

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة أبي بكر بلقايد - تلمسان

Université Aboubakr Belkaïd - Tlemcen -

Faculté de TECHNOLOGIE



MEMOIRE

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

En : **Hydraulique**

Spécialité : **Hydraulique urbaine**

Par :

KADI Wissem

Étude de la performance du modèle hydrologique HBV appliqué au bassin versant d'oued Chouly (Tafna, Algérie).

Soutenu publiquement, le 25 / 09 / 2018, devant le jury composé de :

M GHENIM A.N	Professeur	Univ. Tlemcen	Président
Mme BABA HAMED K.	Professeur	Univ. Tlemcen	Directrice de mémoire
M BOUANANI A.	Professeur	Univ. Tlemcen	Co-Directeur de mémoire
M MEGNOUNIF A.	Professeur	Univ. Tlemcen	Examineur
M SEDDINI A.	Professeur	Univ. Tlemcen	Examineur

2017 - 2018

REMERCIEMENTS

Ce mémoire n'aurait pas été possible sans l'intervention, consciente, d'un grand nombre de personnes que je souhaite remercier dans cette modeste page.

Je tiens d'abord à remercier très chaleureusement mon mari, mes parents et toute ma famille.

Je tiens aussi à remercier du fond de mon cœur Madame **BABA HAMED Kamila** et Monsieur **BOUANANI Abderrazak**, qui m'ont permis de bénéficier de leur encadrement.

Les conseils qu'ils m'ont prodigués, la patience, la confiance qu'ils ont témoignée ont été déterminants dans la réalisation de mon travail.

Mes remerciements s'étendent également à Mr **MEGNOUNIF Abdessalam** président du jury, Mr **SEDDINI Abdelali** et Mr **GHENIM Abderrahmane** examinateurs qui ont bien accepté de juger mon travail.

Mes remerciements vont aussi à tous mes enseignants du Département d'Hydraulique.

Je ne pourrai oublier aussi l'aide indéniable de Melle **GHERISSI Radia** enseignante au centre universitaire de Maghnia, de Melle **DERDOUR Samia** et Melle **BENDJEMA Lina**.

Enfin, je tiens à remercier tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail.

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail particulièrement à mon mari pour son soutien, patience et soucis de tendresse et d'affection pour tout ce qu'il a fait pour que je puisse arriver à ce stade.

A mon père, qui est toujours disponible pour moi, et prêt à m'aider, je lui confirme mon attachement et mon respect

A ma mère qui m'a encouragée durant tout mon cursus, et qui sans elle, ma réussite n'aura pas eu lieu.

A mon beau père et ma belle mère qui m'ont vraiment aidé et que j'aime beaucoup.

A mes chères frères Othmane, Issam et Nazim et mon beau frère Yassine et ma belle sœur Hanane.

A Toute ma famille et à tous mes amis(es) de ma promotion.

KADI Wissem

Résumé

Le bassin versant de l'Oued Lakhdar (Ex: oued Chouly) est un affluent de la Tafna, occupe une superficie de 170 Km² a fait l'objet d'une modélisation pluie-débit, par l'utilisation des modèles HBV Light (**H**ydrologiska **B**yråns **V**atten balansavdelning) et le GR (Génie Rural).

Le bassin avec sa forme allongée reçoit en moyenne plus de 400mm/an de précipitations et jouit d'un climat semi aride. Il est caractérisé par ses formations karstiques permettant une infiltration importante, les sources offrent un grand soutien à l'oued en période de hautes et moyennes eaux. La lame d'eau écoulée sur le bassin est estimée à plus de 39.65mm/an.

L'application des modèles globaux HBV Light et GR a mis en évidence la robustesse et l'adaptabilité du GR à travers des coefficients de Nash et de détermination importants pour la calibration et la validation.

Mots clés : Oued Lakhar, Tafna, HBV Light, GR, Performance.

Abstract

The watershed of Wadi Lakhdar (Wadi Chouly) is a tributary of the Tafna, occupies an area of 170 Km² was the subject of a rainfall-flow modeling, using the HBV Light models (Hydrologiska Byråns Vatten balansavdelning) and GR (Rural Engineering).

The basin with its elongated shape receives on average more than 400mm / year of precipitation and enjoys a semi arid climate. It is characterized by its karstic formations allowing an important infiltration, the sources offer a great support to the oued in period of high and medium waters. The water flow is estimated at more than 39.65mm / year.

The application of the HBV Light and GR global models has demonstrated the robustness and adaptability of the GR through significant Nash and determination coefficients for calibration and validation.

Key words: Wadi Lakhar, Tafna, Light HBV, GR, Performance.

