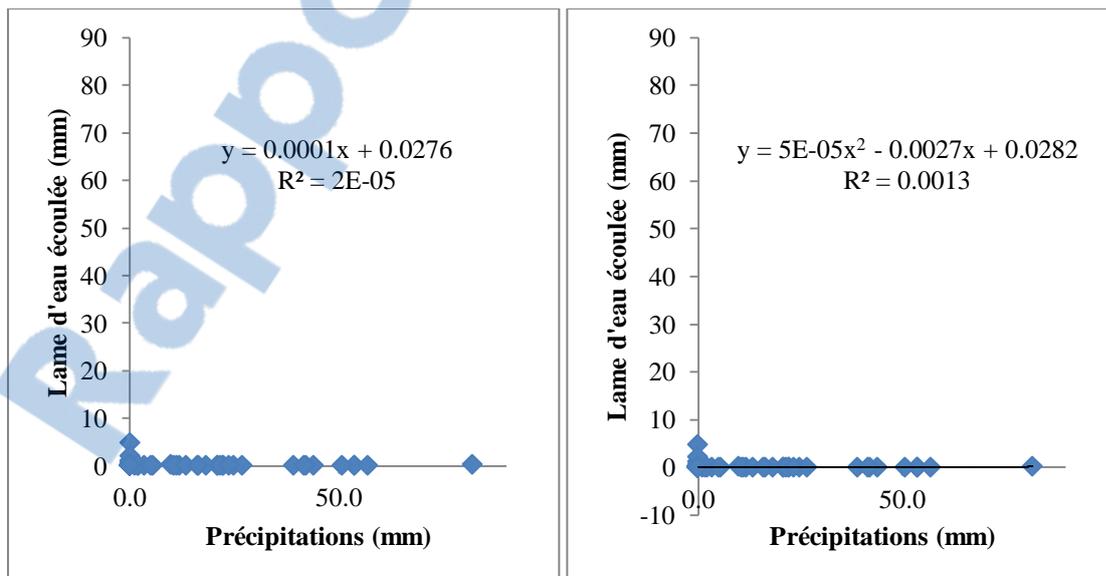


Figure 4.7 : Régression simple journalière du modèle linéaire et polynomiale (1 Septembre 2009 jusqu'au 31 Août 2011).

Le tableau 4.6 résume les résultats du coefficient de détermination R pour chaque type de courbe de tendance.

Tableau 4.6: Résultats de la régression simple au pas de temps journalier (du 1 Septembre 2009 jusqu'au 31 Août 2011).

Type de modèle	Equation	Coefficient de corrélation (%)
Linéaire	$y = 0.000x + 0.027$	0.004
Polynomiale	$y = 5E-05x^2 - 0.002x + 0.028$	3.6

A l'exception du modèle au pas de temps annuel qui enregistre des coefficients qui dépassent les 81.3%, sans qu'il assure la faisabilité, les résultats obtenus par la modélisation par régression simple donnent des résultats faibles pour le modèle mensuel, puisque le coefficient de corrélation ne dépasse pas les 67% pour le type polynomial et 58.4% pour un type linéaire.

Pour le pas de temps journalier ce modèle est inapproprié et ne peut être utilisé pour prédire les débits, nous enregistrons des valeurs comprises entre 0.004% et 36.5%.

De ce fait, nous allons procéder à une modélisation de type réservoirs qui tient compte des paramètres qui régissent l'écoulement tels que, la taille du bassin, la température, l'évapotranspiration, les échanges avec l'atmosphère et le sous-sol.

Les modèles à réservoirs que nous allons appliquer dans la suite de notre travail sont justifiés par le fait qu'ils soient parcimonieux et ayant fait l'objet de plusieurs travaux au niveau des bassins voisins et ayant révélé des résultats probants.

4.3 Application des modèles Pluie -Débit GR et Gardenia

Pour pouvoir réaliser cette étude, nous avons soumis les mêmes séries de données aux modèles à réservoirs GR et Gardenia sur différents pas de temps (tableau 4.7) :

Tableau 4.7 : Périodes de calage et validation des modèles GR et GARDENIA.

	Calage	Validation
Annuel	1974/1975-2003/2004	2004/2005-2013/2014
Mensuel	Septembre 1974 à Août 2004	Septembre 2004 à Août 2014
Journalier	1 Septembre 1974 au 31 août 1975	1 Septembre 1975 au 31 Août 1976
	1 Septembre 1989 au 31 Août 1990	1 Septembre 1990 au 31 Août 1991
	1 Septembre 1994 au 31 Août 1995	1 Septembre 1995 au 31 Août 1996
	1 Septembre 2009 au 31 Août 2010	1 Septembre 2010 au 31 Août 2011

4.3.1 APPLICATION DU MODELE GR

4.3.1.1 APPLICATION DU MODELE ANNUEL GR1A

Le modèle GR1A (modèle du Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est un modèle pluie-débit global à un seul paramètre. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1990, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications d'évaluation et de gestion de la ressource en eau (Perrin et al, 2007).

4.3.1.1.1 Calage du modèle GR1A

Pour la phase de calage, nous avons utilisé les données d'entrée du modèle (pluie, ETP, lame d'eau écoulee observée) correspondant à la période 1974/1975-2003/2004.

Le calage, du paramètre X du modèle, est réalisé manuellement en procédant au changement de sa valeur entre l'intervalle [0.130, 3.500] correspondant à un large échantillon de bassins versants dont la médiane est de 0.7.

Cette valeur de X est modifiée plusieurs fois en commençant par la valeur minimale de 0.13 en la faisant augmenter de 0.001 à chaque manipulation jusqu'à l'obtention d'une valeur du critère de Nash-Sutcliffe optimale supérieure à 70% et un coefficient de détermination R^2 entre les débits mesurés et ceux calculés proche de 1.

Les résultats trouvés (tableau 4.8) et la superposition des deux graphes, des débits observés et calculés (fig.4.8A et 4.9A), dénotent d'un bon calage du modèle, appuyés par une bonne corrélation entre débits observés et débits calculés, (fig.4.10 (a) et (b))

Tableau 4.8 : Résultats obtenus par le GR1A

Thornthwaite				Turc			
X	Nash (Q)%	Bilan (%)	R^2	X	Nash (Q)%	Bilan (%)	R^2
0.643	83.4	103.2	84.3	0.569	77.9	104.8	79.03

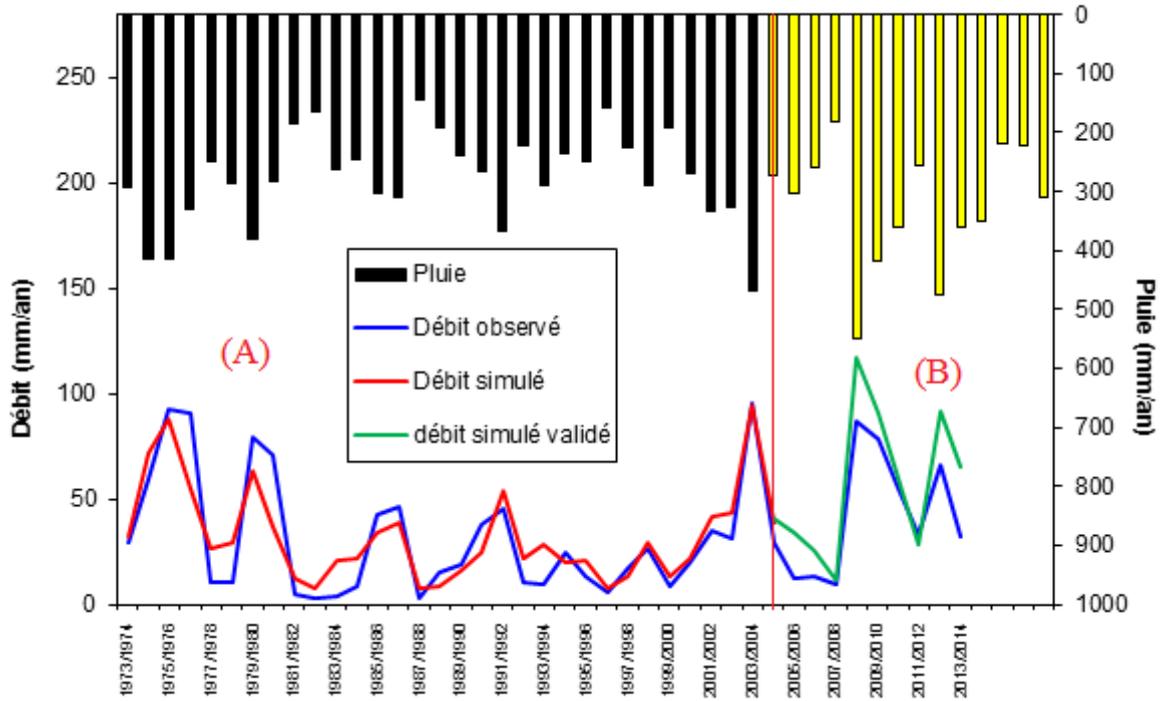


Figure 4.8: Calage du modèle GR1A (Turc)

*- La représentation dans les figures -des hydrogrammes qui suit- du signe (A) et (B) désigne respectivement la partie calage et validation, la méthode de Turc est désignée par (a) et celle de Thorntwaite par (b).

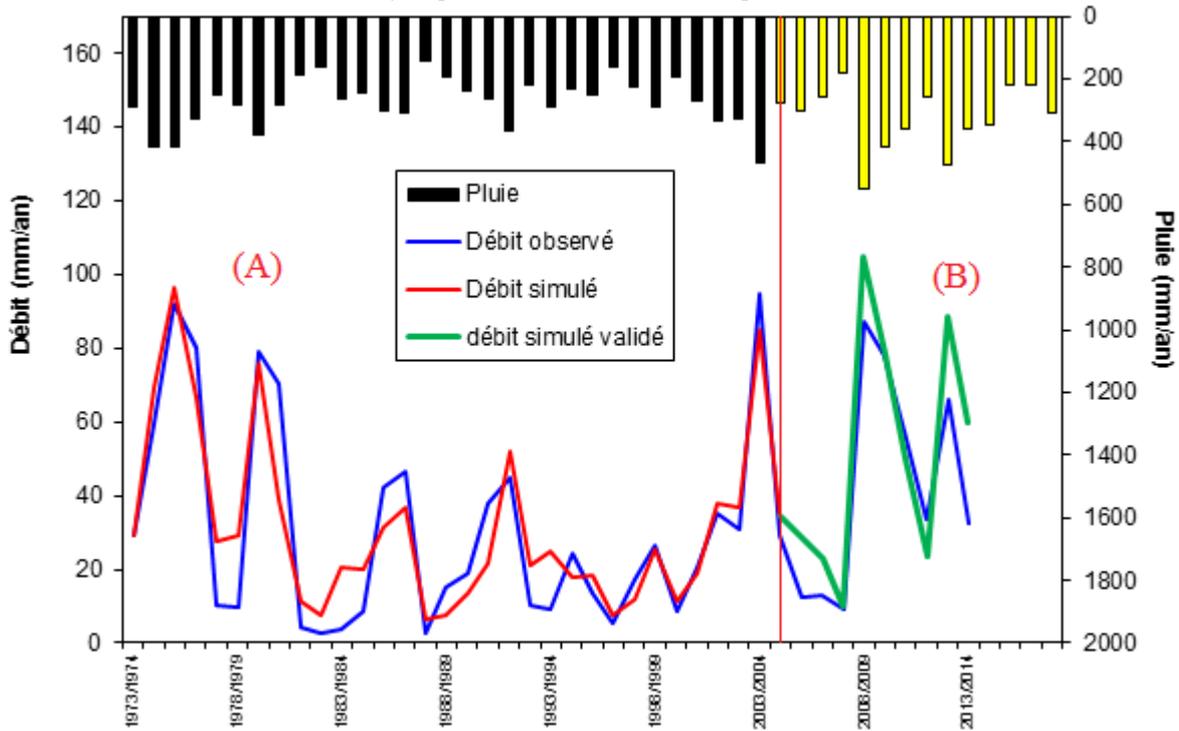


Figure 4.9: Calage du modèle GR1A (Thorntwaite)

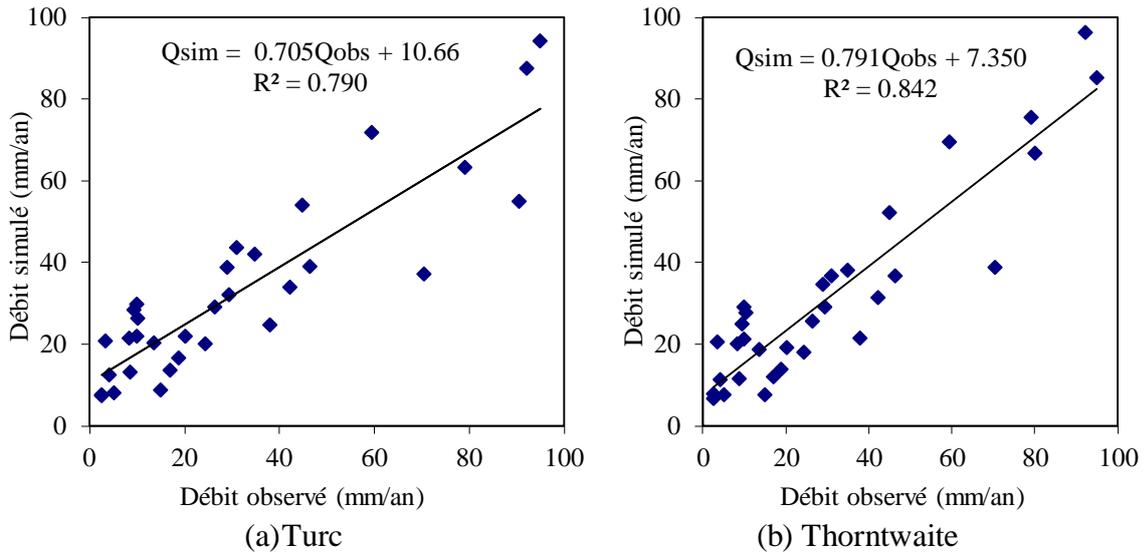


Figure 4.10: Corrélation entre débit observé et débit simulé.

4.3.1.1.1 Validation du modèle GR1A

Pour la validation du modèle, de nouvelles données des précipitations et d'évapotranspiration correspondant à la période (2004/2005-2013/2014) et qui n'ont pas été utilisées lors du calage sont introduites (fig. 4.8B & 4.9B). Le calcul est lancé en prenant pour le paramètre X la valeur trouvée lors du calage. Les valeurs trouvées des débits sont alors comparées aux valeurs observées par corrélation linéaire simple (fig.4.10). Aussi, le coefficient de détermination trouvé supérieur à 0.84, confirme la validité du modèle (fig. 4.11).

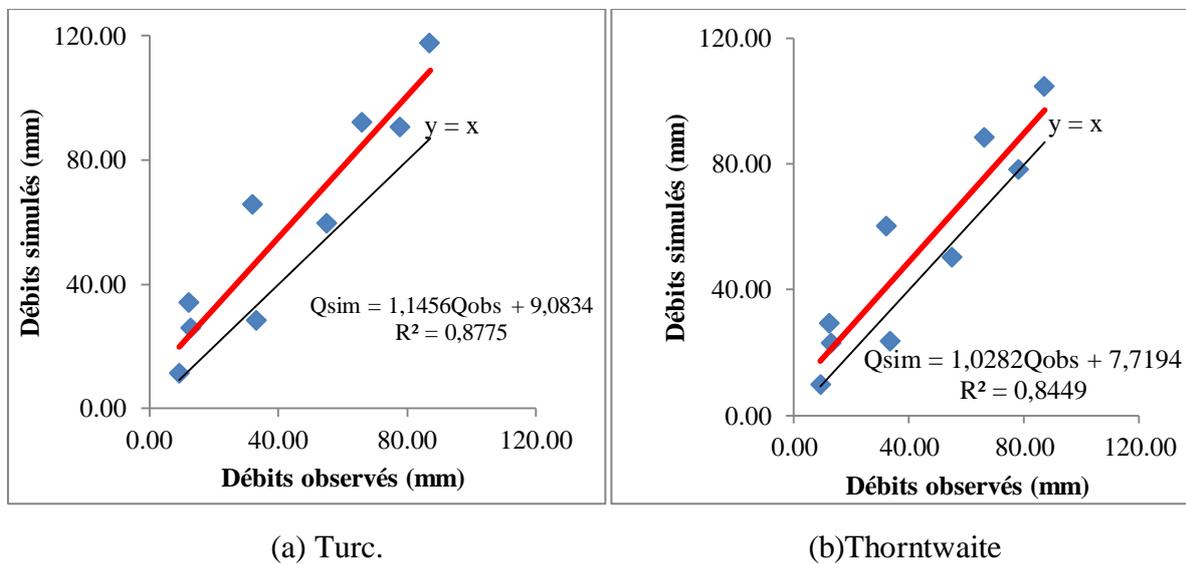


Figure 4.11: Validation du modèle GR1A.

4.3.1.2 Application du modèle mensuel GR2M

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à 2 paramètres, mensuel) est un modèle pluie-débit global à deux paramètres:

X₁: Capacité du réservoir de production (mm),

X_2 : Coefficient d'échanges souterrains (mm).

Il fonctionne autour de deux réservoirs, un de production (ou réservoir sol) (Sossou *et al*, 2011) gère, en fonction de son taux de remplissage, la part de pluie qui se transforme en pluie nette et un de routage, associé à un hydrogramme unitaire, permet d'étaler le temps de cette pluie nette pour obtenir le débit de sortie (Randrianasolo, 2009) et sur lesquels les ajustements et interceptions se font différemment sur les entrées.

L'application au bassin d'oued Boukiou a porté sur les données des pluies mensuelles observées (mm), des ETP calculées par la méthode de Turc et Thornthwaite (mm) et des débits mensuels observés exprimés en lames d'eau écoulées (mm), sur une période qui s'étale de Septembre 1974 à Août 2004 pour le calage et celle de Septembre 2004 à Août 2014 pour la validation.

4.3.1.2.1 Calage du modèle GR2M

Pour le calage du modèle, nous avons procédé aux changements des valeurs des paramètres X_1 et X_2 du modèle entre les valeurs limites comprises entre 140 et 2640 (mm) pour X_1 et 0.21 à 1.31 (mm) pour X_2 avec un intervalle de 0.001 jusqu'à l'obtention des valeurs optimum des coefficients de détermination, et le critère de Nash (valeur égale ou supérieur à 70%). Les résultats du calage, coefficient de détermination, et le Nash sont présentés dans le Tableau 4.9 :

Tableau 4.9: Résultats du calage du modèle GR2M

Septembre 1974 à Août 2004	Critères	Valeurs
ETP (Turc)	X_1 (mm)	140.05
	X_2 (mm)	0.652
	S_0 (mm)	70.8
	R_0 (mm)	30
	Nash%	75.4
	Bilan%	91.18
	R%	85.5
ETP (Thornthwaite)	X_1 (mm)	141.599
	X_2 (mm)	0.533
	S_0 (mm)	70.8
	R_0 (mm)	30
	Nash%	77.19
	Bilan%	91.22
	R%	86.9

- X_1 : Capacité du réservoir de production (mm),
- X_2 : Paramètre d'échange (mm),
- S_0 : Niveau de remplissage initial du réservoir de routage,
- R_0 : Niveau de remplissage initial du réservoir de production (max. : 60mm),
- R^2 : Coefficient de corrélation.

Les résultats obtenus lors du calage représentés dans le tableau 4.9, et la bonne superposition des deux courbes, des débits simulés et calculés pour l'oued Boukiou (fig. 4.12A et 4.13A), ainsi que la bonne corrélation entre les débits observés et débits simulés (fig. 4.14 a et b) permettent de dire que le modèle est bien calé.