المخلص

ان خوض وادي الأخضر (مثل أواد شولي) أحد روافد تافنة ، ويحتل مساحة قدرها 170 كم مربع ، كان موضوعًا لنمذجة تدفق الأمطار ، باستخدام نماذج HBV Light (GR (Rural و (Hydrologiska). Byråns Vatten balansavdelning Engineering)). يتلقى الحوض ذو الشكل المطول أكثر من 400 مم / سنة من الهطول ويتمتع بمناخ شبه جاف. يتميز بتشكيلاته الكارستية التي تسمح بتسلل مهم ، وتقدم المصادر دعماً كبيراً للخزانات تقدر الشريحة المائية في الواد بأكثر من 45 ملم في السنة. وقد أظهر تطبيق نماذج HBV Light و GR ا قوة ومثانة GR من خلال معاملات ناش الهامة ومعاملات التحديد من أجل المعايرة والتحقق من الصحة.

الكلمات المفتاحية: واد الاخضر، تفنا HBV Light ،GR، الاداء .

Liste es abréviations :

PMP : Probable maximum précipitation

PMF : Probable maximum flood

SHYPRE: Le générateur stochastique de pluie horaire de la méthode

ODE: ordinary differential équation

PDF: probability differential function

GR: Génie Rural

HBV: Hydrologiska Byråns Vatten balansavdelning

SMHI: Swedish Meteorological and Hydrological Institute

ETP : évapotranspiration potentielle mensuelle

ETR : Évapotranspiration réelle annuelle moyenne.

O.R.S.T.O.M : l'Office de la recherche scientifique et technique outre-mer

N : nombre des abréviations.

Q : Débit en m³/s.

R² : Coefficient de détermination.

R : Ruissellement (mm).

R : Réservoir de routage

RU : Réserve Facilement Utilisable.

S : Réservoir de production

T : Température

T_c : Temps de concentration.

χ² : Test de Khi deux.

Σ: Somme

I_p : Indice de pente.

Le : Lamme d'eau écoulee.

l : Largeur

L : Longueur.

P : Périmètre.

P : Précipitations

P : Précipitations annuelles.

π: 3,14

U : Variable réduite de Gauss

ε : Erreur moyenne absolue

δ: Écart type

σ^2 : Variance

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.

ETP : Évapotranspiration Potentielle

ETR : Évapotranspiration Réelle.

EQM : Erreur quadratique moyenne.

Listes des figures :

Figure I.1 : cycle hydrologique Maidment, 1992).....	3
Figure I.2 : Limites d'un bassin versant (d'après Roche, 1963 in Gherissi, 2010).....	4
Figure I.3. Intérêt d'un modèle pluie-débit (Perrin, 2000).....	5
Figure I.4: Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002).....	6
Figure I.5: Classification des modèles proposée par Singh (1995).....	6
Figure I.6: Représentation schématique d'un modèle hydrologique (Oudin, 2004).....	10
Figure I.7: Schéma d'un modèle hydrologique.....	11
Figure I.8: Schéma simplifié du modèle HBV (Abadie, 2006).....	15
Figure I.9: Structure générale du modèle HBV Light.....	20
Figure I.10: Exemple du menu des paramètres de calage du modèle HBV Light.....	22
Figure I.11: Organigramme des procédés généraux de la version du modèle HBV Light (Seibert, 2005).....	23
Figure I.12: Coefficient de ruissellement en fonction de l'humidité du sol et de la capacité maximale du stockage (Seibert, 2005).....	24
Figure I.13: Relation entre l'évapotranspiration réelle et PWP (Seibert, 2005).....	26
Figure I.14: Fonction de réponse.....	27
Figure I.15: Menu de l'efficacité du modèle HBV Light.....	28
Figure I.16: Exemple des résultats graphiques de la simulation obtenue par le modèle HBV Light.....	29
Figure I.17: Schéma de la structure du modèle GR2M.....	32
Figure I.18: Schéma de la structure du GR4J.....	34
Figure II.1: Situation géographique du bassin versant de la Tafna.....	39
Figure II.2: Situation géographique du bassin de la Tafna (Perrodon, 1957).....	40
Figure II.3 : Sous bassins de la Tafna (Benmoussat, 2011).....	41
Figure II.4: Situation géographique du bassin d'Oued Lakhdar.....	42
Figure II.5: Réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Lakhdar (Gherissi, 2017).....	43
Figure II.6: Représentation graphique du rectangle équivalent du bassin versant D'Oued Lakhdar.....	45
Figure II.7: Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar.....	45
Figure II.8: Histogramme de fréquences altimétriques du bassin versant de l'Oued Lakhdar.....	46
Figure II.9: Carte des pentes (Gherissi, 2017).....	49
Figure II.10: Profil en long du cours d'eau principal de l'Oued Lakhdar.....	50
Figure II.11: Carte d'occupation du sol du bassin d'Oued Lakhdar.....	51
Figure II.12: Coupe synthétique des principales formations affleurant dans les monts de Tlemcen (jusqu'au Callovo-Oxfordien) (Collignon, 1986).....	53
Figure II.13: Schéma tectonique du bassin de la Tafna (Auclair et Biehler, 1967).....	55
Figure II.14 : Esquisse hydrogéologique de l'Oued Lakhdar (Mouzouna et Ould-Saadi, 1994).....	56

Figure III.1: Localisation des stations hydroclimatiques retenues pour l'étude.....	59
Figure III.2: Variation interannuelle des précipitations à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).....	60
Figure III.3: Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale.....	63
Figure III.4: Ajustement graphique des précipitations annuelles a la loi de distribution log normale.....	65
Figure III.5: Histogramme des précipitations mensuelles de la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).....	67
Figure III.6: Histogramme des précipitations saisonnières à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).....	68
Figure III.7: Variation des précipitations moyennes journalières (1970/1971-2012/2013).....	68
Figure III.8: Variation des températures annuelles a la station de Mefrouche (1970/1971-2005/2006).....	69
Figure III.9: Variation des températures moyennes mensuelles (1970/1971-2005/2006).....	70
Figure III.10: Variation des ETP Turc et Thornthwaite (1970-2006).....	72
Figure III.11: Courbe pluviothermique de la station de Chouly (1970/1971-2006/2007).....	74
Figure III.12: Abaque de De Martonne.....	75
Figure III.13: Variation des débits annuels à la station de Chouly (1970/1971-2013/2014)...	76
Figure III.14: Histogramme des débits mensuels à la station de Chouly (1970/1971-2013/2014).....	77
Figure III.15: Variation saisonnière des débits à la station de Chouly (1970/1971-2013/2014).....	78
Figure III.16: Variation journalière des débits (1970/1971-2012/2013).....	78
Figure III.17: Variation interannuel des lames d'eaux écoulées (1970/1971-2010/2011).....	79
Figure.III.18: Variations mensuelles des lames d'eau écoulées (1970/1971-2012/2013).....	79
Figure III.19: Variations saisonnières des lames d'eau écoulées (1970/1971-2012/2013).....	80
Figure IV.1 : Variations interannuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées (1970-2013).....	81
Figure IV-2 : Variations mensuels des précipitations et des lames d'eau écoulées (1970-2013).....	82
Figure IV.3: Corrélation Pluie-Débit (données annuelles) (1970-1971/2012-2013).....	84
Figure IV.4: Corrélation Pluie-Débit au pas de temps mensuel (1970-1971/2012-2013).....	86
Figure IV.5 : Exemple du menu des paramètres de calage du HBV Light.....	88
Figure IV.6 : Visualisation du tableau des résultats du calage.....	89
Figure IV.7: Visualisation de la qualité du calage.....	91
Figure IV.8 : Corrélation entre le débit simulé et le débit observé.....	91
Figure IV.9: Visualisation de la qualité de la validation.....	92
Figure IV.10 : Corrélation entre Q simulé et Q observé durant la validation.....	92
Figure IV.11: Visualisation de la qualité du calage.....	94
Figure IV.12: Corrélation entre les débits observés et les débits simulés.....	95
Figure IV.13: Courbe du niveau S du réservoir de production.....	95
Figure IV.14: Courbe du niveau R du réservoir de routage	96
Figure IV.15: Validation du modèle GR4J.....	96
Figure IV.16: Visualisation de la qualité du calage.....	98
Figure IV.17: Corrélation entre les débits observés et les débits simulés.....	99
Figure IV.18: Visualisation de la qualité du calage.....	99

Figure IV.19 : Corrélation entre les débits observés et les débits simulés.....	99
Figure IV.20: Validation du modèle GR1A selon l'ETP de Turc et Thornthwaite.....	100
Figure IV.21: Visualisation de la qualité du calage (Turc).....	102
Figure IV.22: Corrélation entre les débits du réservoir de production (Turc).....	102
Figure IV.23: Courbe du niveau R du réservoir de routage (Turc).....	103
Figure IV.24: Courbe du niveau S observés et les débits simulés (Turc).....	103
Figure IV.25: Corrélation entre les débits observés et les débits simulés (Thornthwaite)....	103
Figure IV.26: Visualisation de la qualité du calage (Thornthwaite).....	103.
Figure IV.27: Courbe du niveau S du Réservoir de production (Thornthwaite).....	104
Figure IV.28: Courbe du niveau S du Réservoir de routage (Thornthwaite).....	104
Figure IV.29: Validation du modèle GR2M selon l'ETP de Turc et de Thornthwaite.....	104