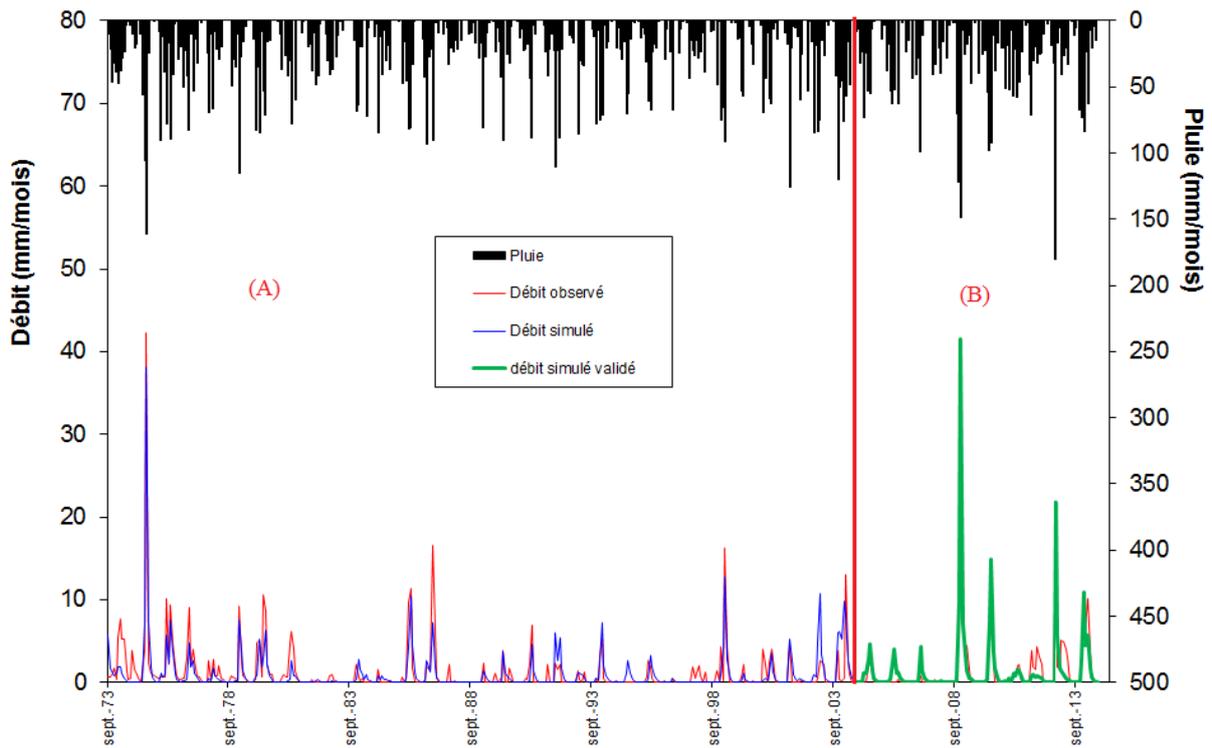


Figure 4.12: Calage du modèle GR2M (Turc)

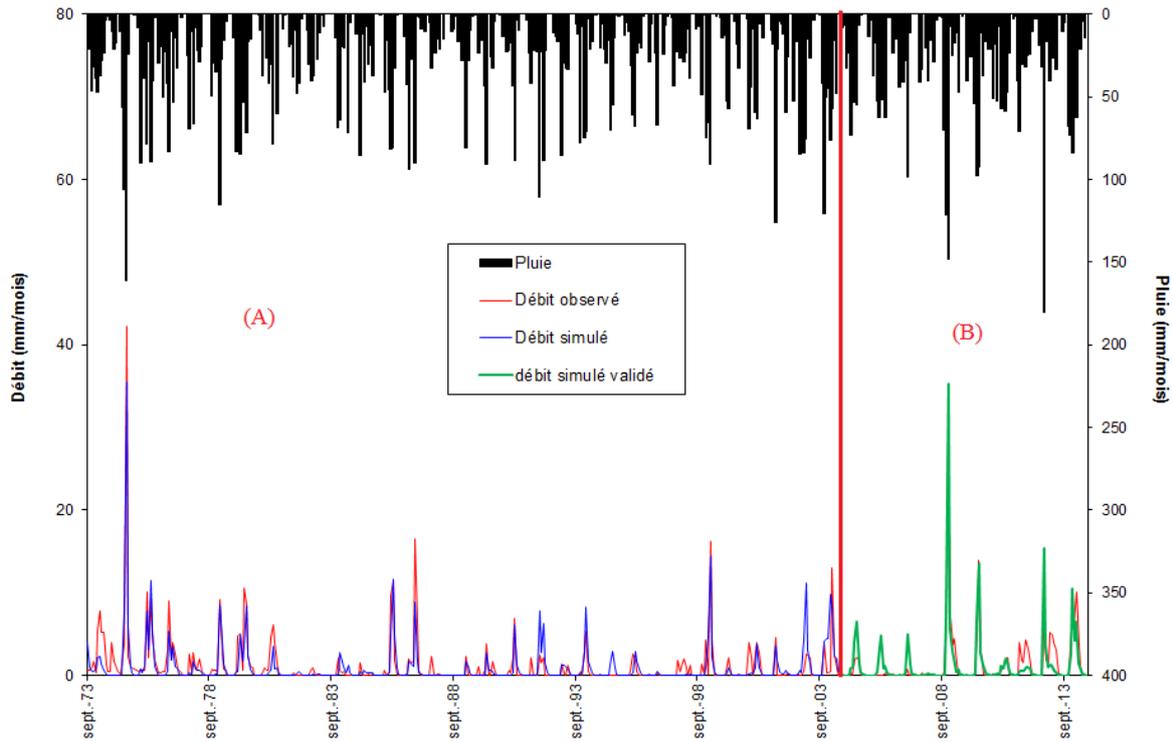


Figure 4.13: Calage du modèle GR2M (Thornthwaite)

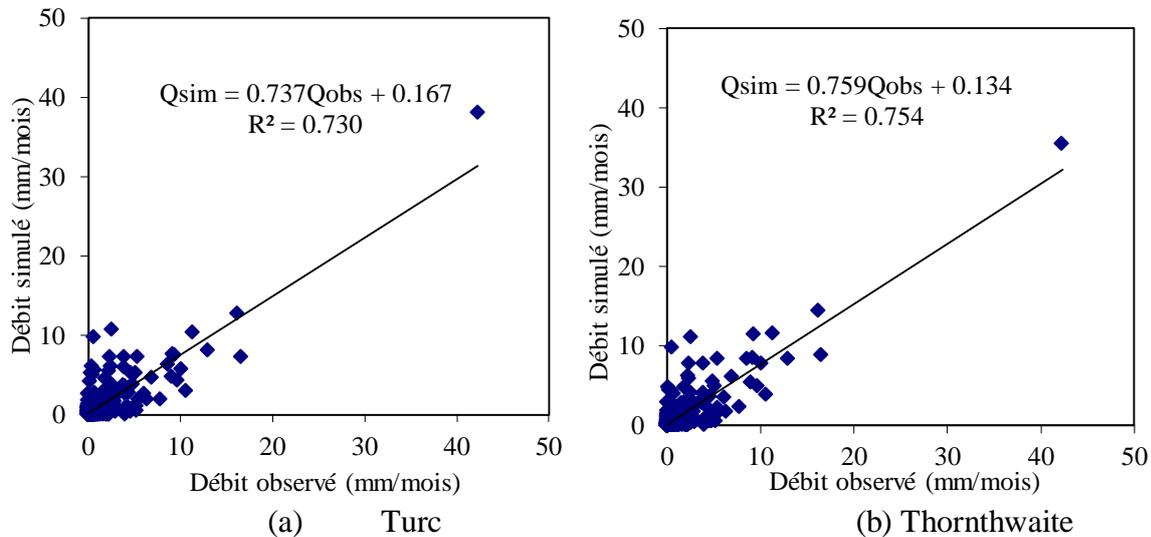
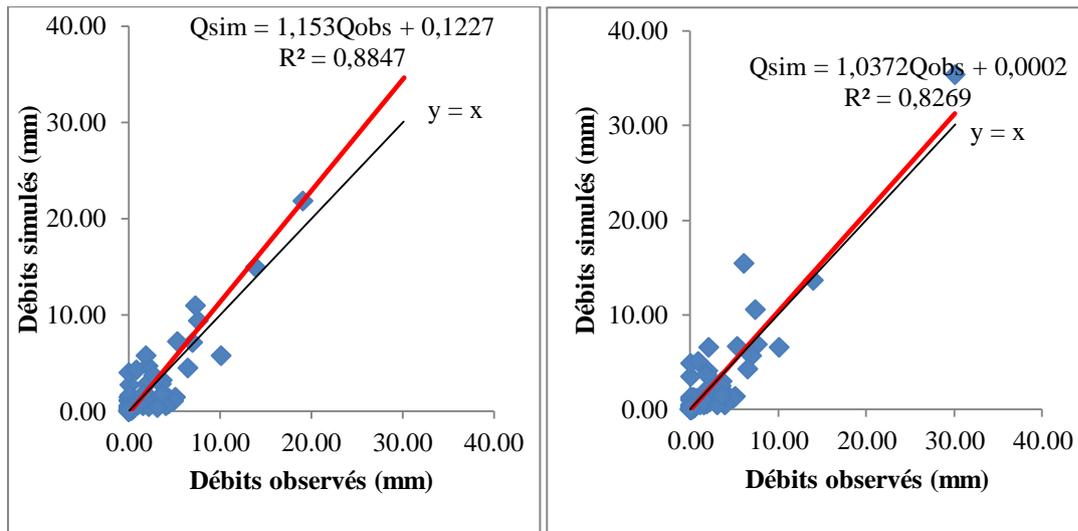


Figure 4.14: Corrélation linéaire entre débit observé et débit simulé.

4.3.1.2.1 Validation du modèle GR2M

Pour la validation du modèle de nouvelles données des précipitations et d'évapotranspiration correspondant à la période de Septembre 2004 à Août 2014 et qui n'ont pas été utilisées lors du calage sont introduites (fig.4.12B et 4.13B). Le calcul est lancé en prenant pour les paramètres X_1 et X_2 les valeurs optimisées lors du calage. Les valeurs des débits issues du modèle sont alors comparées aux valeurs observées par corrélation linéaire simple (fig.4.15 (a) et (b)). Avec un coefficient de détermination 0.88 pour Turc et de 0.82 pour Thornthwaite, le résultat de la validation confirme la bonne performance du modèle.



(a) Turc.

(b) Thorntwaite

Figure 4.15 : Validation du modèle GR2M.

4.3.1.3.1 Fonction production et la fonction transfert

La pluie nette calculée par le modèle GR2M a permis de tracer les courbes de niveau du réservoir de production (fig. 4.16), où on remarque que les niveaux hauts correspondent aux mois les plus pluvieux, les valeurs qui tendent vers 0 sont celles des mois où on enregistre des pluies faibles (de Juin à Septembre). La valeur maximale est enregistrée au mois de Décembre 2008, cette année représente l'année la plus pluvieuse de la série.

Pour vérifier la validité de ces courbes de niveau, une corrélation simple s'impose entre pluie brute et pluie nette représentée par le niveau S (fig.4.17), les résultats sont acceptables puisqu'elle varie entre 74% et 82% selon la méthode de calcul de l'évapotranspiration, en effet c'est cette dernière qui influe sur la perte enregistrée entre pluie brute et pluie nette.

Pour les courbes de niveau R de routage (fig.4.18), on remarque un forte baisse des volumes exprimés en mm, ces réservoirs souterrains ne drainent pas suffisamment de pluie c'est probablement dû aux formations imperméables des terrains.

On enregistre des volumes quasi nuls correspondant aux années les plus sèches de notre série de donnée (1982/1983-1986/1987-1996/1997).

La corrélation simple entre pluie et niveau de remplissage du réservoir de routage R (fig.4.19) montre une faible cohérence par rapport à celle du niveau S, dut à la perte des débits des réservoirs souterrains soit par pompage directe dans l'oued, soit par les forages qu'utilisent les agriculteurs, ce qui a pour conséquence d'abaisser les niveaux de nappe qui sont alimentées en permanence par ces réservoirs.

Les résultats de cette interprétation sont résumés dans le tableau 4.10 :

Tableau 4.10: Niveau maximum et minimum de remplissage des réservoirs de production et de transfert.

Niveau de remplissage	Turc	Thornthwaite
S min (mm)	0	0
S max (mm)	86.12	98.24
R min (mm)	0.11	0.02
R max (mm)	33.28	31.69

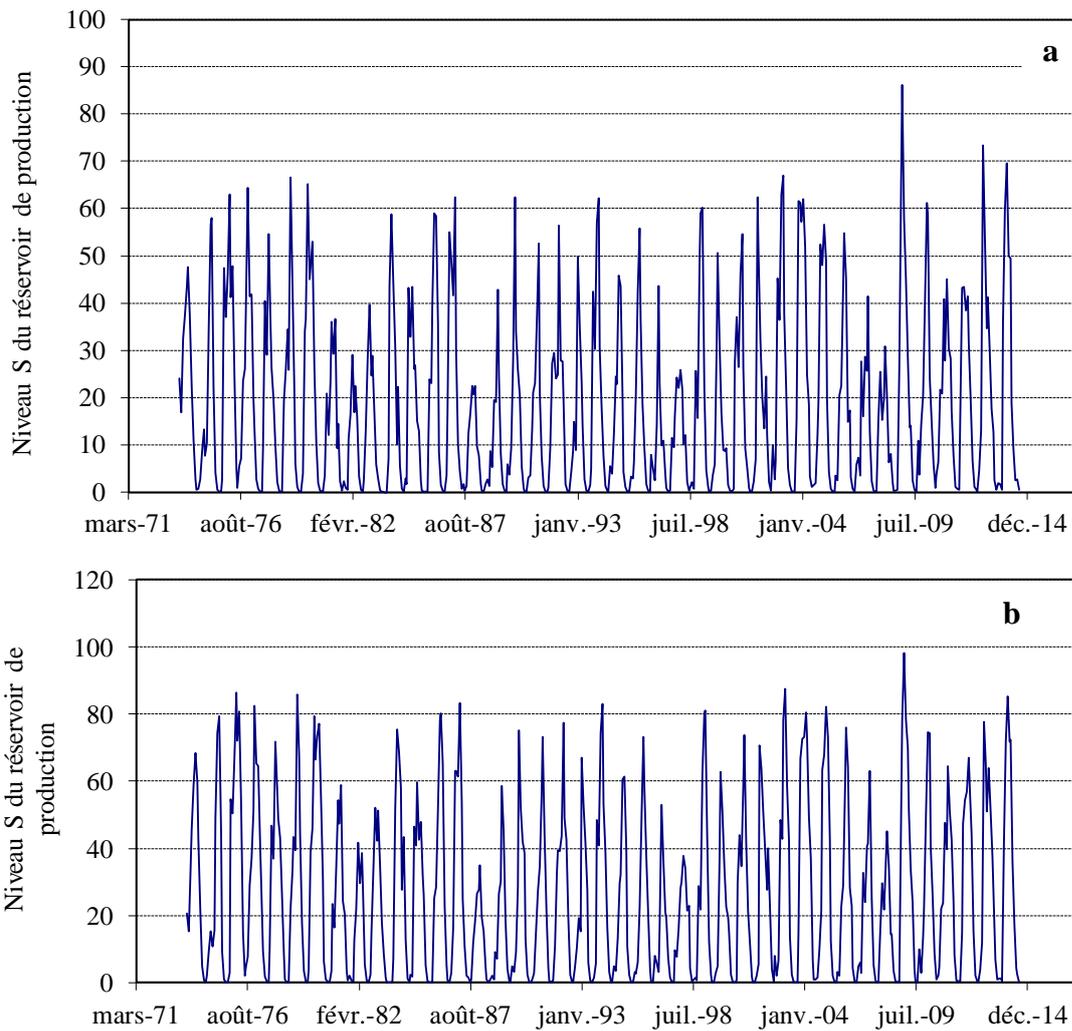


Figure 4.16 : Courbe de la fonction de production (a-Turc) et (b-Thorntwaite)

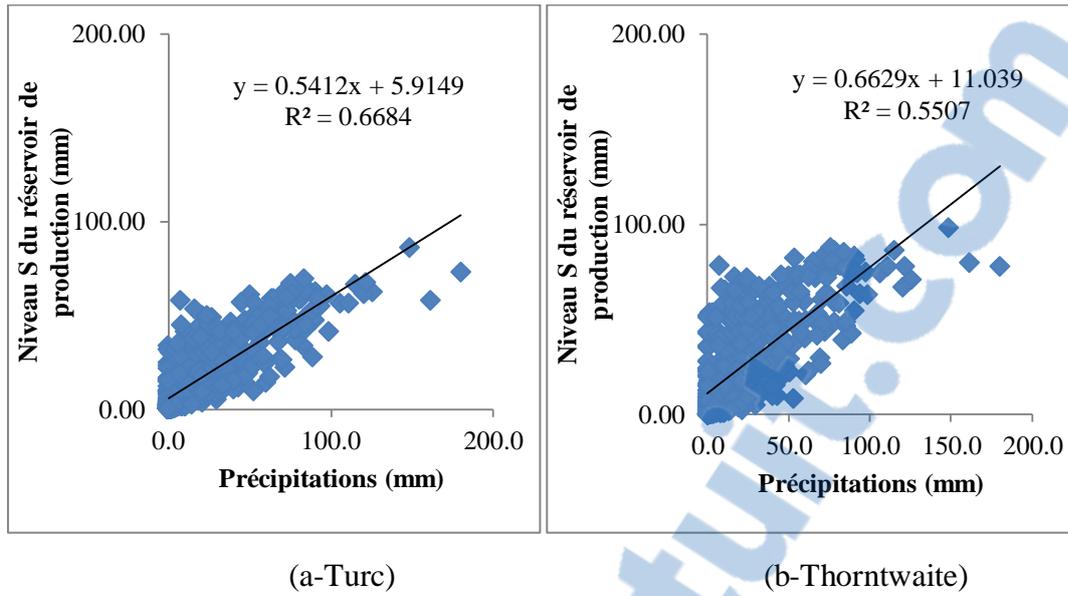


Figure 4.17 : Corrélation entre précipitations et le niveau du réservoir de production S.

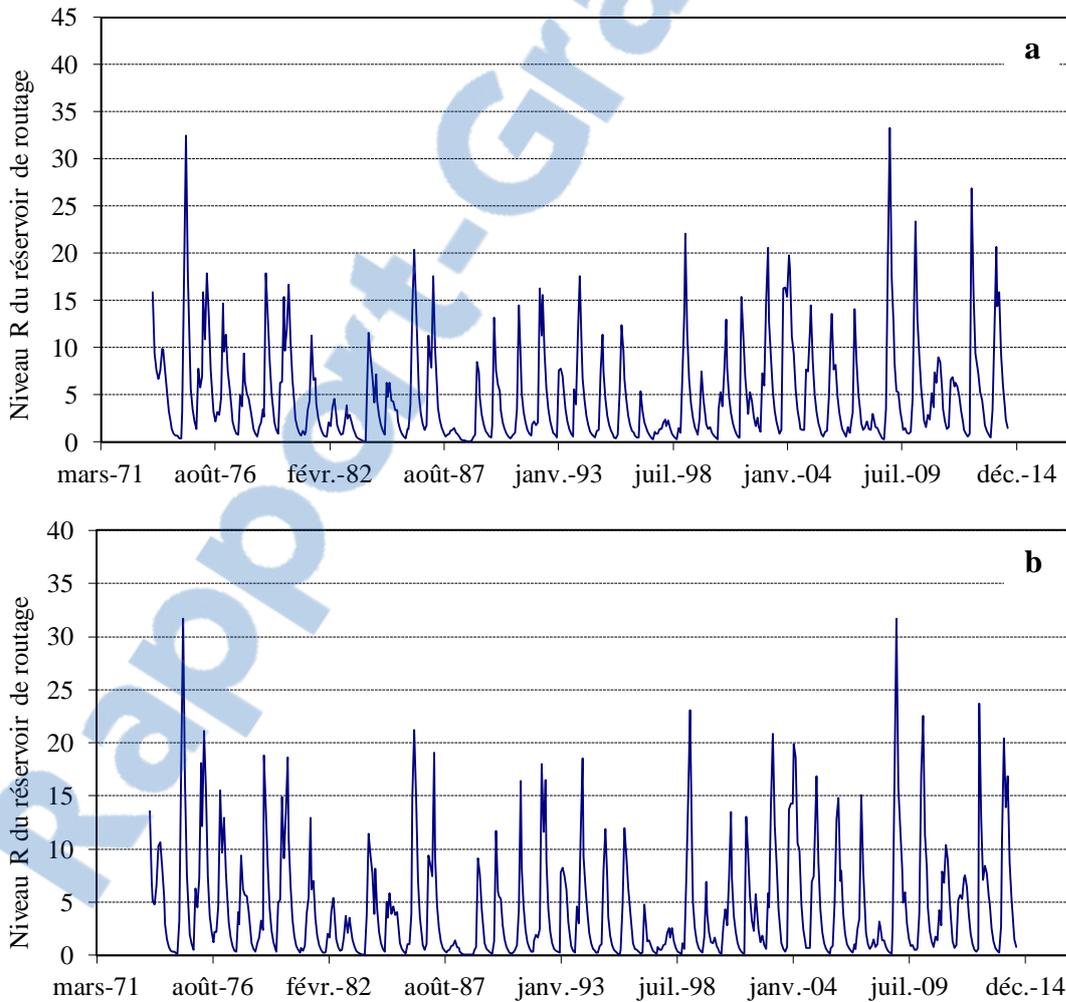


Figure 4.18 : Courbe de la fonction de transfert (a-Turc) et (b-Thorntwaite).

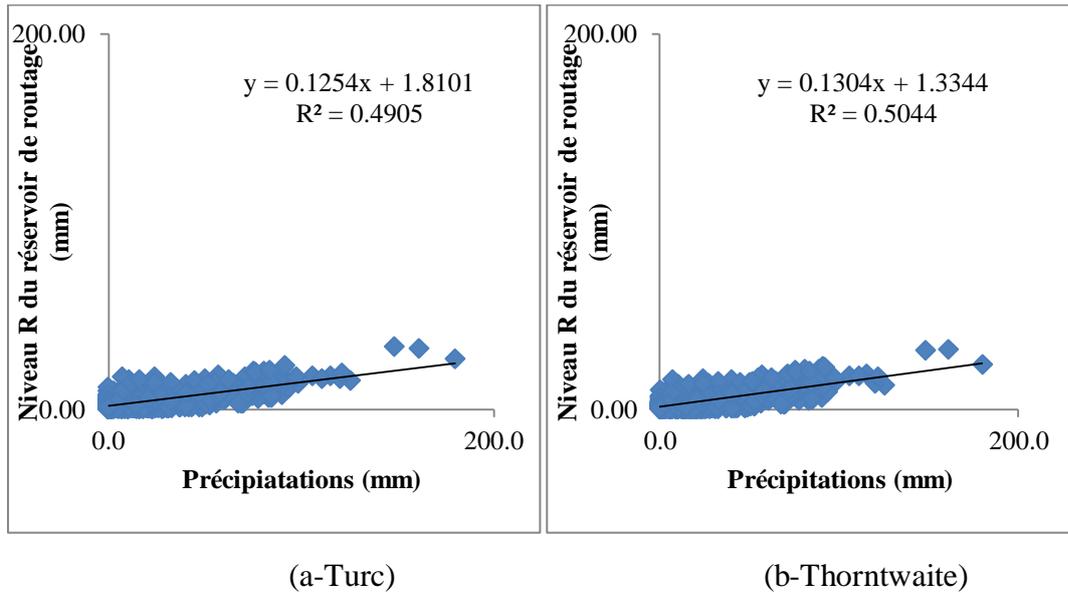


Figure 4.19 : Corrélation entre précipitations et le niveau du réservoir de routage R.