Listes es tableaux :

Tableau I.1: Paramètres de captage (Catchment Parameters).....	21
Tableau I.2: Paramètres de végétation (Vegetation Zone Parameters).....	21
Tableau I.3: Liste des Graphes-options (Cette opération est optionnelle).....	28
Tableau I.4: Valeur des paramètres du modèle GR2M (Andreassian <i>et al.</i> , 2007).....	33
Tableau I.5: Valeurs des paramètres du modèle GR4J.....	37
Tableau II.1: Caractéristiques de forme du bassin versant de l'Oued Lakhdar.....	44
Tableau II.2 : Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar.....	45
Tableau II.3: Altitudes caractéristiques du sous bassin de l'Oued Lakhdar.....	46
Tableau II. 4: Classification des reliefs selon Ig par l'O.R.S.T.O.M.....	47
Tableau II.5 : Classification du relief selon Ds.....	48
Tableau II. 6: Indices de pente et reliefs du sous bassin de l'Oued Lakhdar.....	48
Tableau II.7: Distribution du couvert végétal du bassin d'Oued Lakhdar.....	51
Tableau II.8: Principaux paramètres du bassin versant de l'Oued Lakhdar.....	52
Tableau III.1: Caractéristiques de la station de mesure.....	58
Tableau III.2: Distribution des précipitations annuelles en terme croissant de la station de Chouly (1970/1971 - 2012-2013).....	61
Tableau III.3: Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Chouly.....	62
Tableau. III. 4 : Calcul du χ^2 pour la station de Chouly (loi normale) :Calcul du χ^2	64
Tableau III.5: Distribution des précipitations annuelles en terme croissant de la station de Chouly (1970/1971 - 2012-2013).....	64.
Tableau III.6: Paramètres de position pour la loi log normale des précipitations à la station Chouly (1980/1981-2010/2011).....	65
Tableau III.7: Calcul du χ^2	66
Tableau III.8: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.....	66
Tableau III.9: Précipitations moyennes mensuelles à la station de Chouly (oued Lakhdar) (1970/1971-2012/2013).....	67
Tableau III.10: Précipitations saisonnières moyennes à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).....	67
Tableau III.11: Températures annuelles enregistrées à la station de Mefrouche (1970/1971-2005/2006).....	69
Tableau III.12: Valeurs moyennes mensuelles des températures à la station de Mefrouche (1970/1971/2005-2006).....	70
Tableau III.13: Valeur l'ETP par la méthode de Turc et Thornthwaite à la station de Chouly (1970/1971-2005/2006).....	72
Tableau III.14: Calcul de l'ETR d'après la méthode de Turc à la station de Chouly (1970/1971-2005/2006).....	73
Tableau III.15: Valeurs des précipitations et des températures moyennes mensuelles à la station de Chouly.....	74
Tableau III.16: Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De. Martonne.....	75
Tableau III.17: Débits moyens mensuels à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).....	77
Tableau III.18 Débits moyens saisonniers à la station de Chouly	

(1970/1971-2012/2013).....	77
Tableau III.19: Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.....	79
Tableau III.20: Répartition des lames d'eau écoulées saisonnières.....	80
Tableau IV.1 : Représentation des différents types de régression.....	83
Tableau IV.2 : Représentation des différents types de régression.....	85
Tableau IV.3: Paramètres de captage.....	88
Tableau IV.4: Paramètres de végétation.....	89
Tableau IV.5: Résultats des paramètres d'optimisation du calage au pas de temps journalier (1996/1997-2000/2001).....	90
Tableau IV.6: Résultats de validation du modèle de HBV Light.....	92
Tableau IV.7 : Résultats du calage du modèle GR4J.....	94
Tableau IV.8: Valeurs des paramètres après calibration du modèle.....	94
Tableau IV.9 : Résultats de la validation du modèle GR4J.....	96
Tableau IV.10: Résultats du modèle HBV light et GR4J.....	97
Tableau IV.11: Représentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR1A.....	98
Tableau IV.12: Variations du coefficient de corrélation.....	100.
Tableau IV.13: Représentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR2M.....	101
Tableau IV.14: Valeurs des paramètres après calibration et performances du modèle.....	102
Tableau IV.15: Coefficients de détermination entre les débits simulés et calculés de la validation.....	104