L'étude des données des niveaux des réservoirs de production et de routage (fig. 4.20), montre une bonne corrélation et un échange stable entre les réservoirs, ce qui explique d'une part que notre bassin versant n'a pas subi des changements à grande ampleur durant ces cinq dernières décennies (formation géologique restée inchangée), d'autre part, on constate que le bassin d'oued Boukiou n'a pas été encore affecté par le dérèglement climatique du fait que le changement entre réservoirs est périodique.

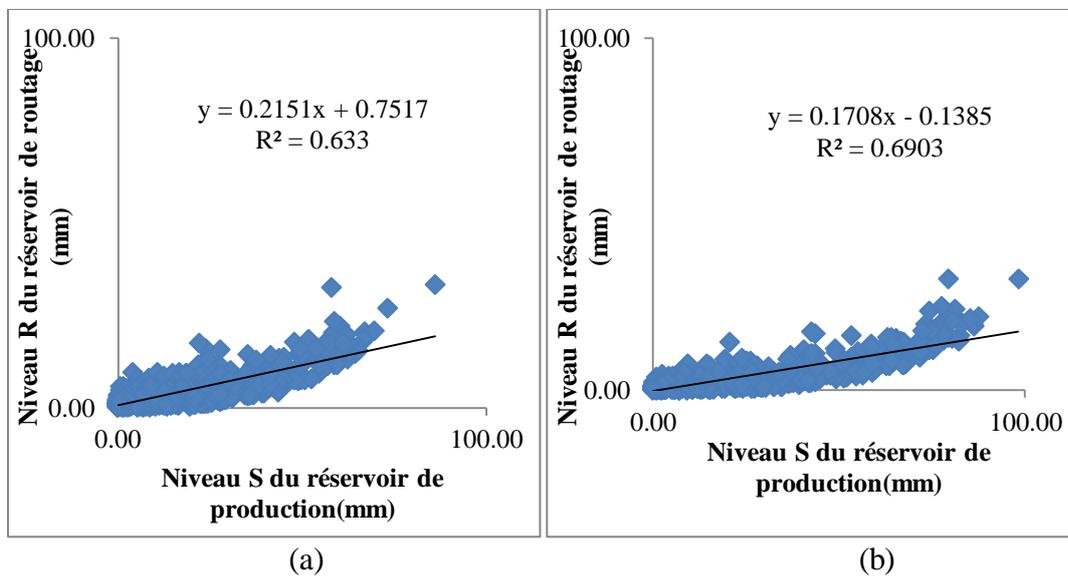


Figure 4.20 : Corrélation entre niveau S et niveau R.

4.3.1.3 Application du modèle journalier GR4J

Le modèle GR4J possédant 4 paramètres à caler, fonctionne au pas de temps journalier. Ce modèle est facile à configurer et à mettre en place, et il ne nécessite pas une description du bassin versant. Aussi, il a été déjà utilisé dans le contexte algérien dans plusieurs études qui ont démontré son adaptabilité au contexte climatique semi-aride

(Bouanani et al., 2010, Gherissi *et al.*, 2017, Medane 2012, Otmane et al. 2016, Bourek 2010, Djellouli, 2017).

L'application au bassin d'oued Boukiou a porté sur les données des pluies journalières observées (mm), des ETP calculées par la méthode d'Oudin (mm) et des débits journaliers observés exprimés en lames d'eau écoulées (mm).

Plusieurs essais ont été effectués sur des périodes différentes comprenant 3 années (tableau 4.11):

La première est l'année de mise en route, la seconde est l'année de calage et la troisième est celle de la validation.

Le choix des périodes s'est porté sur 4 séries -deux durant la période excédentaire (1974/1975-1975/1976 et 2009/2010-2010/2011) et deux durant la période déficitaire (1989/1990-1990/1991 et 1994/1995-1995/1996)-.

Pour la première série et la dernière elles représentent d'après le graphe de l'évolution pluviométrique annuel (Cf fig.3.1) les années de rupture de la série.

Tableau 4.11 : Périodes de mise en route, calage et validation du modèle GR

Année de mise en route	Année de calage	Année de validation
1Septembre 1973 au 31 Août 1974	1Septembre 1974 au 31 Août 1975(a)	1 Septembre 1975 au 31 Août 1976(e)
1Septembre 1988 au 31 Août 1989	1Septembre 1989 au 31 Août 1990(b)	1 Septembre 1990 au 31 Août 1991(f)
1Septembre 1993 au 31 Août 1994	1Septembre 1994 au 31 Août 1995(c)	1Septembre 1995 au 31 Août 1996(g)
1Septembre 2008 au 31 Août 2009	1Septembre 2009 au 31 Août 2010(d)	1Septembre 2010 au 31 Août 2011(h)

4.3.1.3.1 Calage du modèle GR4J

Comme pour le modèle GR1A et le modèle GR2M lors du calage du modèle GR4J, nous avons procédé manuellement aux changements des valeurs des paramètres X1, X2, X3 et X4 plusieurs fois jusqu'à l'obtention des valeurs optimales du coefficient du critère de qualité de Nash-Sutcliffe et du coefficient de détermination R² de la corrélation entre les débits calculés et ceux observés.

Les résultats du calage sont représentés dans le tableau 4.12 :

Tableau 4.12 : Résultats du calage du modèle GR4J.

Période	Paramètres				Critères de qualité et d'optimisation		
	X ₁ (mm)	X ₂ (mm)	X ₃ (mm)	X ₄ (jour)	Nash (%)	Bilan (%)	R (%)
1 Septembre 1974 au 31 Août 1975	5.45	-0.06	3	0.13	84.1	103.8	84.7
1 Septembre 1989 au 31 Août 1990	4.61	0.11	3	-0.5	83.3	157.7	87.1
1 Septembre 1994 au 31 Août 1995	4.61	-0.01	3	-0.1	87.9	125.6	87.6
1 Septembre 2009 au 31 Août 2010	5.53	-1.36	3	0.37	87.2	100.2	87.7

Avec :

X₁(mm) : Capacité du réservoir de production,

X₂(mm) : Paramètre d'échange,

X₃(mm) : Capacité du réservoir de routage,

X₄(jour) : Délai.

R² : Coefficient de détermination

Les résultats des paramètres des X qui respectent les bornes d'intervalle de confiance, le Nash qui dépasse les 83% et la bonne superposition des deux courbes, des débits simulés et calculés pour l'oued Boukiou (fig. 4.21A, 4.22A, 4.23A et 4.24A), permettent de dire que le modèle est bien calé pour les 4 périodes.

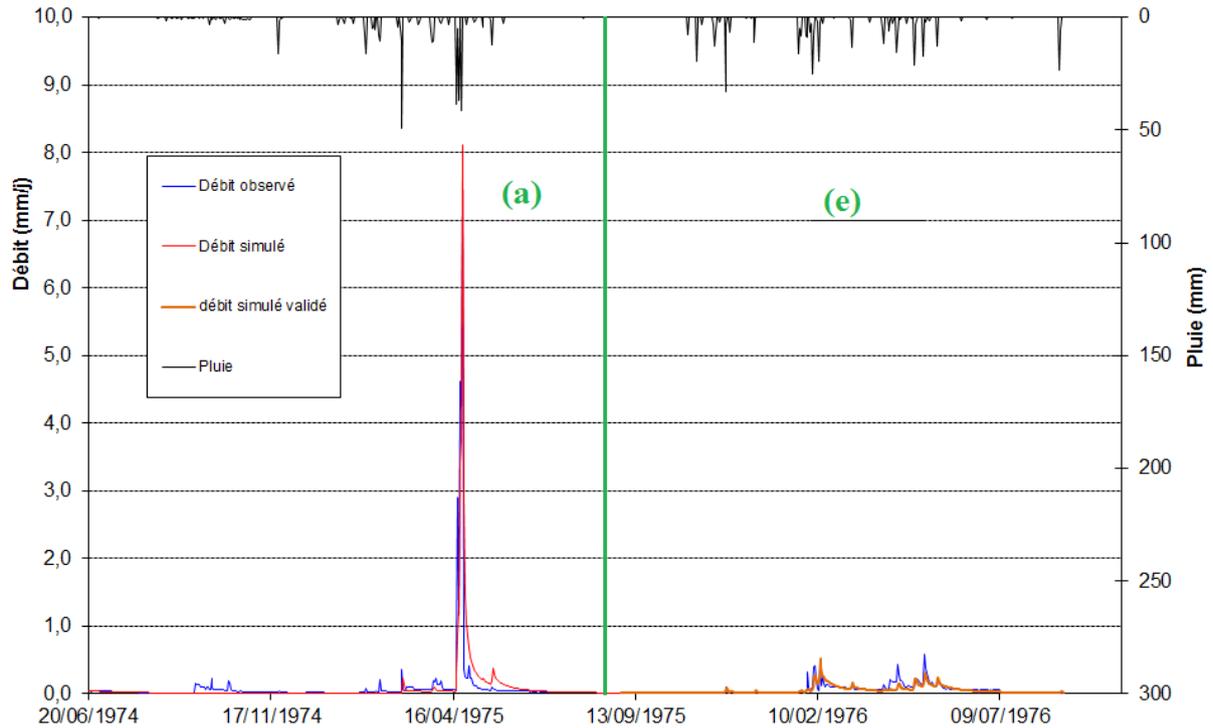


Figure 4.21 : Visualisation de la qualité du calage et de la validation (1 Septembre 1974 au 31 Août 1976).

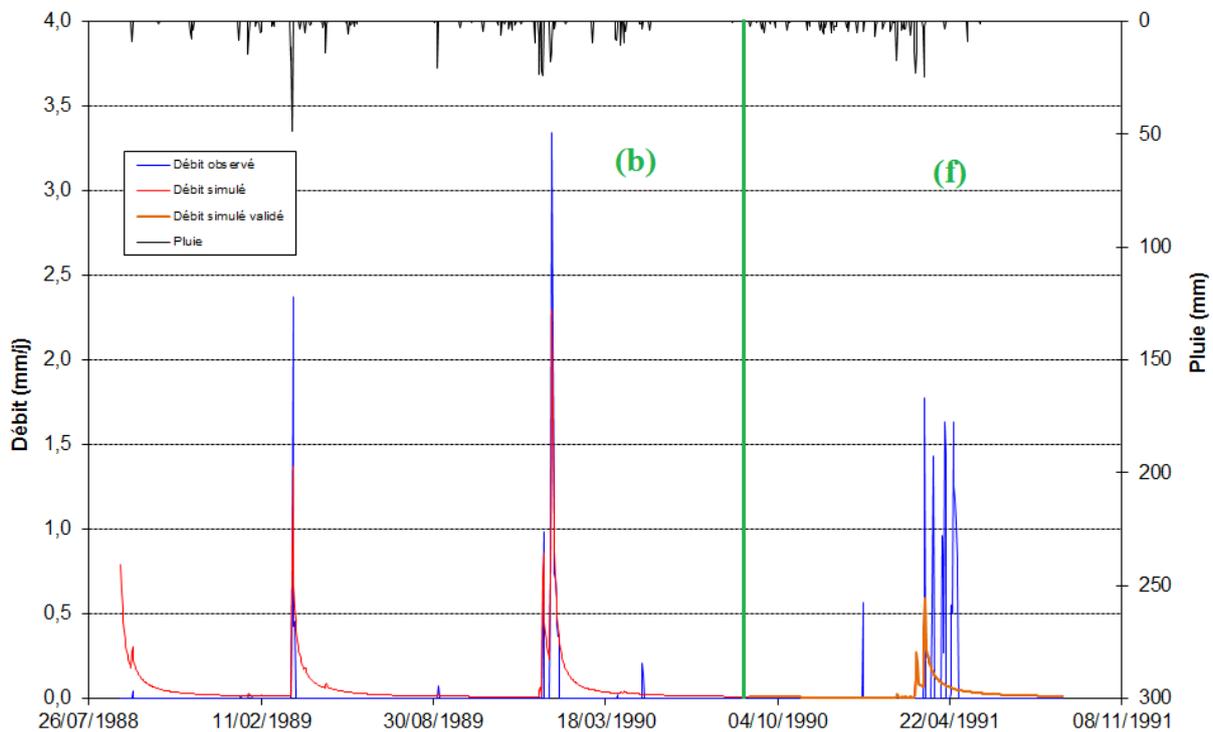


Figure 4.22 : Visualisation de la qualité du calage et de la validation (1 Septembre 1989 au 31 Août 1991).

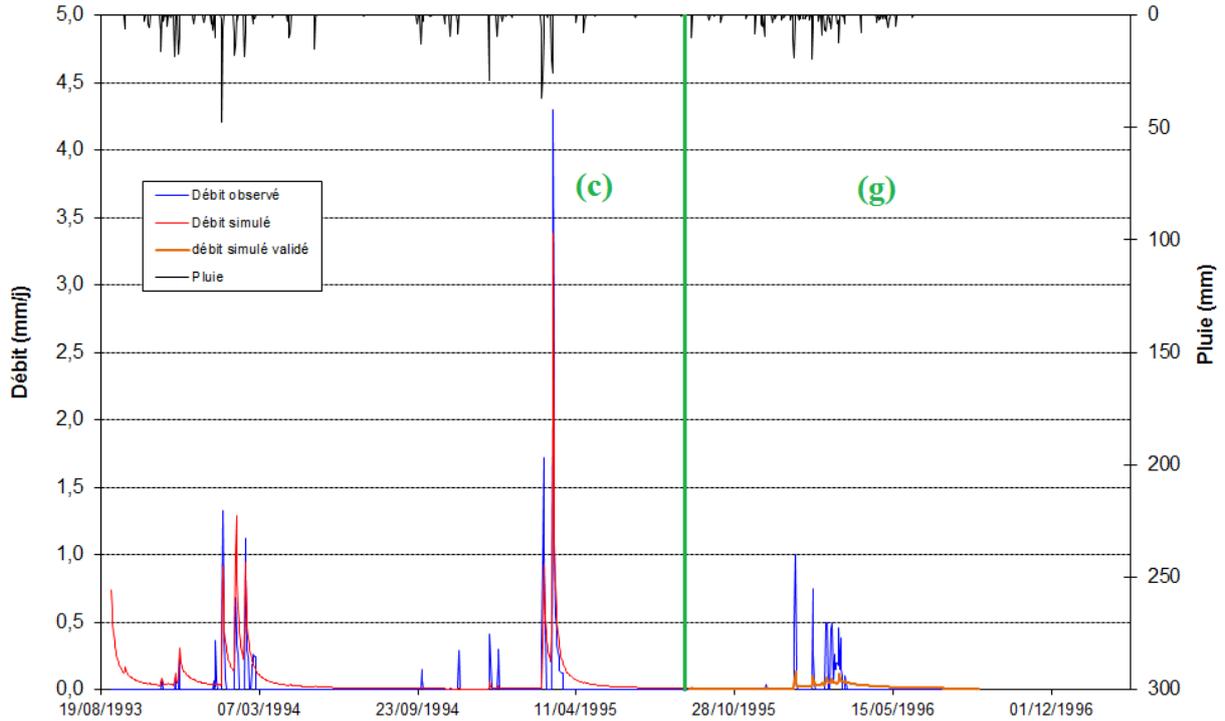


Figure 4.23 : Visualisation de la qualité du calage et de la validation (1 Septembre 1994 au 31 Août 1996).

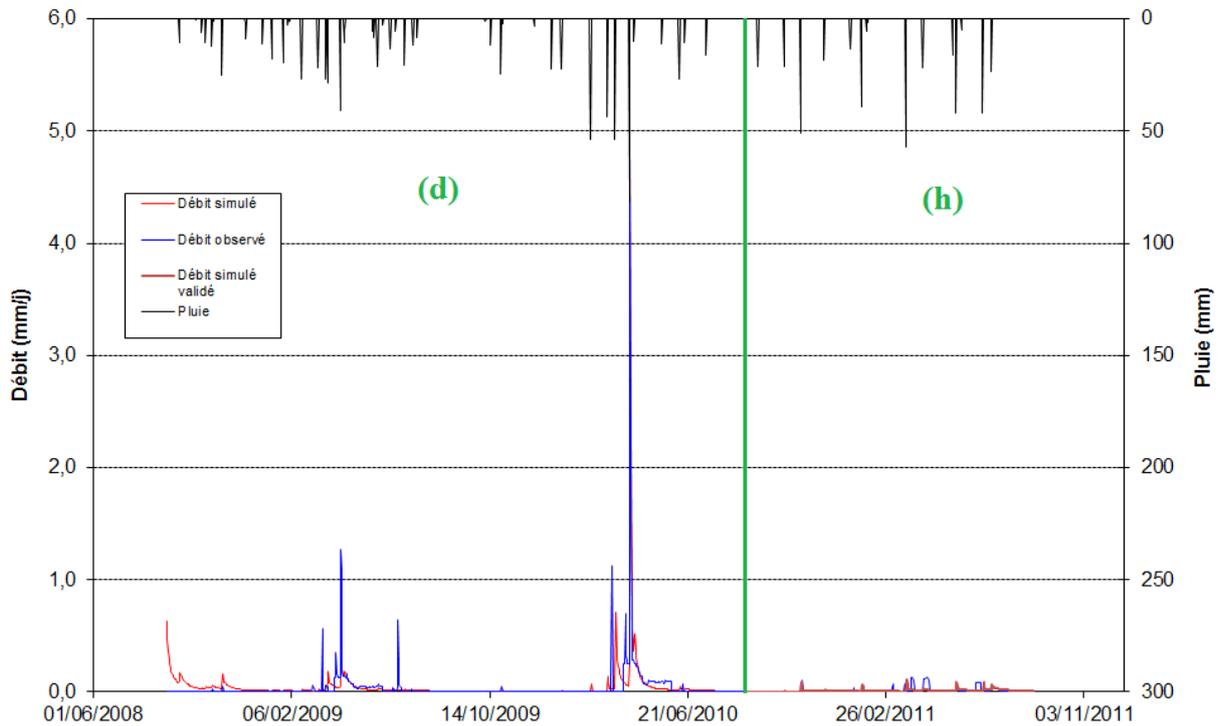


Figure 4.24 : Visualisation de la qualité du calage et de la validation (1 Septembre 2009 au 31 Août 2011).

Autre critère est celui du coefficient de détermination qui lui aussi donne de très bon résultats (tableau 4.11) (fig. 4.25).

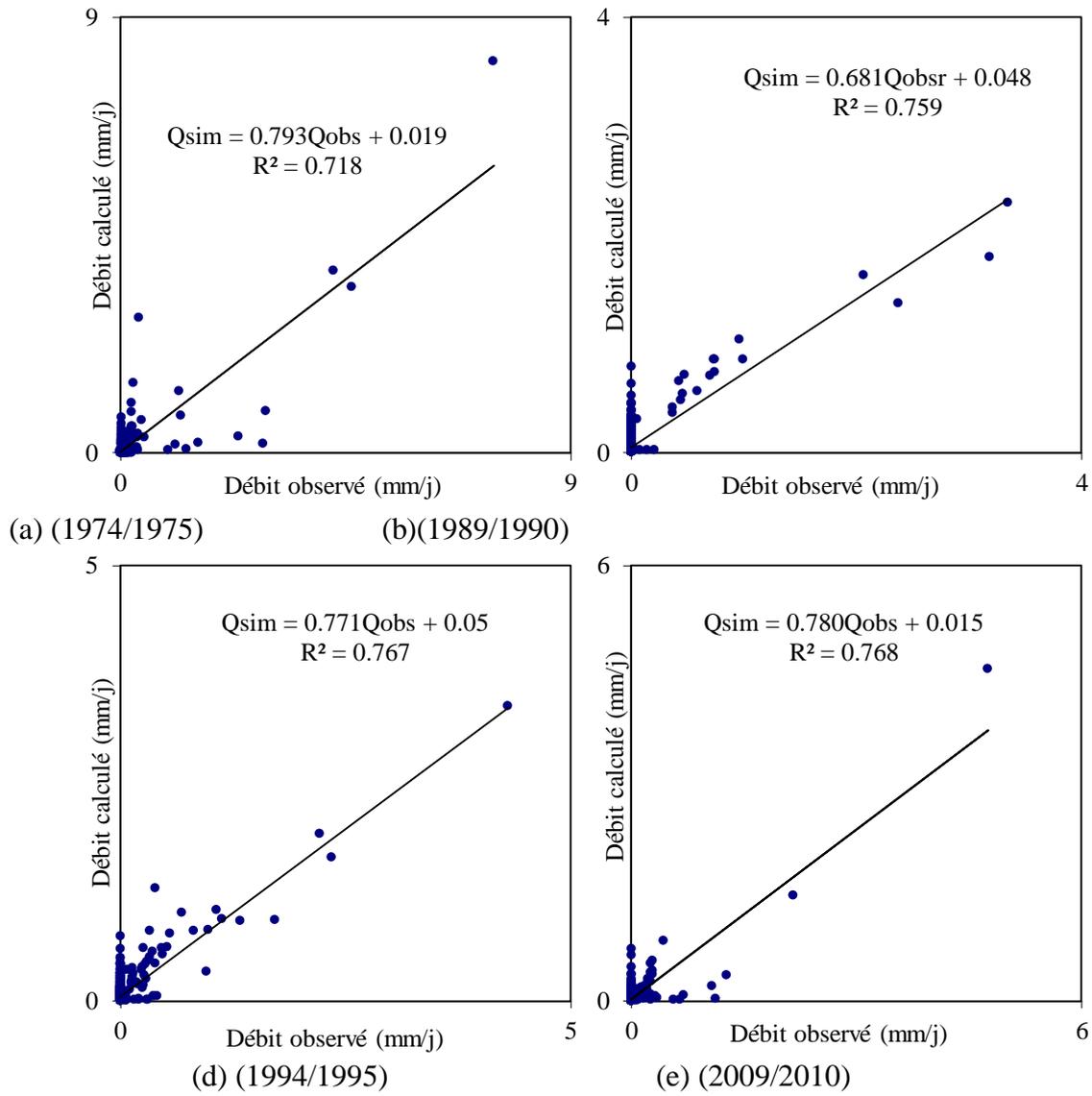


Figure 4.25 : Corrélation entre débit observé et débit simulé.