REMERCIEMENTS

DEDICACES

RESUME

LISTE DES ABREVIATIONS

LISTE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

TABLES DES MATIERES

Introduction générale 1

CHAPITRE I. État de l'Art de la Modélisation

I.1. Introduction.....2

I.2. Notion d'Hydrologie.....2

I.3. Notion de bassin versant.....3

I.4. Objectifs de la modélisation.....4

- **Simulation de débits**.....4
- **Prédétermination des débits de crue ou d'étiage**.....4
- **Prévision des crues et des étiages**.....4
- **Influence d'aménagements sur l'hydrologie**.....5

I.5. Classification des modèles.....5

- I.5.1. Modèle déterministe**.....6
- I.5.2. Modèle probabiliste**.....7
- I.5.3. Modèle statistique et stochastique**.....7
- I.5.4. Modèle événementiel**.....7
- I.5.5. Modèle Global**.....7
- I.5.6. Modèle distribué**.....8

I.6. Classification basée sur la représentation des processus hydrologiques.....8

- I.6.1. Modélisation de type boîte noire**.....8
- I.6.2. Modèle hydrologique à base physique**.....8
- I.6.3. Modèle à réservoirs**.....9

I.7. Modélisation hydrologique et modèle pluie-débit.....9

- *Variables d'entrées*.....9
- *Variables de sorties*.....9
- *Variables d'état*.....9
- *Paramètres de calage*.....9
- *La fonction de production*.....10
- *La fonction de transfert*.....10

I.7. Calage et performance d'un modèle hydrologique.....

.....11

- I.7.1. Généralités sur le calage et la performance d'un modèle**.....11
- I.7.2. Méthodes automatiques de calage des modèles**.....12

 - I.7.2.1. Méthode locale**.....12
 - I.7.2.2. Méthode globale**.....12

- I.7.3. Évaluation de la performance**.....13

 - I.7.3.1. Performance potentielle en calage**.....13

I.7.3.2. Performance en validation.....	13
I.7.3.3. Performance en transposition spatiale.....	13
I.7.3.4. Performance en prévision.....	13
I.8. Critères de performance.....	13
I.9. Choix du modèle utilisé.....	14
I.10. Modèle HBV Light.....	15
I.10.1. Description des paramètres du modèle HBV Light.....	17
I.10.2. Paramètres de captage.....	21
I.10.3. Paramètres de zone végétation.....	21
I.10.3. Fonte des neiges et accumulation de neige.....	23
I.10.4. Précipitations efficaces et humidité du sol.....	23
I.10.5. Relation entre l'humidité du sol et la capacité du champ des eaux de ruissèlement	25
I.10.6. Évapotranspiration.....	25
I.10.7. Réponse des eaux de ruissèlement.....	26
I.10.8. Étalonnage ou calibration du modèle.....	27
I.10.9. Résultat graphique.....	28
I.11. Modèle GR	29
I.11.1. Objectifs de développement.....	29
I.11.2. Mode de développement.....	29
I.11.3. Principales caractéristiques.....	30
* au niveau des processus.....	30
* au niveau de l'espace.....	30
* au niveau du temps.....	30
I.11.3.1. Description du modèle pluie-débit annuel GR1.....	30
I.11.3.1.1 Introduction.....	30
I.11.3.1.2 Description mathématique.....	31
I.11.3.1.3. Paramètre.....	31
I.11.3.2. Description du modèle pluie-débit mensuel GR2M.....	31
I.11.3.2.1. Introduction.....	31
I.11.3.2.2. Description mathématique.....	32
I.11.3.2.3. Description mathématique.....	32
• Percolation.....	33
• Routage et échange avec l'extérieur non atmosphérique.....	33
I.11.3.2.4. Paramètres.....	33
I.11.3.3. Modèle pluie-débit journalier GR4J	34
I.11.3.3.1. Introduction	34

I.10.3.3.2. Description mathématique.....	34
*Neutralisation.....	35
*Fonction de rendement.....	35
*Percolation.....	35
I.10.3.3.3. Hydrogrammes unitaires.....	35
I.11.3.3.4. Fonction d'échange avec l'extérieur non atmosphérique.....	36
I.11.3.3.5. Réservoir de routage.....	37
I.11.3.3.6. Ecoulement total.....	37
I.11.3.3.7- Paramètres.....	37
I.12. Conclusion.....	38