4.3.1.3.2 Validation du modèle GR4J

Pour la validation du modèle GR4J de nouvelles données des précipitations et d'évapotranspiration correspondant aux périodes indiquées dans le tableau 4.11 et qui n'ont pas été utilisées lors du calage sont introduites. Le calcul est lancé en prenant pour les paramètres X1, X2, X3 et X4 les valeurs optimisées lors du calage. Les valeurs des débits issues du modèle sont alors comparées aux valeurs observées par corrélation linéaire simple (fig.4.26). Avec un coefficient supérieur à 0.75, le résultat de la validation confirme la bonne performance du modèle.

L'hydrogramme de validation de la figure 4.21(e) et la figure 4.24(h) qui représente les deux périodes excédentaires de la série montre une superposition des deux courbes des débits observés et des débits simulés après validation.

Par contre, sur les figures 4.22(f) et 4.23(g) qui évidemment sont celles de la période déficitaire, les courbes des débits observés et des débits simulés après validation présentent

une discordance dû principalement à des orages d'une intensité importante qui alimente le cours d'eau.

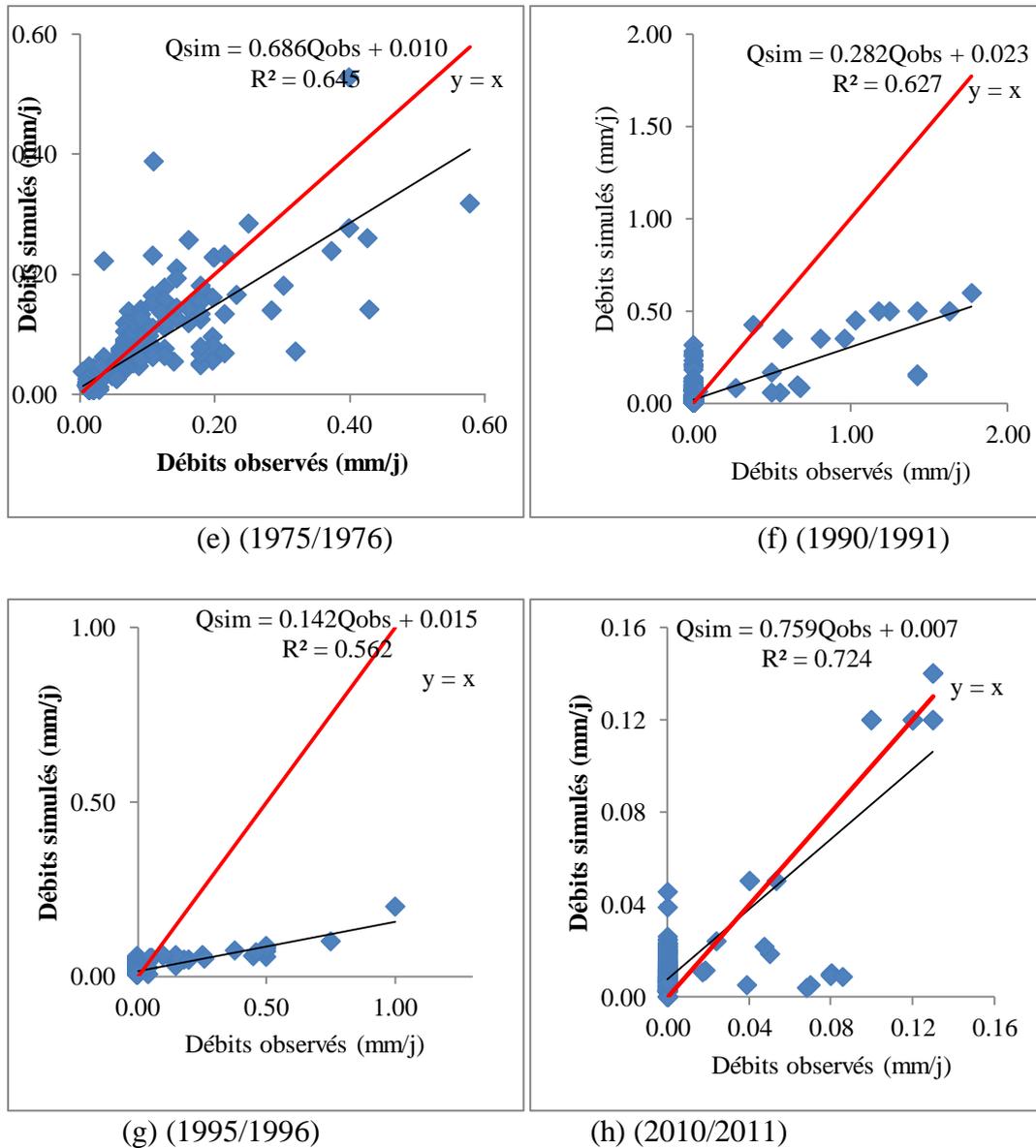


Figure 4.26 : Résultat de la validation du modèle GR4J sur les données journalières.

4.3.1.3.3 Fonction de production et fonction de transfert

La pluie nette calculée par le modèle GR4J a permis de tracer les courbes du niveau du réservoir de production (fig.4.27), où, on remarque que les niveaux hauts correspondent aux journées les plus pluvieuses, les valeurs qui tendent vers 0 sont celles des jours où on enregistre des pluies faibles (période d'été).

La réponse du réservoir de production étant immédiate, puis le niveau commence de décroître jusqu'à la prochaine pluie qui réalimente le réservoir, et où le niveau croit de nouveau est c'est ainsi de suite.

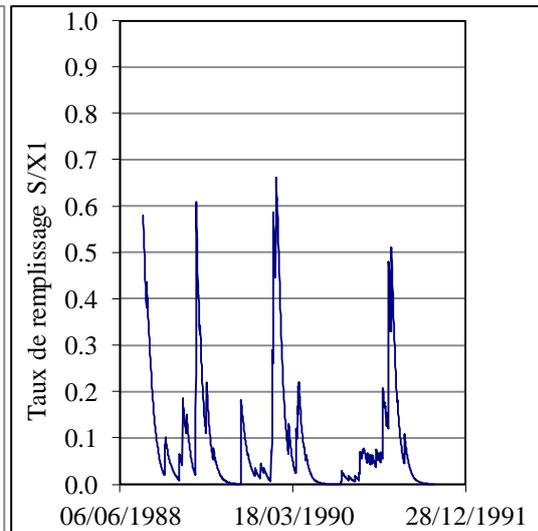
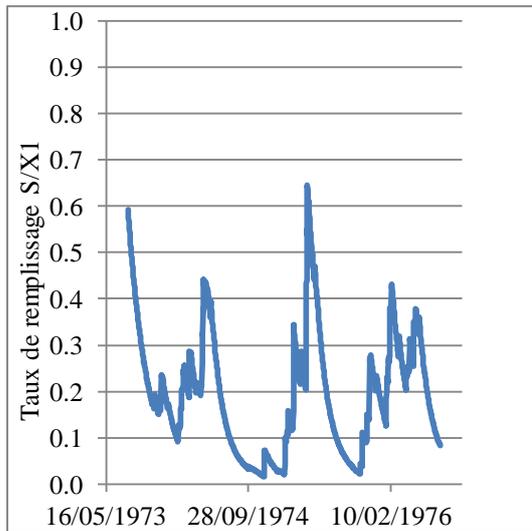
Pour les courbes de niveau R de routage (fig.4.28), le cycle étant périodique : le réservoir se remplit en période des pluies puis le niveau commence à diminuer sans s'épuiser dû probablement à la capacité de rétention du sol.

Dans ce modèle il n'existe pas de corrélation directe entre pluie brute et le niveau des réservoirs, par contre la relation entre le réservoir de production S et celui de routage R étant plus importante et linéaire, avec un coefficient compris entre 0.60 et 0.85, correspondant à un R compris entre 77% et 97% (fig.4.29).

Les périodes excédentaires enregistrent les meilleures valeurs de niveau par rapport à celles des périodes déficitaires (tableau 4.13)

Tableau 4.13 : Niveau maximum et minimum de remplissage des réservoir de production et de transfert .

Niveau de remplissage	S min (mm)	S max (mm)	R min (mm)	R max (mm)
1 Septembre 1974 au 31 Août 1976	0.02	0.65	0.24	0.93
1 Septembre 1989 au 31 Août 1991	0	0.66	0.24	0.78
1 Septembre 1994 au 31 Août 1996	0	0.67	0.24	0.83
1 Septembre 2009 au 31 Août 2011	0.05	0.56	0.2	0.87



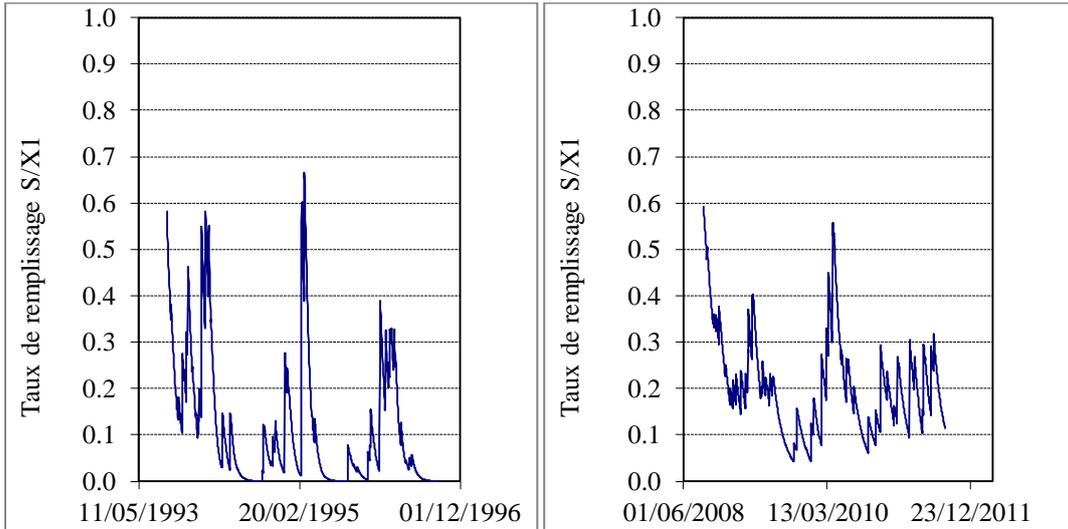


Figure 4.27: Variation du niveau du réservoir de production.

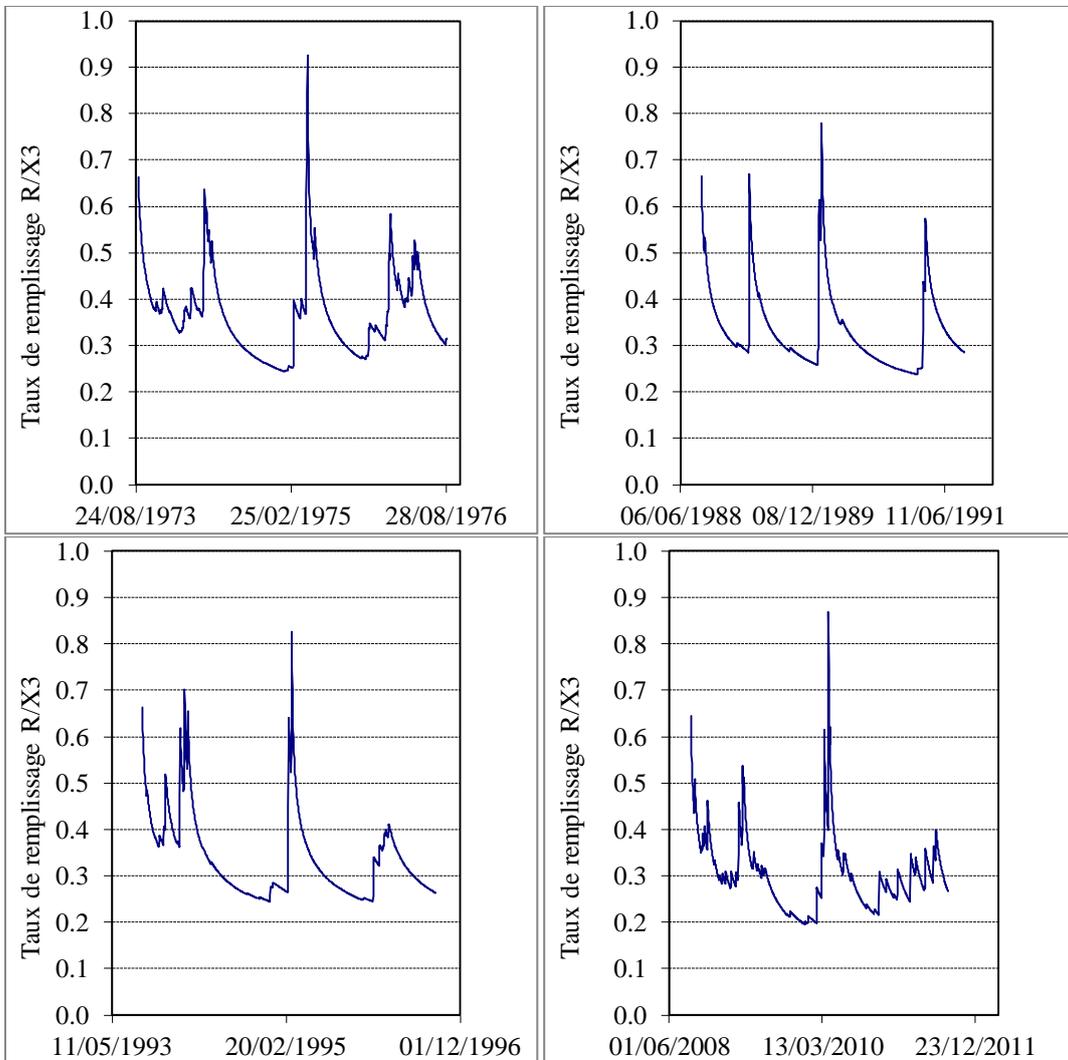


Figure 4.28 : Variation du niveau du réservoir de transfert.

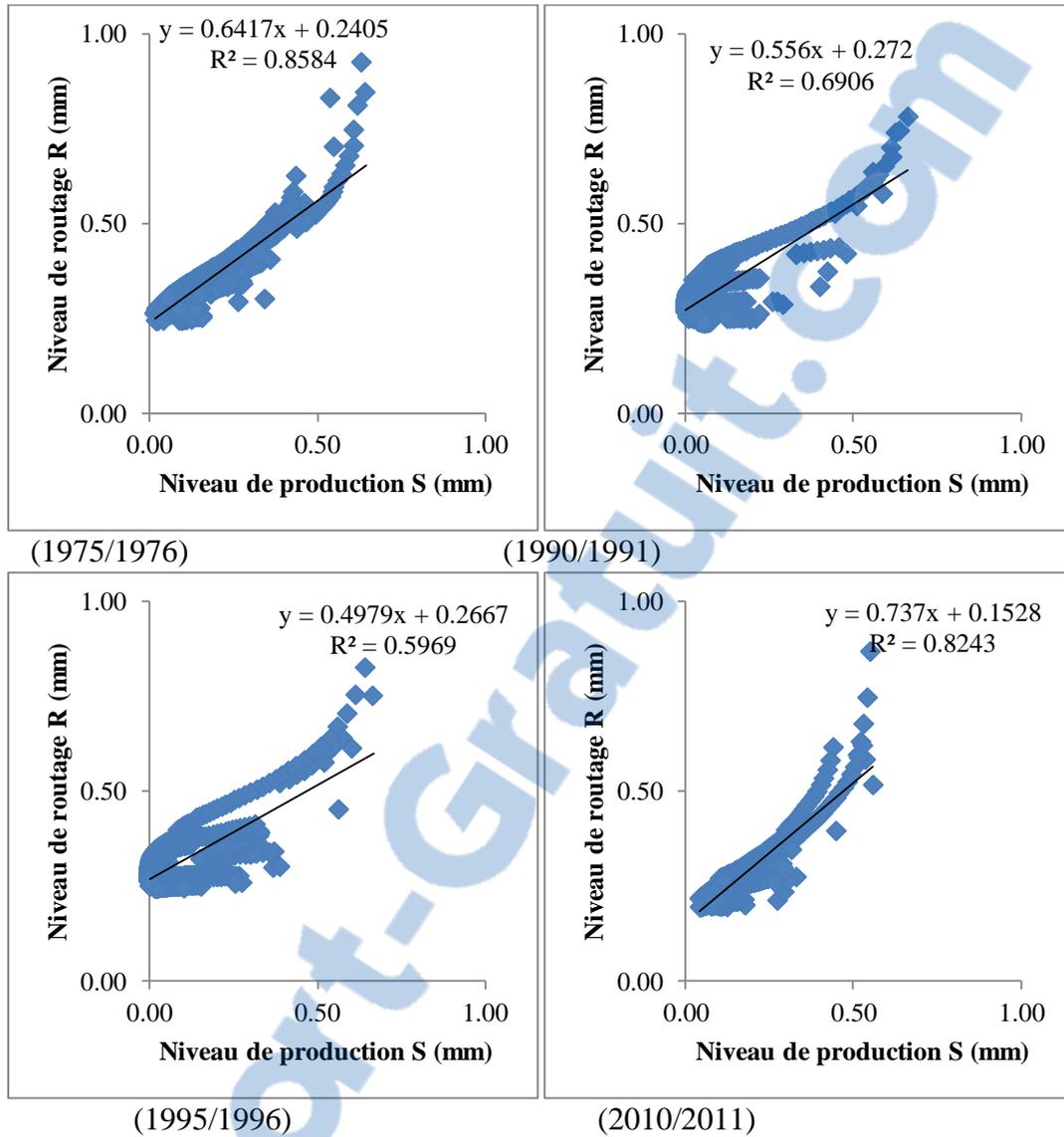


Figure 4.29 : Corrélation entre le niveau du réservoir de production S et de routage R.

4.3.1.4 Synthèse sur l'application du modèle GR

Les paramètres des modèles à pas de temps annuel GR1A, mensuel GR2M et journalier GR4J du CEMAGREF caractéristiques du bassin versant d'oued Boukiou ont été déterminés.

Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs élevées des critères de qualité. La phase de validation a donné de très bons résultats confirmant le bon calage du modèle sur le bassin et l'excellente performance quant à l'utilisation des modèles GR pour des bassins à climats semi-arides méditerranéens.

4.3.2 Application du modèle Gardénia

Le code de calcul Gardénia (modèle global à réservoirs pour la simulation des débits et des niveaux aquifères) (Thiéry, 2009, 2013, 2015a) 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 un bassin d'alimentation, il permet de calculer :

- le débit à l'exutoire d'un cours d'eau (ou celui d'une source),
- 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.

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, 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.

Il est possible de prendre en compte la fonte de la neige.

Le code de calcul Gardénia est utilisé 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).

Dans la pratique, Gardénia permet d'analyser le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, d'étendre des données de débits et / ou de niveaux. 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 effet, le modèle, une fois calibré, est en mesure de :

- reconstituer, pour un bassin versant donné, les débits d'une rivière ou d'une source, et / ou les niveaux piézométriques en un point d'une nappe, durant une période pendant laquelle on ne possède pas de mesures.
- de simuler des débits résultant de périodes de sécheresse (pour le calcul de débits d'étiage ou le dimensionnement de barrages) ou de séquences de précipitations exceptionnelles (pour le dimensionnement de fondations, de parkings, d'ouvrages enterrés),
- de simuler des niveaux piézométriques ponctuels de nappe à partir de précipitations effectivement observées, prolongées par des scénarios de précipitations prévisionnels (sécheresses, périodes de hautes eaux).

Enfin, le code de calcul Gardénia est conçu pour enchaîner le traitement de plusieurs bassins avec des options communes. Il constitue donc un outil tout particulièrement adapté aux synthèses régionales pour lesquelles on désire réaliser, avec une certaine cohérence, l'analyse de plusieurs bassins versants. (Thiéry D. 2014).

Dans le travail qui suit, nous allons reproduire les mêmes périodes à pas de temps différents (annuel, mensuel et journalier), déjà appliquées au modèle du Génie Rural (GR), pour pouvoir

enfin comparer les performances des deux modèles. On ne retiendra qu'un seul réservoir sous terrain, et on ne s'intéressera qu'à l'étude des débits (pas les niveaux piézométriques).

Cette modélisation nécessite la création de certains fichiers hydroclimatiques (précipitations, évapotranspiration potentielle-Thorntwaite- et débit), sous différents formats (séquentielle, annuaires, Excel_Date ou le format libre).

Ensuite on introduit dans un tableau d'option toutes les données nécessaires pour cette modélisation (option de prévision, option du bassin, pas de temps...etc.).

Pour le calage, il consiste à ajuster les valeurs des paramètres du modèle, de telle sorte qu'ils permettent de calculer des débits aussi proches que possible des débits observés.

Pour la validation, on reproduit les mêmes étapes avec des données hydroclimatiques qui n'ont pas été utilisées lors de la calibration, mais avec les mêmes paramètres hydrologiques optimisés lors du calage.

4.3.2.1 Application du modèle annuel Gardénia

Le modèle Gardénia annuel utilise des données de pluie mensuelles, ETP mensuel et débit mensuel de format séquentiel.

Après plusieurs essais de calibration de type semi-automatique, 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, les résultats sont représentés dans le tableau 4.13 :

Tableau 4.13 : Résultats du calage des paramètres au pas de temps annuel.

Période de calage et validation (1974/1975-2013/2014)	
Paramètres hydrologiques	Valeurs
Correction globale des pluies (%)	4.0820
Correction globale de l'ETP	-15.000
Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.0000
Capacité de la réserve superficielle progressive (mm)	55.153
Hauteur de répartition Ruissellement-Percolation (mm)	60.038
Temps de 1/2 montée (temps de 1/2 percolation) (mois)	0.30957
Temps de 1/2 tarissement souterrain 1 (mois)	15.000
Retard (propagation) des débits (en pas de temps)	0.0000
Facteur d'échange externe (%)	-70.000
Déficit initial de la réserve superficielle (mm)	0.0000
Déficit initial de la réserve superficielle progressive (mm)	328.00

Les critères de qualité et d'optimisation sont représentés dans le tableau 4.14:

Tableau 4.14 : Critères de qualité et d'optimisation.

Mode	Nash (%)	R
Calibration	83.7	0.915
Validation	87.0	0.933

L'application du modèle nous donne une représentation graphique qui illustre les débits observés et les débits simulés en fonction des années pour le calage (fig. 4.30) et la validation (fig. 4.31).

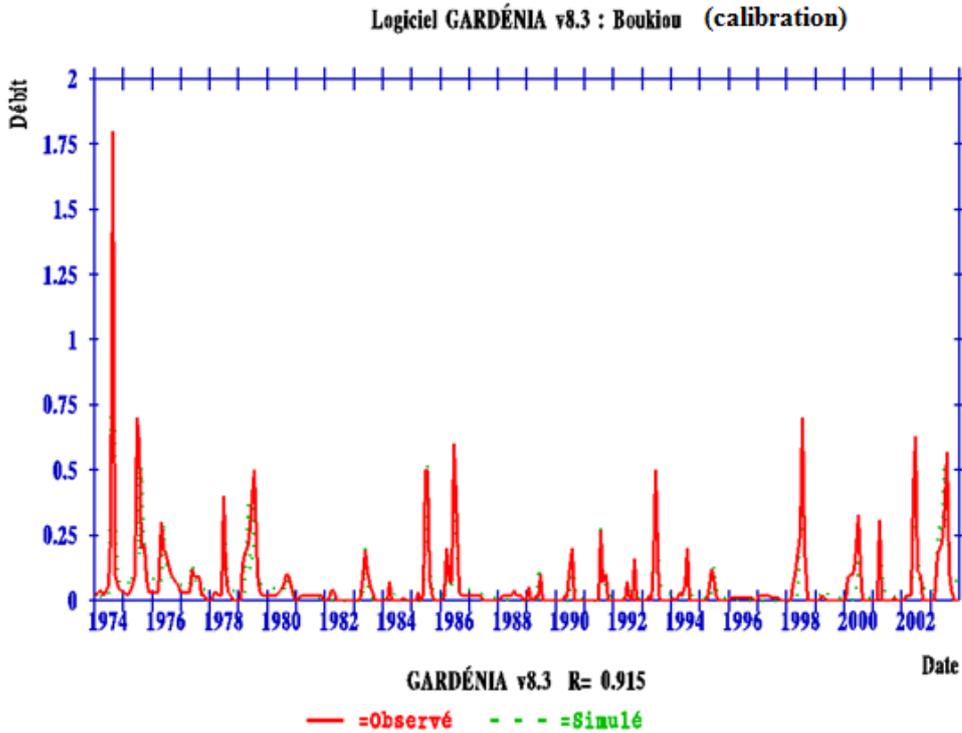


Figure 4.30 : Visualisation du calage au pas de temps annuel(1974/1975-2003/2004).

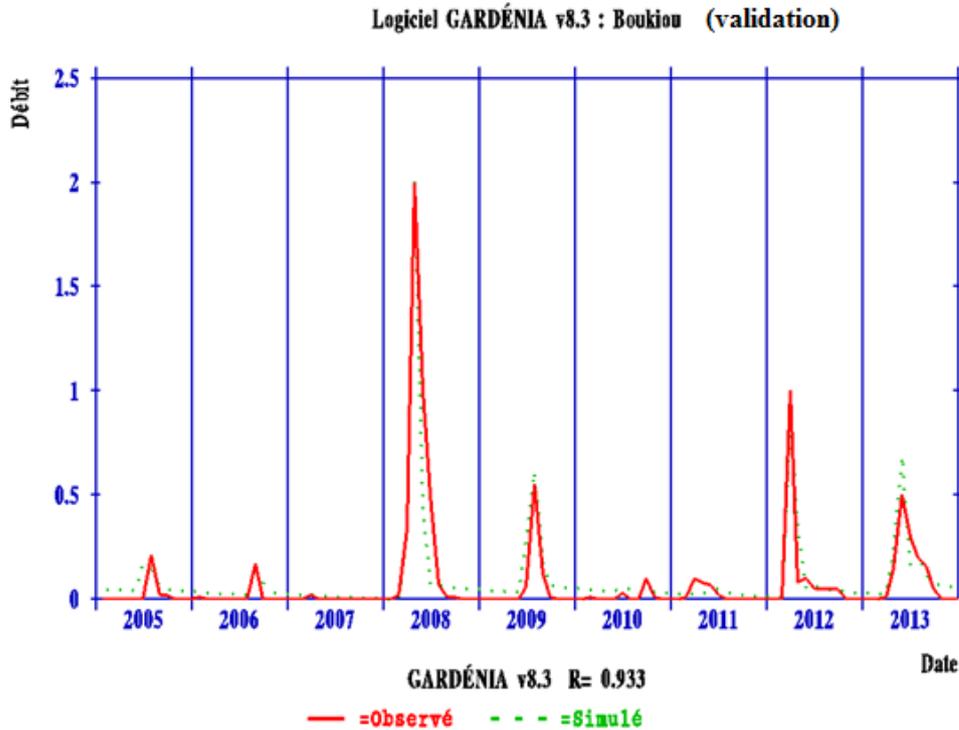


Figure 4.31: Visualisation de la validation au pas de temps annuel (2004/2005-2013/2014).

L'analyse des critères de qualité et d'optimisation ainsi que la bonne superposition des courbes des débits observés et simulés montrent que le modèle est bien calé et montre une bonne performance (voir excellente) en phase de calage et validation.

4.3.2.1 Application du modèle mensuel Gardénia

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 simulés.

Les résultats des paramètres hydrologiques après un calage semi-automatique sont résumés dans le tableau 4.15.

Dans la phase validation, nous avons introduit une série de donnée qui n'a pas été utilisé lors du calage mais avec les mêmes paramètres optimisés en calibration.

Tableau 4.15 : Résultats du calage des paramètres au pas de temps mensuel.

Période de calage et validation (de Septembre 1974 au 31 Août 2014)	
Paramètres hydrologiques	Valeurs
Correction globale des pluies (%)	5.4057
Correction globale de l'ETP	-15.000
Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.0000
Capacité de la réserve superficielle progressive (mm)	57.818
Hauteur de répartition Ruissellement-Percolation (mm)	62.777
Temps de ½ montée (temps de ½ percolation) (mois)	0.30374
Temps de ½ tarissement souterrain I (mois)	15.000
Retard (propagation) des débits (en pas de temps)	0.0000
Facteur d'échange externe (%)	-70.000
Déficit initial de la réserve superficielle (mm)	0.0000
Déficit initial de la réserve superficielle progressive (mm)	328.00

Les critères de qualité et d'optimisation sont représentés dans le tableau 4.16 :

Tableau 4.16 : Critères de qualité et d'optimisation.

Mode	Nash (%)	R
Calibration	81.3	0.901
Validation	85.2	0.923

Les graphes qui illustrent les débits observés et les débits simulés en fonction des années pour le calage (fig.4.32) et la validation (fig.4.33), montrent la bonne superposition des courbes, ajouter à cela les paramètres d'optimisation trouvés, le modèle mensuel montre aussi qu'il est bien calé et bien validé.

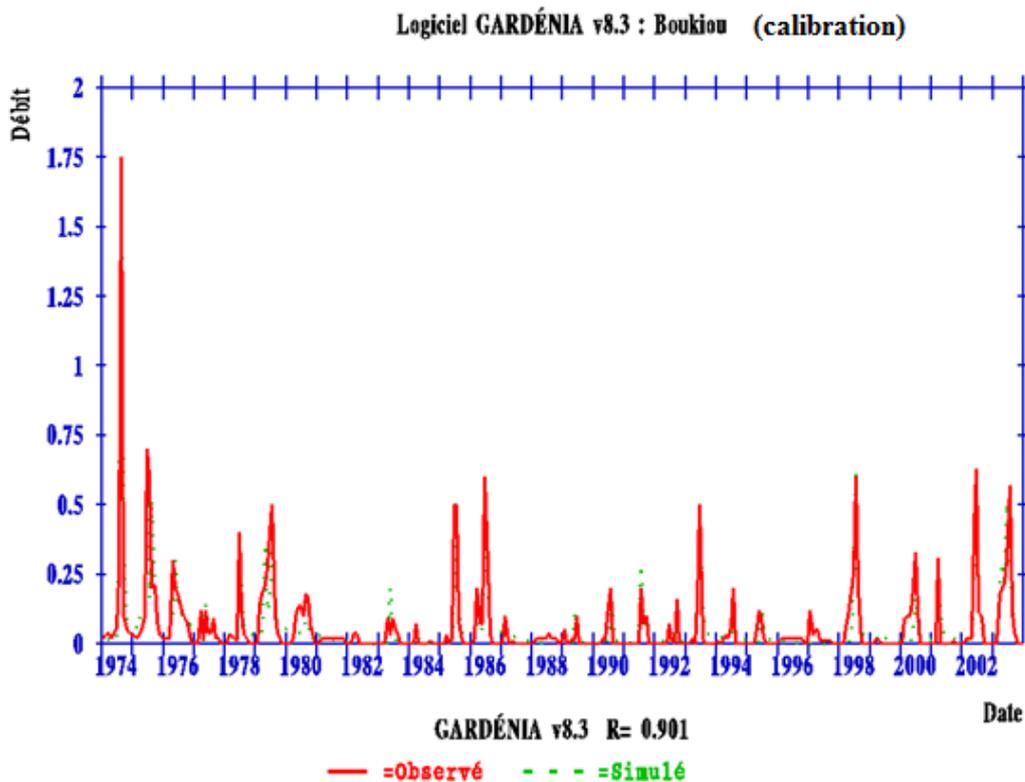


Figure 4.32 : Visualisation du calage au pas de temps mensuel (Septembre 1974 à Août 2004)

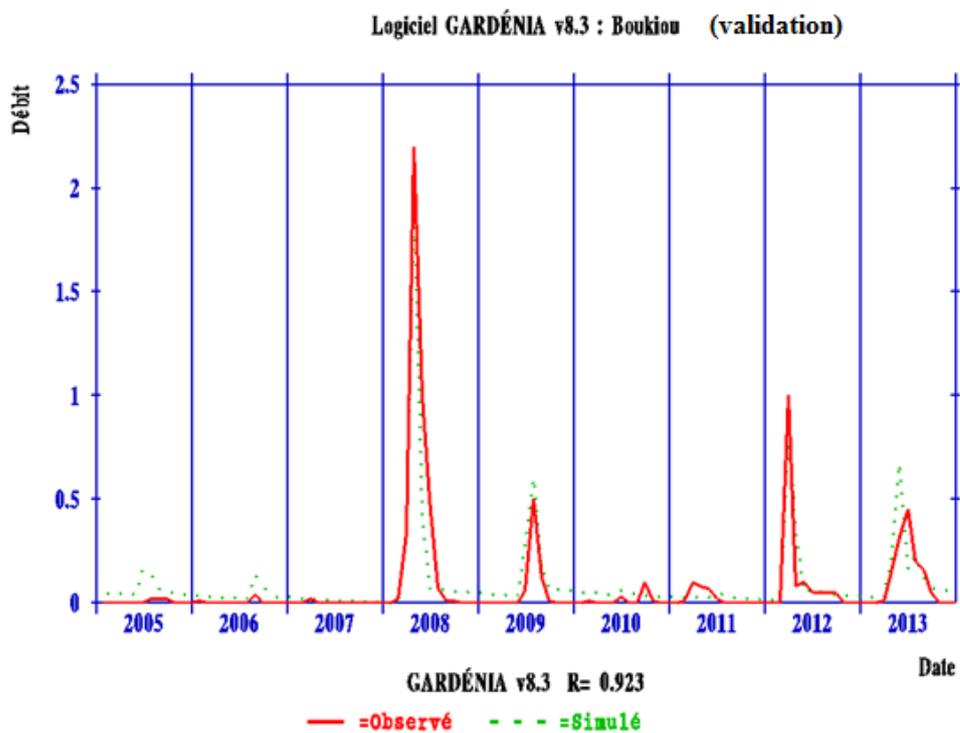


Figure 4.33 : Visualisation de la validation au pas de temps mensuel (Septembre 2004 à Août 2014).

4.3.2.1 Application du modèle journalier Gardénia

Le modèle Gardénia journalier utilise des données de pluie journalière (mm), ETP journalier (mm) et débit journalier (m³/s) de format Excel_Date.

Les résultats des paramètres hydrologiques après un calage semi-automatique sont résumés dans le tableau 4.17.

Tableau 4.17 : Résultats du calage des paramètres au pas de temps journalier.

Paramètres hydrologiques	(1Septembre 1974 / 31 Août 1976)	(1Septembre 1989 / 31Août 1991)	(1 Septembre 1994 / 31 Août 1996)	(1Septembre 2009/ 31 Août 2011)
Correction globale des pluies (%)	-10.000	8.4089	10.000	8.8813
Correction globale de l'ETP	-15.000	-11.787	-15.000	1.3766
Capacité de la réserve superficielle (mm)	2.8061	6.8052	1.1678	26.298
Capacité de la réserve superficielle progressive (mm)	650.00	79.984	62.608	130.91
Hauteur de répartition Ruissellement-Percolation (mm)	1.0000	1.0000	1.0000	9.5241
Temps de ½ montée (temps de ½ percolation) (mois)	0.06700	0.05000	0.05000	1.5159
Temps de ½ tarissement souterrain I (mois)	0.24689	15.000	0.05000	15.000
Retard (propagation) des débits (en pas de temps)	0.43924	0.58554	1.0000	1.2682
Facteur d'échange externe (%)	-26.096	-10.103	31.367	-70.000
Déficit initial de la réserve superficielle (mm)	12.100	1.3000	0.0000	36.400
Déficit initial de la réserve superficielle progressive (mm)	0.0000	109.30	109.30	329.30

Une étude plus approfondie et avancée est nécessaire pour discuter ces paramètres hydrologique qui fait intervenir la nature du sol, le couvert végétal, les niveaux de nappes ...etc.

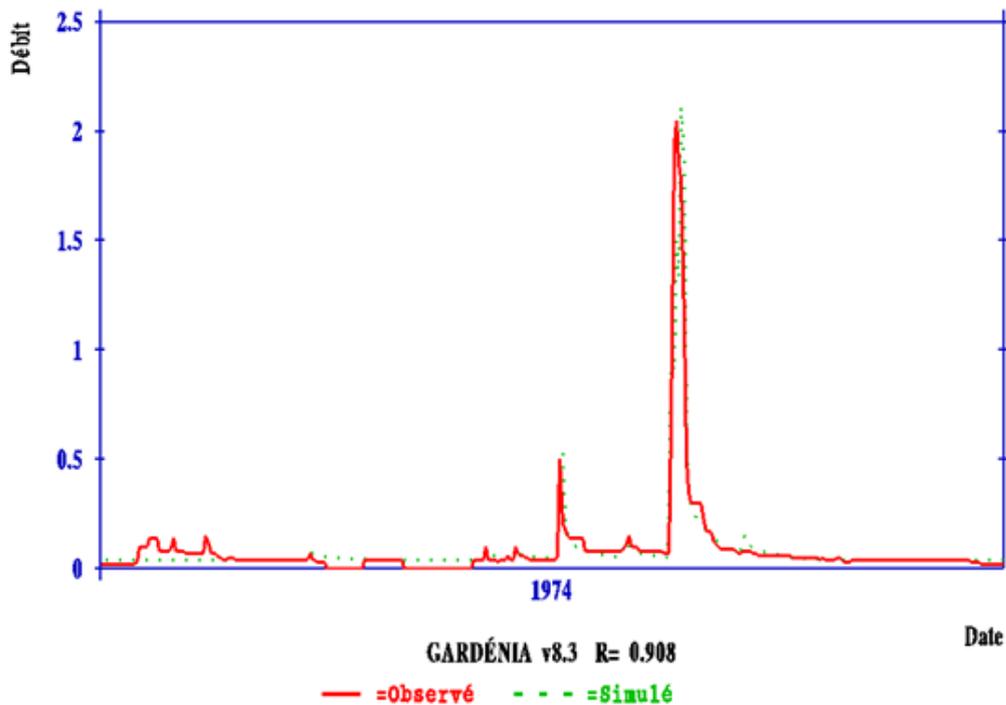
Pour la suite de cette analyse seule les paramètres de qualité et d'optimisation (tableau 4.18), feront office de pouvoir déterminer la bonne qualité du modèle.

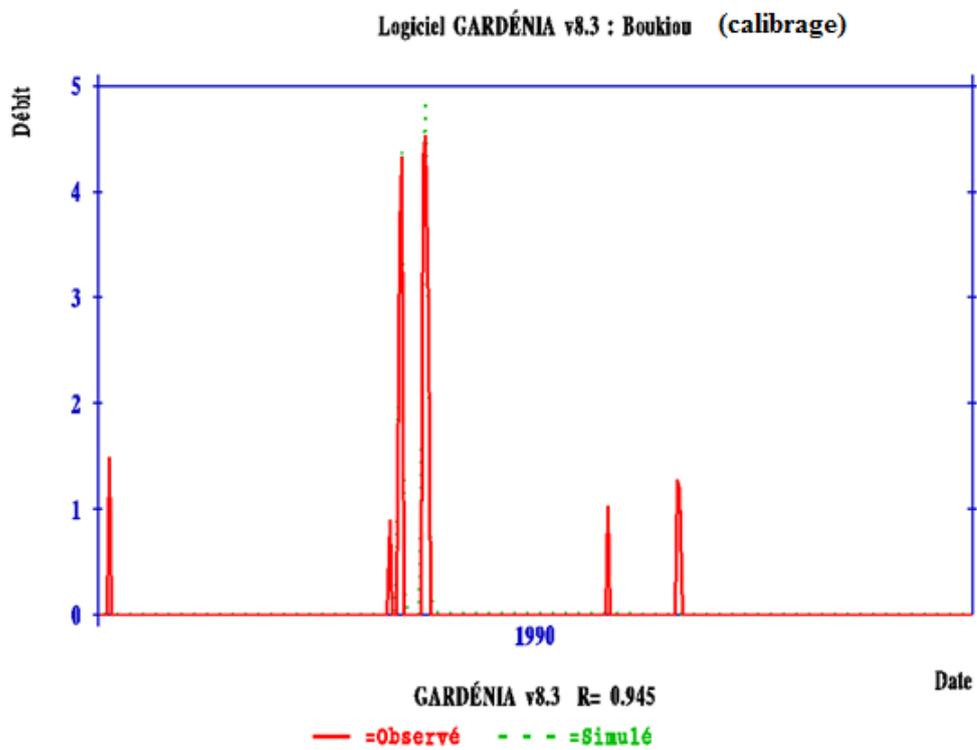
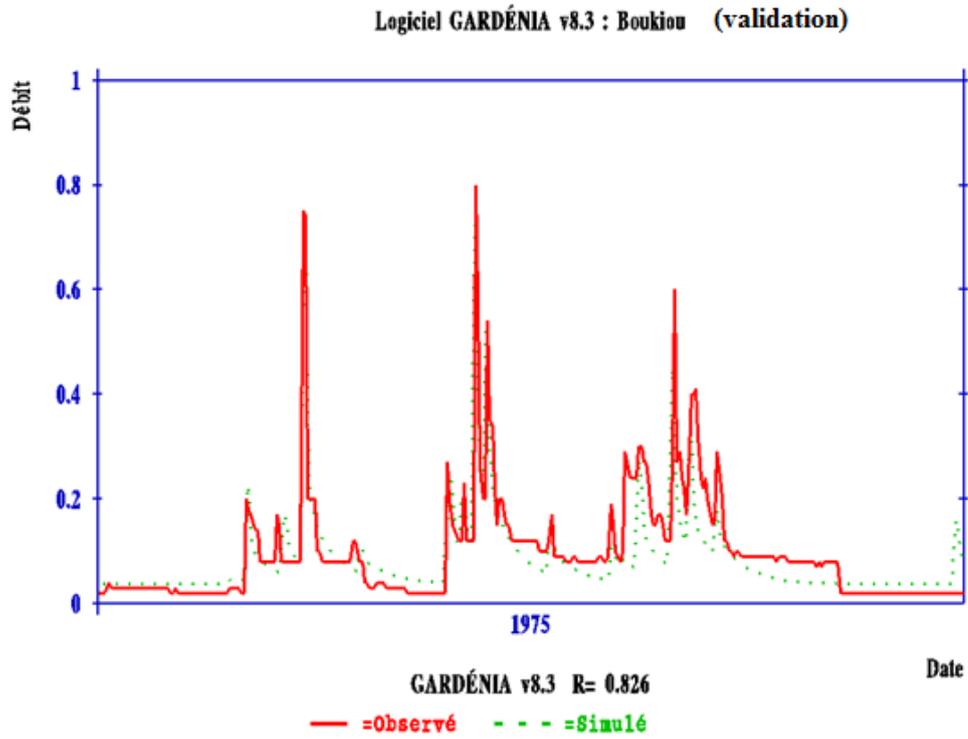
Tableau 4.18 : Critères de qualité et d'optimisation.