CHAPITRE II. Présentation de la zone d'étude

II. Introduction.....	39
II.1 Présentation générale du bassin versant de la Tafna.....	39
II.2. Réseau hydrographique de la Tafna.....	41
II.3. Description du bassin versant de l'oued Lakhdar (oued Chouly).....	41
II.4. Étude des caractéristiques morphométriques.....	42
II.4.1. Caractéristiques de forme.....	43
II.4.1.1. Indice de compacité de Gravelius (Kc)	44
II.4.1.2. Rectangle équivalent.....	44
II.4.2. Etude du relief.....	45
II.4.2.1. Courbe hypsométrique	45
II.4.2.2- Indice de pente	46
a- Indice de pente (Ip)	46
b- Indice de pente global (Ig)	47
c- Dénivelée spécifique (Ds).....	47
d- Indice de pente moyenne (Im).....	48
II.4.3. Caractéristiques hydrographiques.....	49
II.4.3.1- Densité de drainage.....	49
II.4.3.2- Profil en long du cours d'eau principal	50
II.4.4. Occupation du sol.....	50
II.5. Etude géologique et hydrogéologique	52
II.5.1. Description lithostratigraphique.....	52
II.5.2. Description des formations.....	53
II.5.2.1. Secondaire.....	53
A. Jurassique	53
A.1. Marnes et calcaires du Kimméridgien moyen.....	53
A.2. Dolomies et calcaires du Kimméridgien supérieur.....	54
B. Crétacé	54
B.1. Berriasien	54
II.5.2.2. Tertiaire	54
A- Pliocène continental	54

II.5.2.3. Quaternaire	54
A- Alluvions récentes et sub-actuelles	54
II.5.3. Tectonique	54
II.5.4. Hydrogéologie	55
II.5.4.1. Rôle de la tectonique dans l'hydrogéologie de la région.....	56
II.5.4.2. Eaux souterraines.....	56
II.5.4.3. Ressources en eau superficielles	57

CHAPITRE III Hydroclimatologie

III.1. Introduction.....	58
III.2. Etude des précipitations	58
III.2.1. Etude des précipitations annuelles	59
III.2.2. Étude statistique des précipitations.....	60
*Test de normalité.....	60
*Test graphique	60
*Test analytique	60
a- Adéquation des données à une loi statistique.....	61
a. Ajustement par la loi normale.....	62
a .1. Test graphique.....	62
a .2. Test numérique (Test du χ^2 de Pearson)	63
b- Ajustement par la loi log normale.....	64
b. 1. Test graphique.....	65
b. 2. Test du χ^2	66
c- Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée	66
III.2.3. Étude des précipitations mensuelles.....	66
III.2.4. Étude des précipitations saisonnières.....	67
III.2.5. Variation des précipitations journalières.....	68
III.3. Étude des températures.....	69
III.3.1. Variation des températures interannuelles	69
III.3.2. Températures moyennes mensuelles	70
III.4. Étude de l'évapotranspiration.....	70
III.4.1. Notion d'évapotranspiration réelle et potentielle.....	70
III.4.2. Estimation de l'évapotranspiration.....	71
III.4.2.1. Formule de Turc.....	71
III.4.2.2. Formule de Thornthwaite.....	71
III.4.2.3. Formule d'Oudin.....	73
III.4.2.4. Calcul de l'ETR par la formule de Turc.....	73
III.5. Étude du climat.....	73
III.5.1. Méthode de visualisation (méthode graphique).....	74
III.5.2. Indices climatiques.....	74
III.5.2.1. Indice d'aridité annuel de De Martonne.....	74
III.6. Étude des écoulements	75
III.6.1. Étude des débits.....	76
III.6.1.1. Variation annuelle des débits.....	76
III.6.1.2. Débits moyens mensuels.....	76
III.6.1.3. Débits journaliers	78

III.6.2. Études des lames d'eau écoulées.....	78
III.6.2.1. Variation des lames d'eau moyennes interannuelles.....	78
III.6.2.2. Variation des lames d'eau écoulées mensuelles.....	79
III.6.2.3. Variations saisonnières des lames d'eau écoulées.....	80
III.7. Conclusion	80