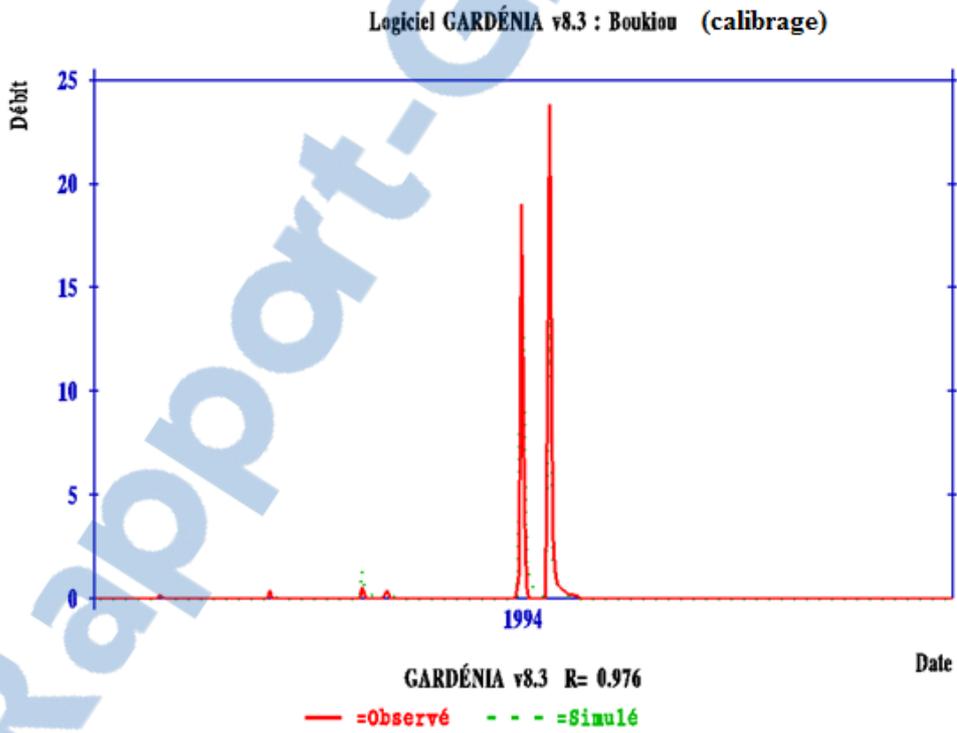
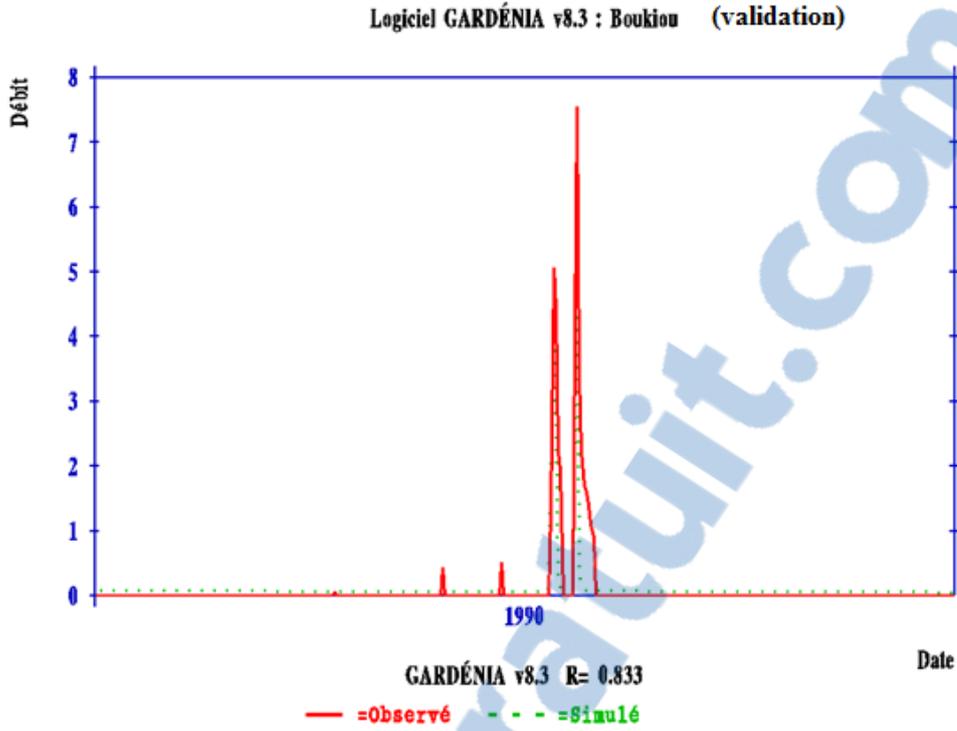
	Phase calage			
Critère de qualité et d'optimisation	(1 Septembre 1974 / 31 Août 1975)	(1Septembre 1989 / 31 Août 1990)	(1 Septembre 1994 / 31 Août 1995)	(1Septembre 2009 / 31Août 2010)
Nash (%)	82.5	89.4	95.2	85.8
R (%)	90.8	94.5	97.6	92.6
	Phase validation			
Critère de qualité et d'optimisation	(1Septembre 1975/ 31 Août 1976)	(1 Septembre 1990 / 31 Août 1991)	(1 Septembre 1995/ 31 Août 1996)	(1 Septembre 2010 /31 Août 2011)
Nash (%)	68.2	70	74.5	82
R (%)	82.6	83.3	86.3	90.5

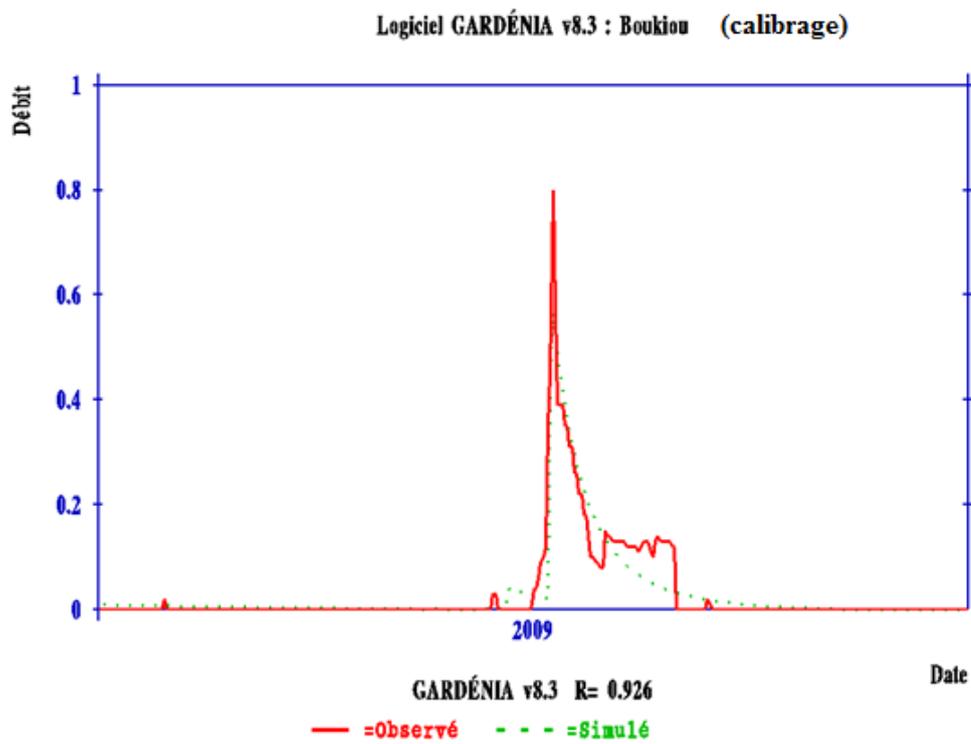
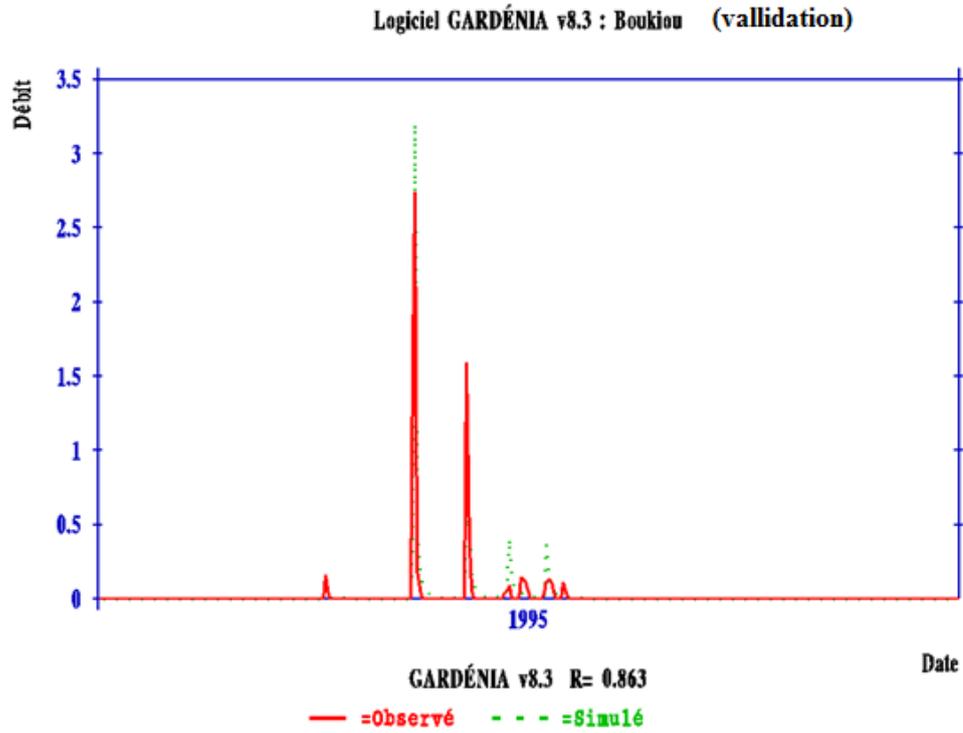
L'ensemble des résultats calculés par le modèle Gardénia au pas de temps journalier est acceptable et montre la robustesse du modèle à simuler des débits, ces résultats sont appuyés par la superposition des courbes des débits observés et calculés (fig. 4.34).

Logiciel GARDÉNIA v8.3 : Boukiou (calibrage)









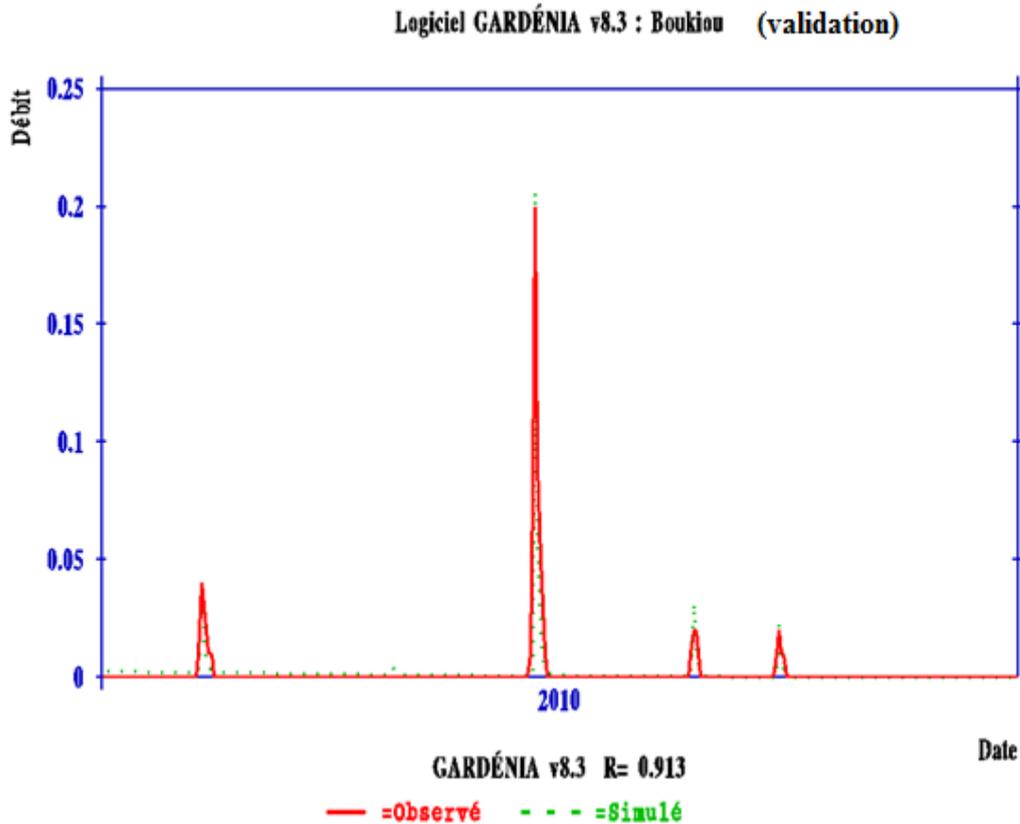


Figure 4.34 : Visualisation du calage et de la validation du modèle Gardénia au pas de temps journalier

4.3.2.2 Synthèse sur l'application du modèle Gardénia

Les paramètres du modèle Gardénia à pas de temps annuel, mensuel et journalier caractéristiques du bassin versant d'oued Boukiou ont été déterminés. Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs plus élevées des critères de qualité. La phase de validation a donné de très bons résultats confirmant ainsi le bon calage du modèle sur le bassin versant d'oued Boukiou.

4.3.3 Comparaison des performances des modèles GR ET GARDENIA

Nous avons pu déterminer les paramètres hydrologiques et physiques ainsi que les critères de qualité et d'optimisation pour les deux modèles tableau (4.19). En effet, ce sont ces critères qui nous permettront de déterminer le meilleur modèle appliqué pour le bassin versant d'oued Boukiou.

Tableau 4.19: Comparaison de performance entre GR et GARDENIA.

Modèle	Pas de temps	Calage		Validation	
		Nash (%)	R (%)	Nash (%)	R (%)
GR	Annuel	83.4	91.8	83.4	91.9
	Mensuel	77.2	86.9	77.2	90.9
	Journalier	84.1	84.7	84.1	80.3
		83.3	87.1	83.3	79.2
		87.9	87.6	87.9	75
		87.2	87.7	87.2	85.1
GARDENIA	Annuel	83.7	91.5	87	93.3
	Mensuel	81.3	90.1	85.2	92.3
	Journalier	82.5	90.8	68.2	82.6
		89.4	94.5	70	83.3
		95.2	97.6	74.5	86.3
		85.8	92.6	82	90.5

D'après le tableau précédent, on peut conclure que le modèle à réservoirs Gardénia est plus performant que le modèle du Génie Rural pour le bassin versant d'oued Boukiou. Cette distinction se traduit par le nombre important supérieur des paramètres hydrologiques qu'utilise le modèle GARDENIA par rapport au GR, aussi la facilité du calage de Gardénia. Mais notons que le modèle du GR lui aussi est très robuste et a prouvé une autre fois sa fiabilité de modéliser les bassins versants de la méditerranée.

4.4 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 Boukiou, ainsi que les différentes relations qui existent entre les différents termes du bilan (pluie, pluie efficace, recharge et débits).

4.4.1 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.

4.4.1.1 Pluie efficace annuelle

La pluie efficace annuelle est calculée automatiquement avec le modèle Gardénia, elle sera sauvegardée dans le fichier «gardepef.out»). Elle dépend des pluies et de l'ETP.

Le graphe de la figure 4.35, illustre la variation de la pluie efficace exprimée en mm pour la période de calage (de 1974/1975 à 2003/2004). La moyenne trouvée est de 58 mm, la valeur maximale est de 182 mm elle est enregistrée durant l'année 1974/1975. Par contre on prélève deux valeur nulles pour les années 1987/1988 et 1997/1998, elles correspondent aux années de sécheresse. On relève aussi 10 années excédentaires ce qui représente le tiers de cette série de calibrage.

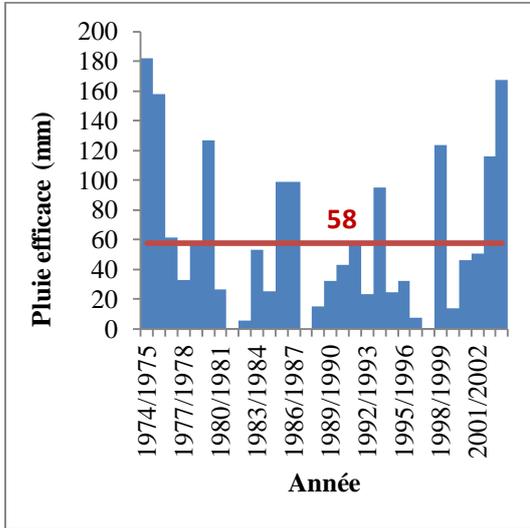


Figure 4.35 : Variation de la pluie efficace annuelle pour la période de calage (1974/1975-2003/2004).

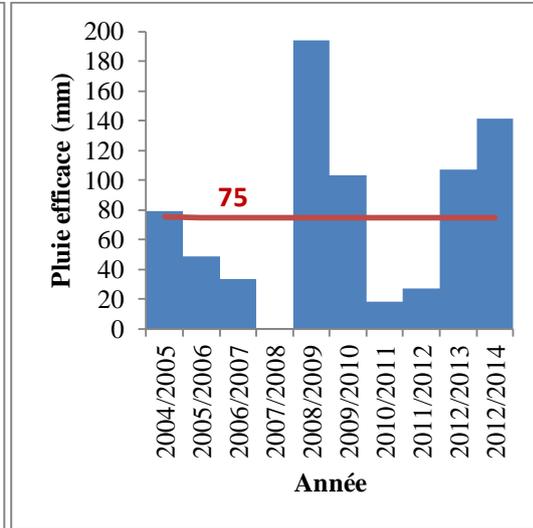


Figure 4.36 : Variation de la pluie efficace annuelle pour la période de validation (2004/2005-2013/2014).

Pour la période de validation (2004/2005 - 2013/2014) (fig. 4.36), la moyenne calculée est de 75 mm, cette augmentation est due probablement aux fortes pluies enregistrées au niveau de la station durant les années 2008/2009-2009/2010-2012/2013 et 2013/2014.

4.4.1.2 Pluie efficace mensuelle

Comme pour la pluie efficace annuelle, celles des périodes mensuelles se calculent automatiquement dans le fichier «gardepf.out», on aura qu'à calculer la moyenne mensuelle de la série de calibrage (fig.4.37) et celle de la validation (fig. 4.38).

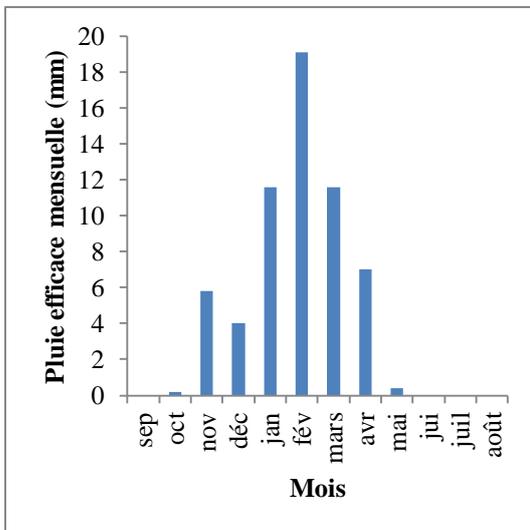


Figure 4.37 : Variation de la pluie efficace mensuelle pour la période de calage (Septembre 1974 au 31 Août 2004).

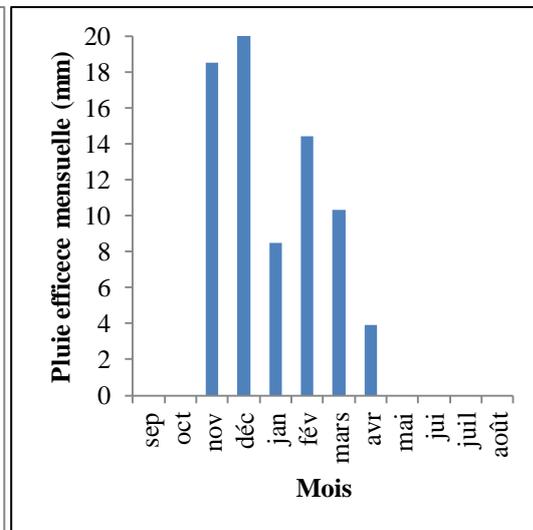


Figure 4.38 : Variation de la pluie efficace mensuelle pour la période de validation (Septembre 2004 au 31 Août 2014).

L'analyse de la figure 4.39, montre clairement la différence de la pluie efficace entre les deux phases de calage et de validation :

Pour les mois secs, on n'enregistre aucune différence, mais par contre, concernant les mois appartenant à la période humide, on remarque un décalage entre la phase de calibrage et celle de la validation, notons que pour la première période ce sont les mois de Janvier, Février et Mars qui enregistrent les valeurs maximales, pour la seconde phase ce sont plutôt les mois de Novembre et Décembre. Pour la suite l'histogramme suit une courbe décroissante jusqu'à atteindre une valeur nulle.