CHAPITRE.IV Modélisation de la fonction pluie-Débit d'Oued Chouly

IV.1. Introduction.....	81
IV.1.1. Relation Pluie-Débit.....	81
IV.1.1.1. Études de la relation Pluie - Débit	81
IV.1.1.2. Modélisation par corrélation.....	82
• Les régressions simple	82
• Corrélation linéaire	82
IV.1.2. Corrélation annuelle	82
IV.3.2. Corrélation mensuelle	84
IV.2. Modélisation de la relation Pluie-Débit par l'utilisation du modèle HBV Light.....	86
IV.2.1. Introduction.....	86
IV.2.2. Menu du modèle HBV Light.....	87
IV.2.2.1. Nom du bassin : Catchment name\data.....	87
a. Calage du modèle.....	89
b. Validation du modèle	91
IV.3. Modélisation de la relation Pluie-Débit par l'utilisation du modèle GR.....	93
IV.3.1. Modèle journalier GR4J	93
IV.3.1.1. Calage du modèle	94
IV.3.3.1.2. Validation du modèle.....	96
IV.4. Comparaison entre les résultats du modèle HBV Light et le GR4J.....	97
IV.5. Modèle annuel GR1A	97
IV.5.1. Calage du modèle	97
a- Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Turc.....	98
b- Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Thornthwaite.....	99
IV.5.2. Validation du modèle	100
IV.6. Modèle mensuel GR2M	100
IV.6.1. Calage du modèle.....	101
IV.6.2. Validation du modèle.....	104
IV.7. Conclusion.....	105
Conclusion générale.....	106
Références bibliographiques	

Introduction générale

De nombreux modèles hydrologiques ont vu le jour au cours des vingt dernières années, surtout en regard de la relation pluie - débit. Dans les pays en voie de développement, offrant ainsi beaucoup de flexibilité dans la manipulation, beaucoup de gain en temps matériel, etc... a été observé.

La vulgarisation des outils informatiques n'est qu'à ses tous premiers débuts, et les techniques de modélisation ne sont que rarement évoquées. Dans les pays africains, et dans les rares domaines où les techniques de modélisation commencent à prendre place, on se contente d'importer et d'adapter des modèles déjà existants et certainement conçus pour des milieux parfois bien différents.

Dans cet objectif, et pour mettre en évidence la performance d'un modèle, nous avons essayé d'appliquer deux modèles hydrologiques globaux sur un des affluents de la Tafna où la modélisation de la relation pluie- débit n'est pas étrangère.

Le premier chapitre sera consacré à l'état de l'art de la modélisation pluie-débit, où nous présenterons une approche permettant de transformer des séries temporelles décrivant le climat du bassin versant d'oued Chouly (séries de précipitations et de températures en une série de débits (sortie du modèle hydrologique)).

Dans le second chapitre seront présentées toutes les informations décrivant le milieu d'étude.

Ensuite et dans la partie hydroclimatique, nous essayerons de mettre en lumière les conditions climatiques et hydrologiques pour décrire le climat de la région.

Le Dernier paragraphe s'intéressera à la modélisation de la relation pluie-débit par l'utilisation des modèles de régression simple et des modèles globaux, où nous essayerons de juger la performance et l'adaptabilité à travers une étude comparative.

Enfin, nous terminons notre travail par une synthèse des résultats trouvés et suggérons quelques perspectives.

CHAPITRE I

État de l'Art de la Modélisation

I.1. Introduction

La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est incontournable des lors que l'on s'intéresse à des problématiques relatives à la gestion des ressources en eau, à l'aménagement du territoire, ou à l'une des différentes facettes des risques hydrologiques. Elle doit pouvoir décrire les différentes étapes de la transformation pluie-débit et en particulier les processus liés à la formation des crues et à l'apparition des étiages. Elle est censée fournir des informations exploitables pour le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, de protection contre les crues ou pour la gestion hydrologique et écologique du bassin versant étudié.

Un modèle hydrologique n'est qu'une simplification d'un système complexe (Payraudeau, 2002). A chaque stade de la modélisation, des approximations sont réalisées : perception des phénomènes, formalisation en un cadre conceptuel, traduction dans un langage de programmation (Ambroise, 1999).

Il existe dans la littérature, de nombreux modèles hydrologiques de bassin versant ayant chacun leurs spécificités et leur domaine d'application. Une fois le modèle choisi, il faut évaluer sa capacité à représenter la réalité.

I.2. Notion d'Hydrologie

La définition de l'hydrologie reste difficile, car ce n'est pas une science unifiée, elle change d'une époque ou d'un hydrologue à l'autre. Étymologiquement elle est définie comme étant "science qui traite des eaux". Penang (1961 in Yanoba, 2009) la définit comme la science qui cherche à répondre à la question « **Qu'arrive-t-il aux précipitations ?** ». Question simple en apparence mais sur laquelle les nombreux chercheurs qui s'y sont penchés n'ont pas trouvé une réponse entièrement satisfaisante. Cela s'explique par le fait que les éléments qui font l'objet d'études en hydrologie sont eux-mêmes sujets à de nombreuses incertitudes tant dans la connaissance théorique des chercheurs que dans leurs mesures en nature. Cette complexité a donné lieu à plusieurs branches de l'hydrologie: hydrologie maritime, hydrologie côtière et hydrologie des bassins versants (Perrin, 2000).