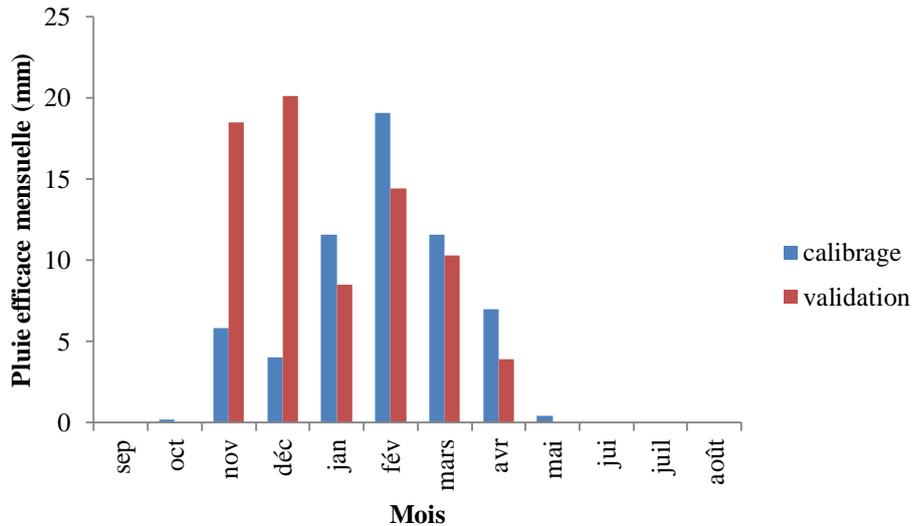


Figure 4.39 : Variation de la pluie efficace mensuelle pour les phases de calage et de validation.

4.4.1.3 Pluie efficace journalière

L'analyse des pluies efficaces journalières sur les différentes périodes choisies pour l'étude au pas de temps journalier (fig.4.40), montre que la concentration de ces pluies se trouve entre les mois de Janvier et Avril, elle suit une distribution aléatoire d'une année à une autre, ce qui s'explique par la complexité d'étude de ces pluies efficaces journalières par rapport aux autres pas de temps (mensuel et annuel).

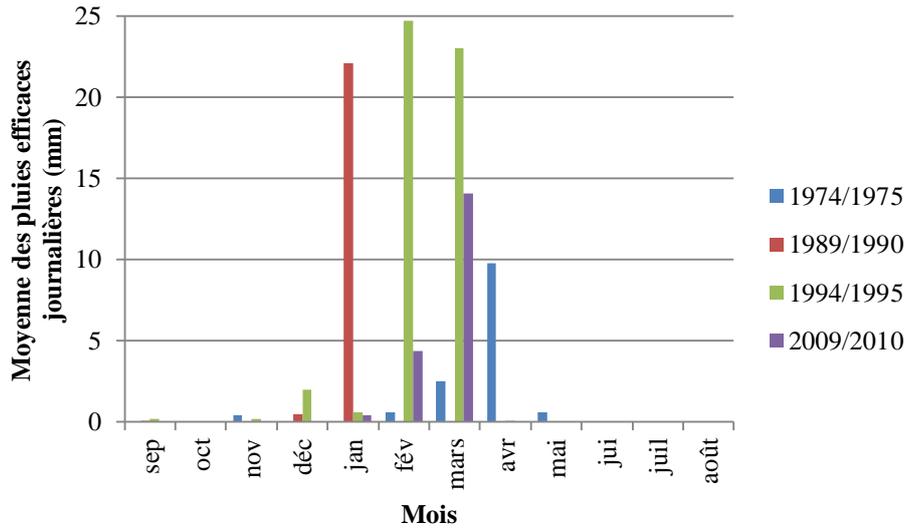


Figure 4.40 : Variation de la pluie efficace journalière durant la phase de calage.

Pour les périodes de validation la concentration est presque la même (fig 4.41) mais avec des valeurs inférieures à celles des périodes de calage, elles avoisinent les 4 mm, exception faite pour l'année 1990/1991 où on enregistre une moyenne de pluie efficace au mois de Mars de 17.4mm.

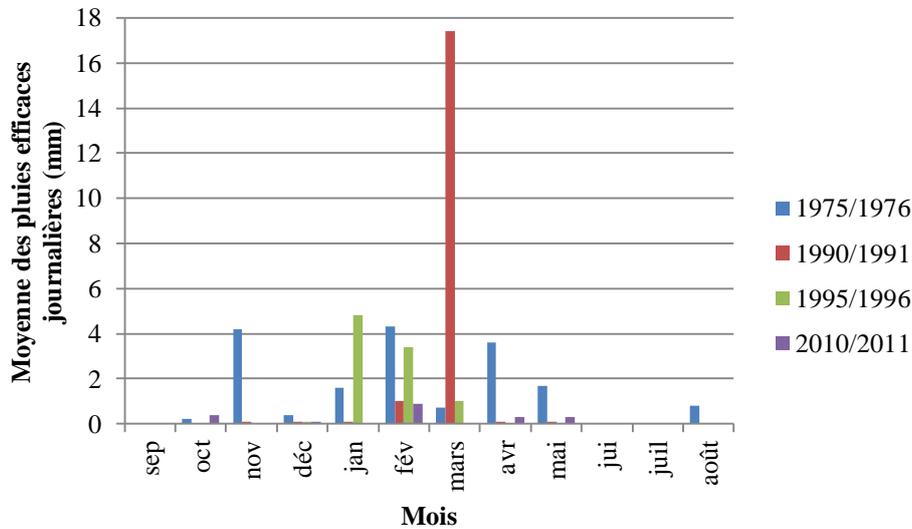


Figure 4.41 : Variation de la pluie efficace journalière durant la phase de validation.

On note aussi, que les années déficitaires (1989/1991-1994/1996) enregistrent des valeurs supérieures à celles des deux autres périodes qui sont excédentaires.

4.4.2 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 »).

4.4.2.1 RECHARGE ANNUELLE

La moyenne de la recharge de la nappe d'oued Boukiou est de 31 mm pour la période interannuelle en phase de calage (fig 4.42) est de 37 mm en phase de validation (fig 4.43)

L'allure des histogrammes est la même que pour les graphes des pluies efficaces, avec des valeurs plus basses (103 mm comme valeur maximale pour l'année 1974/1975, 109 mm pour l'année 2008/2009), ceci traduit que la nappe est alimentée directement par les cours d'eau d'oued Boukiou qui drainent la pluie qui reste (pluie efficace).

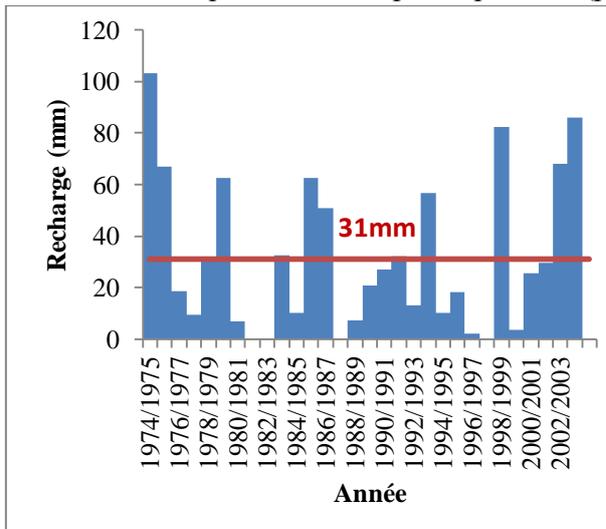


Figure 4.42 : Variation de la recharge annuelle pour la phase de calage (1974/1975-2003/2004).

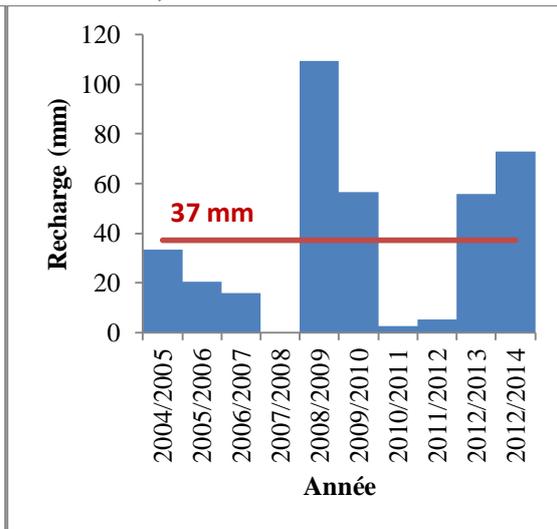


Figure 4.43 : Variation de la recharge annuelle pour la phase de validation (2004/2005-2013/2014).

4.4.2.2 Recharge mensuelle

Comme pour la recharge annuelle, celles des périodes mensuelles se calcule automatiquement dans le fichier «gardepef.out», on aura qu'à calculer la moyenne mensuelle de la série de calibrage (fig 4.44) et celle de la validation (fig 4.45).

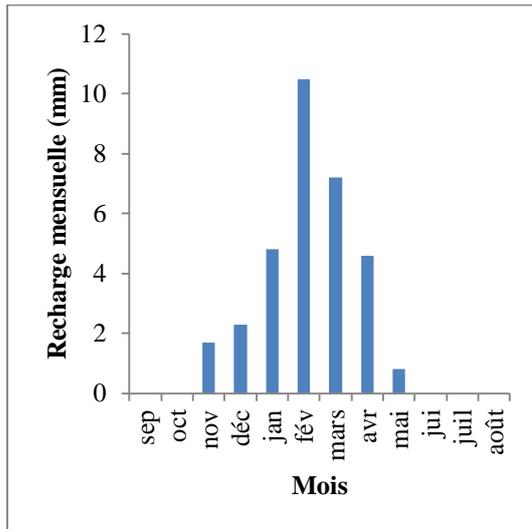


Figure 4.44 : Variation de la recharge mensuelle pour la phase de calage (Septembre 1974 au 31 Août 2004).

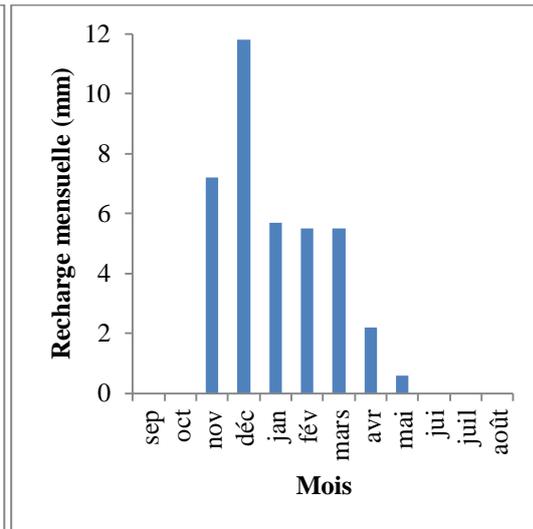


Figure 4.45 : Variation de la recharge mensuelle pour la phase de la validation (Septembre 2004 au 31 Août 2014).

La variation de recharge mensuelle (Septembre 1974 jusqu'au 31 Août 2014) est caractérisée par une période humide (de Novembre à Mai) où la nappe reçoit le reste de la pluie efficace en surface, la valeur maximale de 11.8 mm est enregistrée au mois de Décembre en période de validation, en effet, ce sont les valeurs enregistrées durant l'année 2008/2009 qui influent sur cette augmentation en nappe.

La période sèche (Septembre, Octobre, Juin, Juillet et Août) enregistre des valeurs nulles, la nappe ne reçoit rien de la surface.

4.4.2.3 Recharge journalière

Le modèle calcule les moyennes journalières des recharges de la nappe. Ce sont les deux périodes déficitaires qui reçoivent le plus de débit (fig.4.46), avec une valeur de 7.98 mm enregistrée comme une moyenne journalière au mois de Mars pour la période de calage.

En phase de validation le comportement de la nappe souterraine suit le même régime que celui du calage, exception faite pour l'année 1990/1991 (fig.4.47), où la nappe reçoit des débits tout le long de l'année avec une valeur maximale de 6.8 mm enregistrée au mois de Mars.

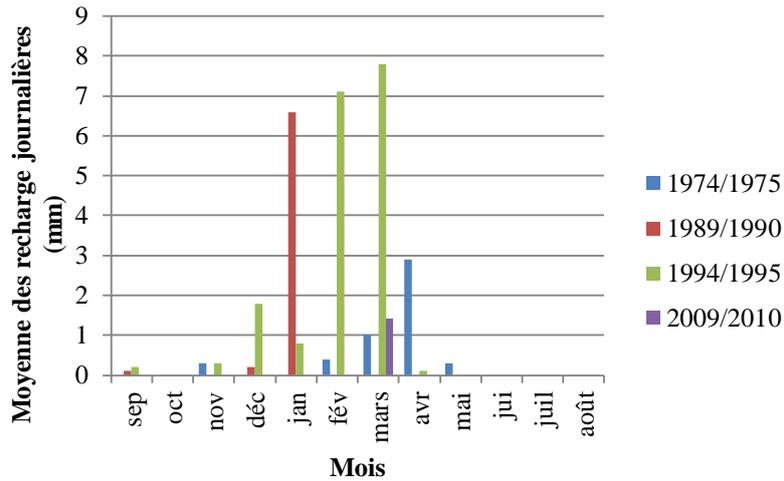


Figure 4.46 : Variation de la recharge journalière (phase de calage).

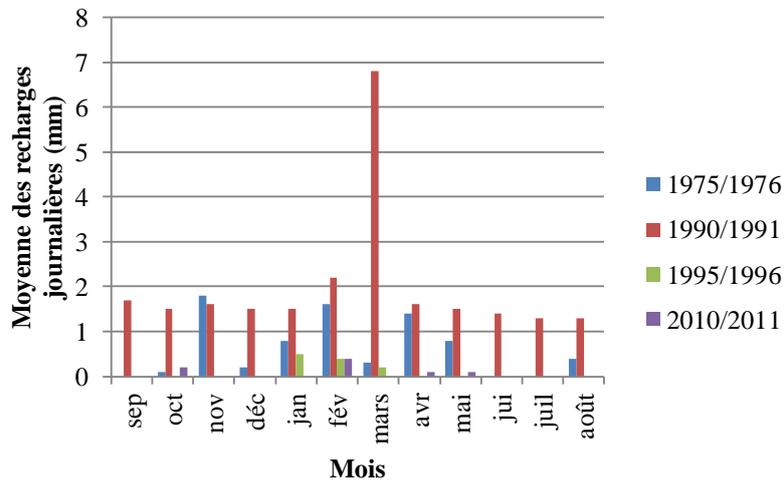


Figure 4.47 : Variation de la recharge journalière (phase de validation).

Pour expliquer le comportement de la nappe et les facteurs qui influent sur cette pluie efficace et cette recharge, nous essayerons d'analyser la relation qui existe entre les différentes données temporelles (c'est-à-dire qu'on va établir une corrélation entre pluie, débits, pluie efficace et recharge).

4.4.3 Corrélation entre Pluie, Débit simulé, Pluie efficace et Recharge

L'analyse de la figure 5.48 montre que la variation des débits (débits simulé, pluie efficace et recharge) est proportionnelle à la pluviométrie, en effet, là où on enregistre des pluies fortes le modèle simule une hausse des débits, phénomène naturel qui n'est pas influencé par des facteurs externes, comme l'alimentation d'oued Boukiou par des bassins versants voisins et vis vers ça.

Les années 1981/1982, 1987/1988, 1997/1998 et 2007/2008 représentent des périodes où les précipitations enregistrent des valeurs très basses, les débits calculés tendent vers les valeurs nulles (zéro).

Pendant les années de sécheresse, la nappe n'a cessé d'être alimentée, par les eaux superficielles, malgré les faibles apports de pluie, ceci s'explique par l'absence ou presque des puits de forage durant les années 80 par rapport au début du 21^{ème} siècle suivie de la décennie noire qui a connu une désertion des régions rurales et par conséquent pas d'exploitation des ressources en cette période.

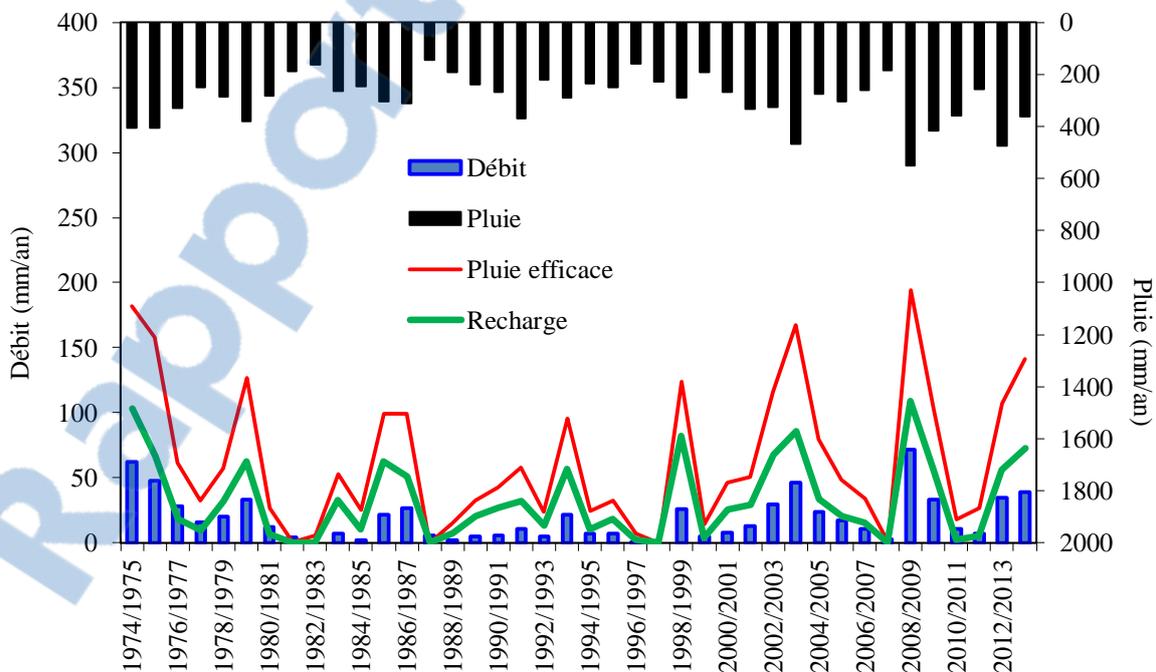
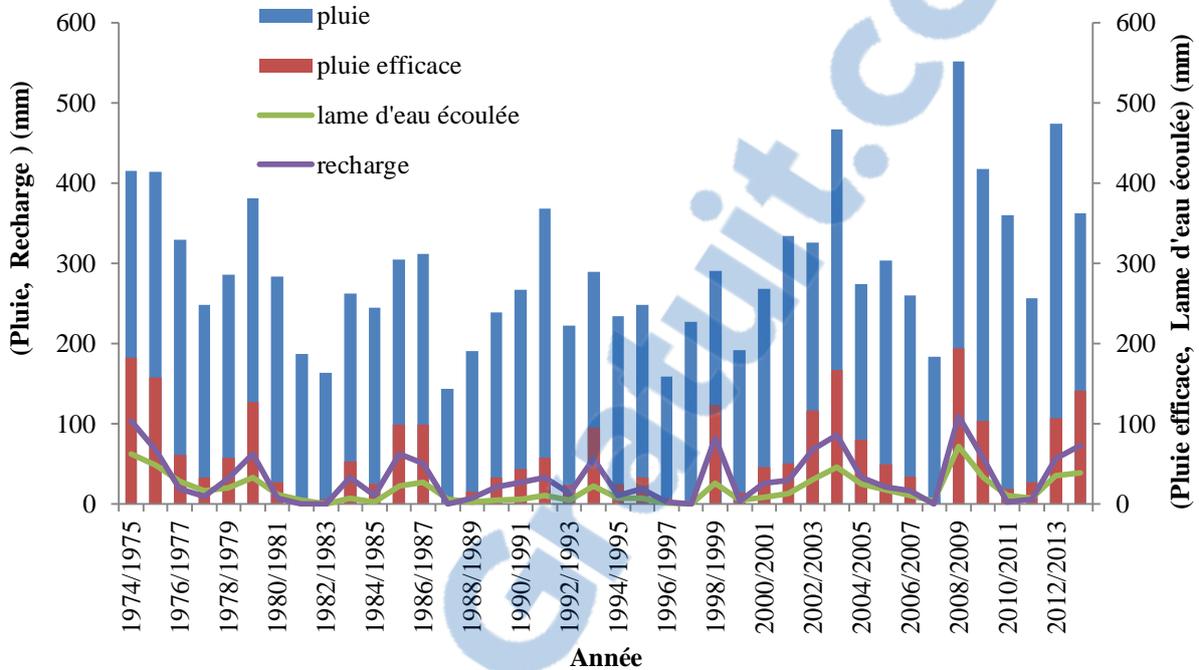


Figure 4.48 : Corrélation entre pluie, débit, pluie efficace et recharge d'oued Boukiou, (1974/1975 - 2013/2014).

4.5 Conclusion

Nous avons pu déterminer dans ce chapitre la relation pluie-débit du bassin versant d'oued Boukiou sur une série de donnée allant de 1974/1975 jusqu'à 2013/2014, où nous avons modélisé le comportement hydrologique du bassin en utilisant le modèle du Génie Rural (GR) et le modèle Gardénia à différents pas de temps (annuel, mensuel et journalier).

Les deux modèles ont prouvé leurs performances dans le domaine de la modélisation, (critères de qualité et d'optimisation compris entre 68.2% et 95.2% pour le Nash- Sutcliffe et entre 79.2% et 97.6% pour le coefficient de corrélation R) pour les deux phases : calage et validation.

Toutefois, nous notons que le modèle à réservoirs Gardénia est plus performant que le modèle du Génie Rural pour le bassin versant d'oued Boukiou. Cette distinction se traduit par le nombre important des paramètres hydrologiques qu'utilise le modèle Gardénia par rapport au GR.

Le modèle Gardénia présente l'avantage de quantifier les différentes composantes du bilan hydrologique (pluie, évapotranspiration, pluie efficace et recharge, stock des réservoirs et débit simulé), de séparer l'écoulement en écoulement lent ou rapide et d'évaluer la recharge naturelle des aquifères.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Conclusion générale

Ce mémoire s'inscrit dans le cadre de la contribution à l'étude de la relation Pluie-débit appliqué à l'oued Boukiou sous bassin de la Tafna situé dans le Nord ouest algérien.

L'étude est entamée par une description de l'état de l'art de la modélisation hydrologique en évoquant quelques exemples de modèles appliqués dans les bassins au niveau mondial et particulièrement au niveau de la Méditerranée.

L'étude morphométrique, montre que le bassin versant d'oued Boukiou d'une superficie de 117.3 km² présente une forme allongée, la courbe hypsométrique traduit bien l'aspect accidenté de la zone, et la densité de drainage indique que le bassin versant est bien drainé.

La région d'oued Boukiou possède un climat continental de type semi-aride à hiver chaud. Deux saisons sont à distinguer :

- Une période humide qui s'étend depuis le début du mois de Novembre jusqu'au mois d'Avril,
- Une période sèche couvrant les autres mois de l'année, où la pluviométrie est relativement faible à nulle.

Les précipitations moyennes annuelles durant la période (1974/1975-2017/2018) sont relativement peu importantes et elles sont de l'ordre de 290.5 mm, la température moyenne est de 18 °C. L'ajustement des précipitations est acceptable par la loi normale et log normale, mais pour des raisons de sécurité on optera pour une loi log normale, par contre l'ajustement des écoulements n'est acceptable que par la loi log normale. Le module de cette série est de 0.10 m³/s correspondant à une lame d'eau écoulée de 26mm.

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est de 902.8 mm/an et l'évapotranspiration réelle (ETR) déterminées par la méthode de Thornthwaite est de 290.5mm/an (soit 100% des précipitations).

Le bilan hydrique de Thornthwaite est dans son ensemble déficitaire. Le ruissellement (R) estimé par la formule de Tixeront-Berkaloff est de 10.02 mm/an, soit 3.45% des précipitations moyennes annuelles.

L'infiltration (I) évaluée à partir des différentes méthodes utilisées est nulle (0mm/an), il faut passer à une échelle plus fine pour son estimation (pas de temps journalier).

Nous avons tenté une modélisation pluie-débit par approche corrélative dont les essais de régression effectués entre les précipitations et les lames d'eau écoulées au différents pas de temps (annuel, mensuel et journalier) n'étaient pas concluants. Les modèles semblent mal appropriés et ne peuvent être utilisés pour des fins de prévision d'aménagement.

L'outil de modélisation hydrologique retenu dans cette étude est le modèle Gardénia (modèle global à réservoirs pour la simulation des débits et des niveaux aquifères), c'est un modèle hydrologique global à réservoirs pour la simulation de l'hydrologie des bassins versants.

Ce modèle de type global, dont les entrées sont les précipitations et l'évapotranspiration et les sorties, les lames d'eau écoulées.

Le travail est basé sur l'évolution des débits simulés par le modèle Gardénia et de les comparer avec ceux obtenus par le modèle du Génie Rural GR, qui a déjà fait l'objet de nombreux travaux au niveau de la Méditerranée, plus particulièrement au niveau de la Tafna. L'application du modèle Gardénia aux différents pas de temps (annuel, mensuel et journalier) par l'utilisation d'une base de données hydropluviométriques importante (précipitations, température et débit) disponible a 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 de quantifier les différentes composantes du bilan hydrologique par rapport au modèle du GR dû probablement au nombre important de paramètres hydrologiques qu'utilise le modèle, comme le montre le tableau récapitulatif ci-dessous.

Modèle	Pas de temps	Calage		Validation	
		Nash (%)	R (%)	Nash (%)	R (%)
GR	Annuel	83.4	91.8	83.4	91.9
	Mensuel	77.2	86.9	77.2	90.9
	Journalier	84.1	84.7	84.1	80.3
		83.3	87.1	83.3	79.2
		87.9	87.6	87.9	75
		87.2	87.7	87.2	85.1
GARDENIA	Annuel	83.7	91.5	87	93.3
	Mensuel	81.3	90.1	85.2	92.3
	Journalier	82.5	90.8	68.2	82.6
		89.4	94.5	70	83.3
		95.2	97.6	74.5	86.3
		85.8	92.6	82	90.5

Les résultats des différents critères que nous avons utilisés ont donné des résultats qui s'avèrent intéressants. Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs élevées des critères de qualité. Les deux phases (calage et validation) ont donné de très bons résultats exprimés par le critère de Nash qui reste supérieur à 70% pour l'ensemble des périodes, confirmant la performance des deux modèles.

Perspectives

A partir des résultats obtenus pour cette étude et pour une meilleure gestion de la ressource en eau nous recommandons :

- L'utilisation d'autres modèles spatialisés pour mieux quantifier cette fonction et travailler à une échelle plus fine pour évaluer les événements hydrologiques (prédétermination des crues), et de mieux simuler les écoulements au niveau du bassin versant.
- Application du modèle Gardénia, par l'utilisation d'autres données (niveau piézométrique, pompage),
- Augmenter le nombre des stations de relevage,
- Contrôler rigoureusement le pompage au niveau d'oued Boukiou.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AIME, S.** (1991) Etude écologique de la transition entre les bioclimats subhumide, semi-aride et aride dans l'étage thermo méditerranéen du tell oranais (Algérie occidentale). Thèse de Doctorat d'état, Univ. Aix-Marseille 3, 190 p.
- AMBROISE B.** (1998) La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant -Processus, Facteurs, Modèles. *H*G*A* (Ed.), Bucarest, 200 p.
- AMBROISE B.** (1991) Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré, processus et modèles. Séminaire du Conseil Scientifique du département « Science du sol » de l'Institut National de Recherches Agronomiques de Dijon.
- AMEUR, M.** (1999) - l'histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge sud téthysienne l'autochtone des traras. (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au Bathonien moyen. Thèse Doctorat d'Etat, Univ de Lyon, Lyon, France, 548p fig., 24 pl.
- ANDREASSIAN, V. CHARLES, P & CLAUDE, M.** (2007) what is really undermining hydrologic science today? *Hydrol. Process.* **21**(20), 2819–2822.10
- ANCTIL, F. ROUSSELLE, J & LAUZON, N.** (2012) Cheminement de l'eau. Livre. 383p.
- ARNAUD, P & LAVABRE, J.** (2000) La modélisation stochastique des pluies horaires et leur transformation en débits pour la prédétermination des crues. *Rev. Sci. Eau Journal Water Sci.* **13**(4), 441–462.
- BENMEHDI, I.** (2012)- Contribution à une étude phyto-écologique des groupements à *Pistacia lentiscus* du littoral de Honaine (Tlemcen, Algérie occidentale). Mémoire de Magister, Unive de Tlemcen, 164 p., 16 Ph 04 Carte 33 Tableau 18 Fig.
- BENNIS, S.** (2007) *Hydraulique et Hydrologie.* 2^{ème} édition. P469.
- BERREZOUG, N.** (2016) Hydrologie et modélisation Pluie-Débit de l'oued Boukiou (NW algérien). Mémoire de Master En Hydrologie, Université de Tlemcen. 155p.
- BOUANANI, A. BABA-HAMED, K. & BOUANANI, R.** (2010) Utilisation d'un modèle global pour la modélisation pluie-débit, cas du bassin de l'Oued Sikkak (Tafna – NW algérien), 83–87. 1er Congrès sur la géologie du Maghreb (Géo Mag).
- BOUANANI A.** (2004). Hydrologie, Transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérien). Thèse de Doctorat d'état, Univ. Tlemcen, 250 p.
- BOUCEBHA F.** (2018) Etude de la performance du modèle hydrologique HBV appliqué au bassin versant d'oued Meffrouche (Tafna, Algérie). Mémoire de Master En Hydrologie, Univ de Tlemcen. 111p.
- BOUDAHRAA H.** (2007). Modélisation pluie - débit à base géomorphologique en milieu semi-aride rural Tunisien : Association d'approches directe et inverse. Thèse de Doctorat, Univ. 7 novembre Carthage (Tunisie), 227 p.

BOUGUERRA, S. (2017) Quantification et modélisation du transport solide en climat semi-aride, cartographie du risque d'érosion hydrique au moyen d'un sig: cas des deux bassins versants oued boukiou et oued boumessaoud (n-w de l'algérie). Thèse de Doctorat d'état, Univ. Tlemcen, 165 p.

BOUREK R. (2010) Modélisation pluie-débit : Application au bassin versant de la Macta (NW Algérien). Univ de Tlemcen. Mémoire de Magister, Univ. Tlemcen, 118 p.

CHARLE, P. MICHEL, C & VAZKEN, A (2007), Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR), 16p.

CHARLES P., ANDREASSIAN V & CLAUDE M. (2007)- Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR)-Cemagref, UR Hydrosystèmes et Bioprocédés, 16 p.

DE BRUYN B. (2004)- Etude de la vulnérabilité des eaux aux produits phytosanitaires : Indicateur environnemental et modèle mécaniste, en vue d'une meilleure gestion du bassin versant de la Leysse (Savoie). Thèse de Doctorat, Univ. Joseph Fourier – Grenoble 1, 256 p.

DJEBAILI, S. (1978) Recherches phytosociologiques et phytoécologiques sur la végétation des hautes plaines steppiques et de l'atlas saharien algérien. Thèse doctorat, Univ Montpellier, 229 p.

DJELLOUL F. (2014) Contribution à l'étude de la relation "pluie-débit" : cas de quelques sous bassin du côtier algérois. Mémoire de Master En Hydraulique. Ecole Nationale Supérieure D'hydraulique -ARBAOUI Abdellah-. 63p.

DJELLOULI F. (2017) Persistance de la variabilité climatique et occurrence de la sécheresse: La modélisation « Pluie-Débit » outil d'identification. Application à un bassin versant d'oued El Hammam (Nord-ouest algérien). Thèse de Doctorat En Sciences, Univ de Tlemcen. 208p.

DOMNIQUE T. (2014) Logiciel Gardénia version 8.3. Guide d'utilisation. Rapport BRGM/RP - 62797 – FR, 126 P.

Elmi, S. (1983) Tectonique synsédimentaire, émergence temporaire et sédimentation de type Ammonitico-Rosso : l'exemple du lias du Djebel Es Sekika (Traras Algérie). 7ème R.A.S.T., Lyon, p. 179.

ESTIENNE, P. GODARD, A. (1970) Deux manuels de climatologie. Article dans Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-ouest Européen / 1971/ 42-3/ pp. 367-370.

FLEURY, P. LABOUCHE, B. COUROUX, Y. JOURD, H & DÖRFLIGER, N. (2009) Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management—the Lez spring. *J. Hydrol.* 365(3), 235–243.

GAUME E. (2000). Hydrologie: Cycle de l'eau et modélisation pluie-débit, ENPC-CEREVE, Novembre.

GAUSSEN, H. & BAGNOULS, F. (1952) L'indice xérothermique. *Bull. Assoc. Géographes Fr.* 29(222), 10–16.

- GHERISSI, R., BABA-HAMED, K & BOUANANI, A.** (2017) Validation des modèles hydrologiques GR2M et GR4J sur le bassin versant de l'oued Lakhdar (Tafna, Nord-Ouest algérien). *Tech. Sci. Méthodes* (5), 87–103.
- GHERISSI, R.** (2018) Modélisation hydrologique d'un bassin versant en climat méditerranéen par l'approche conceptuelle globale. Cas de l'Oued Lakhdar (ex : Chouly) (Tafna Nord ouest algérien). Thèse de Doctorat Es Sciences, Univ de Tlemcen. 196p.
- GNOUMA, R.** (2006) Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques: Application au bassin versant de l'Yzeron. LGCIE INSA Lyon. 448p.
- GUARDIA P. (1975)-** Géodynamique de la marge Alpine du continent Africain d'après l'étude de l'Oranie-Nord-Occidentale Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe et le Tell. Thèse Nice N° 10. 1141., 286 p., 171 fig.
- HAMIDI , S.** (2018) Étude de la performance du modèle hydrologique HBV appliqué au bassin versant d'oued Sikkak (Tafna, Algérie). Mémoire de Master En Hydrologie, Univ de Tlemcen. 128p.
- KACEMI M., SENINA A. (2015)-** Contribution à l'étude hydrogéologique de la nappe alluviale d'oued Boukiou (Nord-Ouest Algérien). Mémoire de Magister. Univ Tlemcen. p172.
- KINGUMBI, A.** (2006) Modélisation hydrologique d'un bassin affecté par des changements d'occupation. Cas du Merguellil en Tunisie centrale. Thèse de Doctorat, Institut National d'Ingénieur, 199 p.
- LOUMAGNE, C. MICHEL, C & NORMAND, M.** (1991). Etat hydrique du sol et prévision des débits. *Journal of Hydrology*, 1 (23). Pp 1-17.
- MAFTEI, C-P.** (2002). Etudes concernant les écoulements superficiels modélisation spatialisée de l'écoulement sur le bassin versant de Voinești-Roumanie.
- MAISON, P.** (2000) Un modèle hydrologique de suivi de la pollution diffuse en bassin versant. Approche mécaniste simplifiée de la zone non saturée. Thèse de Doctorat, L'institut National Polytechnique de Toulouse en Science de la terre et environnement, 303p.
- MARCHANDISE, A.** (2007) Modélisation hydrologique distribuée sur le gardon d'Anduze : étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques. Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc, 214 p.
- MEDANE, K.** (2012) Hydrologie et modélisation Pluie-Débit: Cas du bassin versant de l'Oued Boumessaoud (TAFNA NW-ALGERIEN). Mémoire de Magister. Univ. Tlemcen. p121.
- MUSY A.** (2005) Cours "Hydrologie Générale". Laboratoire d'hydrologie et aménagements (HYDRAM), école polytechnique fédérale de Lausanne.
- NALBANTIS, I.** (1995) Use of multiple-time-step information in rainfall-runoff modeling. *J. Hydrol.* 165(1–4), 135–159.

- NOUAD, A & MERZOUG, A.** (2017) Cartographie et pétrographie du massif gabbro-dioritique de la région de Sidi Sofiane et lithostratigraphie des formations sédimentaires associées (Monts des Traras ; Oranie - Algérie). Mémoire de Master En géologie, Univ de Tlemcen. 70p.
- OTHMANE, A. BABA-HAMED, K. & SAFA, A.** (2016) Modélisation Pluie-Débit à l'aide d'un modèle conceptuel global : Application au bassin d'Oued Mekerra (NW Algérien), 16–20. 3ième Journées sur la Géologie algérienne, Oran.
- QUEZEL, P & MEDAIL, F.** (2003) Que faut-il entendre par « Forêts méditerranéennes ». Forêts méditerranéennes. T, XXIV. N°1, pp : 11-30.
- RANDRIANASOLO R. A.** 2009. Evaluation de la qualité des prévisions pour l'alerte aux crues. *Master 2. Cemagref*, 50 p., 24 fig.
- REFSGAARD, J. C., STORM, B. & REFSGAARD, A.** (1995) Recent developments of the Systeme Hydrologique Europeen (SHE) towards the MIKE SHE. *IAHS Publ.-Ser. Proc. Rep.-Intern Assoc Hydrol. Sci.* **231**, 427.
- REMENIERAS G.** (1986) L'hydrologie de l'ingénieur, 2ème édition, *Eyrolles, Paris*, 456 p.
- RIAD S.** (2003) Typologie et analyse hydrologique des eaux superficielles à partir de quelques bassins versants représentatifs du Maroc. Thèse de Doctorat, Univ, Ibnou Zohr d'Agadir (Maroc), 154 p.
- SAULNIER, G, M. & DATIN, R.** (2004) Résolution analytique d'un biais dans le cadre d'équilibre en eau de TOPMODEL. Article dans *Processus hydrologiques* 18 : 1195-1218.
- SAULNIER, G, M. & HABETS, F.** (2001) Physics and chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and atmosphere. Article dans *Science Direct*. Volume 26, Issues 5-6, 2001, pages 455-459.
- SELTZER, P.** (1946) Le climat de l'Algérie Impr. "La Typo-litho" & J. Carbonel. 219p.
- SOSSOU S., MASSECK B., BADJI ANSOU M., EDMOND NICAISE .M., ANSOUMANA B., KURUMA M., MARIKO A., BAMBA F., DACOSTA H., MALOU R., BARRY A., KANE A., FALL AWA N., HAM ADOUN S.** (2011) Calage et validation des modèles hydrologiques GR4J et GR2M sur le bassin du Bafing en amont de Bafing-Makana : vers l'étude de l'impact du climat sur les ressources en eau de la retenue de Manatali. Journées scientifiques du 2iE, 6ème édition 2011, Compus 2iE Ouagadougou, 6 p., 4 fig.
- VERDEIL P.** (1988) Abaque pour le calcul du déficit d'écoulement en Algérie. *Sem. Sci. Terre. Alger*.
- VILLENEUVE, J.P** (1998) La modélisation hydrologique et la gestion de l'eau. Un article de la revue : *Revue des sciences de l'eau* (volume 11, numéro hors série, 1998, p. 5-241).
- ZENNAKI, S.** (2015) Essai de modélisation hydrodynamique d'une nappe. Application à la nappe alluviale d'oued Boukiou (NW algérien). Mémoire de Magister. Université Tlemcen. p150.

المخلص

النمذجة تساقط - تدفق هي مجال من العلوم الهيدرولوجية التي تهتم أساسا بالدورة الهيدرولوجية لتحقيق أداة عمل من أجل الوصول إلى إتخاذ القرار المناسب.

لقد اهتمنا في هذا العمل بالوظيفة تساقط - تدفق في الحوض الهيدرولوجي ذو المناخ الشبه جاف الذي يقع في شمال غرب الجزائر، هو حوض وادي بوكيو التابع لحوض تافنة الذي يحتل مساحة 117.3 كم².

للقيام بذلك، استخدمنا قاعدة بيانات ذو فواصل زمنية يومية التي سمحت بتطبيق نموذج شامل للخزانات التي تحاكي التدفق و المياه الجوفية (غاردينيا) و التي تمت مقارنة نتائجها مع نموذج آخر (الهندسة الريفية). أثبتت النماذج المستخدمة أدائها من خلال نتائج مثيرة للاهتمام، ذو معايير عالية الجودة.

المرحلتان (المعايرة و التحقيق) أعطت نتائج مقنعة بالتعبير عنها بمعيار ناش الذي يزيد في بعض الحالات عن 80 بالمائة و معامل ارتباط لأكثر من 90 بالمائة للفواصل الزمنية السنوية، الشهرية و اليومية.

أبرزت مقارنة نتائج النموذجين المستخدمين في هذا العمل عن أهمية استخدام نموذج غاردينيا في منطقة الحوض المتوسط، و قدرته على التكيف، يوفر هذا النموذج إمكانية تحليل البيانات الهيدرولوجية.

كلمات بحث: النموذج، مطر - تدفق، وادي بوكيو، GARDENIA, GR4J, GR2M, GR1A.

RESUME

La modélisation pluie-débit est une discipline des sciences hydrologiques qui s'intéresse principalement au cycle hydrologique afin d'aboutir à un outil de travail exploitable permettant la prise de décision. Nous nous sommes intéressés dans cette étude à la fonction pluie- débit au niveau d'un bassin versant à climat semi aride situé au Nord ouest de l'Algérie. C'est le bassin de l'oued Boukiou (sous bassin de la Tafna) occupant une superficie de 117,3 km². Pour ce faire, nous avons utilisé une base de données au pas de temps journalier qui a permis d'appliquer un modèle à réservoirs global Gardénia dont les résultats ont été confronté avec un autre modèle à réservoirs (GR).

Les modèles utilisés ont prouvé leurs performances par des résultats qui s'avèrent intéressants. Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs élevées des critères de qualité. Les deux phases (calage et validation) ont donné des résultats probants exprimés par le critère de Nash qui dans certains cas est supérieur à 80% et un coefficient de corrélation de plus de 90% pour le pas de temps annuel, mensuel et journalier.

La confrontation des résultats des deux modèles appliqués dans ce travail a mis en évidence l'importance de l'utilisation du modèle Gardénia dans un contexte méditerranéen et son adaptabilité. Ce dernier, offre la possibilité d'analyser plusieurs composantes du bilan.

Mots-clés : Modélisation pluie-débit, Oued Boukiou, GR1A, GR2M, GR4J, GARDENIA.

ABSTRACT

The Rainfall-Runoff modelling, is a branch of the hydrology science, which has a particular interest in hydrologic cycles, the purpose of this method is to setup and establish a working tool for further use and to make practical decisions.

Our interest in this study is concerning the application of this method to a watershed in a semi-arid climate in the North-West of Algeria. This basin of Oued Boukiou (is a sub-basin of Oued Tafna) which has an area of 117,3 km². For this study we used a daily database which helped to apply the method of a global reservoirs system, named Gardénia...The results of this study were confronted to another type of reservoir system (GR).

The models used for this study demonstrated adequate performance, by revealing some interesting results. The optimisation of these findings was achieved thanks to the high values of the quality criteria.

The two phases (Timing and validation) revealed convincing results expressed using the Nash's criteria, in some cases the value was superior to 80%, with a correlation coefficient over 90% for the daily, monthly and the annual terms.

The comparison of the sets of results, of the two models, applied to this research, revealed, that the method named Gardénia is the one the most likely to be used in the Mediterranean area and its functionality (method Gardénia) offers a wide possibility of analyzing many components of the final report.

Key-words: rainfall-discharge modeling, Oued Boukiou, GR1A, GR2M, GR4J, GARDENIA.