L'objet fondamental d'étude de l'hydrologie est le cycle de l'eau. Ce cycle est illustré sur la figure I.1.

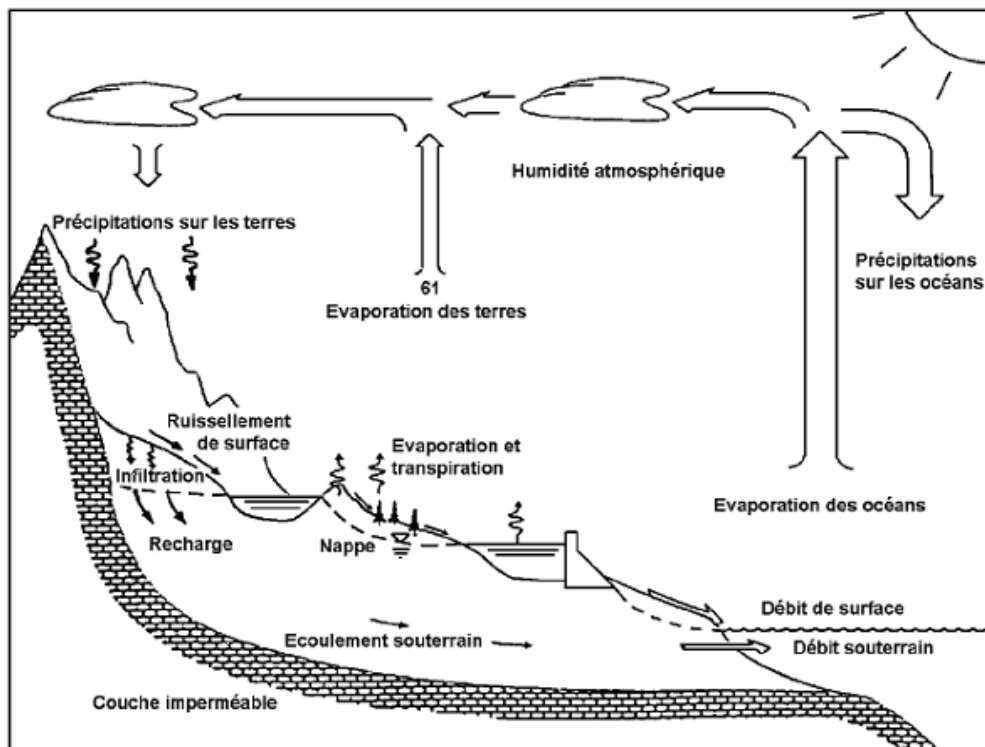


Figure I.1 : Cycle hydrologique (Maidment, 1992).

Le moteur de cette science réside principalement dans le lien étroit qui existe entre l'homme et son environnement, et en particulier dans la dépendance qu'il a vis-à-vis de la ressource en eau, pour ses besoins d'alimentation ou dans ses activités (Michel, 1989 *in* Perrin, 2000).

Pour ce qui nous concerne, nous nous intéressons à l'hydrologie des bassins versants qui peut être définie comme l'étude des processus intervenant dans le cycle de l'eau à l'échelle des bassins versants.

I.3. Notion de bassin versant

Afin de pouvoir mettre en relation les précipitations (pluie, neige) et les débits d'un cours d'eau, il est nécessaire de délimiter les surfaces qui contribuent à alimenter l'écoulement de ce cours d'eau. L'ensemble de ces surfaces constitue le bassin versant (Gaume, 2009) qui représente l'élément d'étude de base en hydrologie.

Le bassin versant est défini comme la totalité de la surface topographique drainée par un cours d'eau et ses affluents. Les processus qui s'y déroulent sont essentiellement les précipitations, l'infiltration, le ruissellement et l'évapotranspiration. Ces processus sont régis par le climat, la végétation, la topographie, le sol, la géologie et la taille du bassin versant (Singh et Woolhiser, 2002 *in* Yonaba, 2009). La taille du bassin varie de quelques fractions de m^2 à quelques milliers de km^2 , ce qui explique sa non uniformité et donc la complexité de l'étude des processus hydrologiques qui s'y opèrent.

La limite du bassin versant correspond à la ligne de crête. Son tracé commence par l'exutoire et suit les points les plus élevés jusqu'à fermeture du circuit. Or, il peut exister des

interactions entre la surface et le sous-sol. Les limites déduites de la topographie peuvent ne plus correspondre aux limites fonctionnelles du bassin comme le montre la figure I. 2.

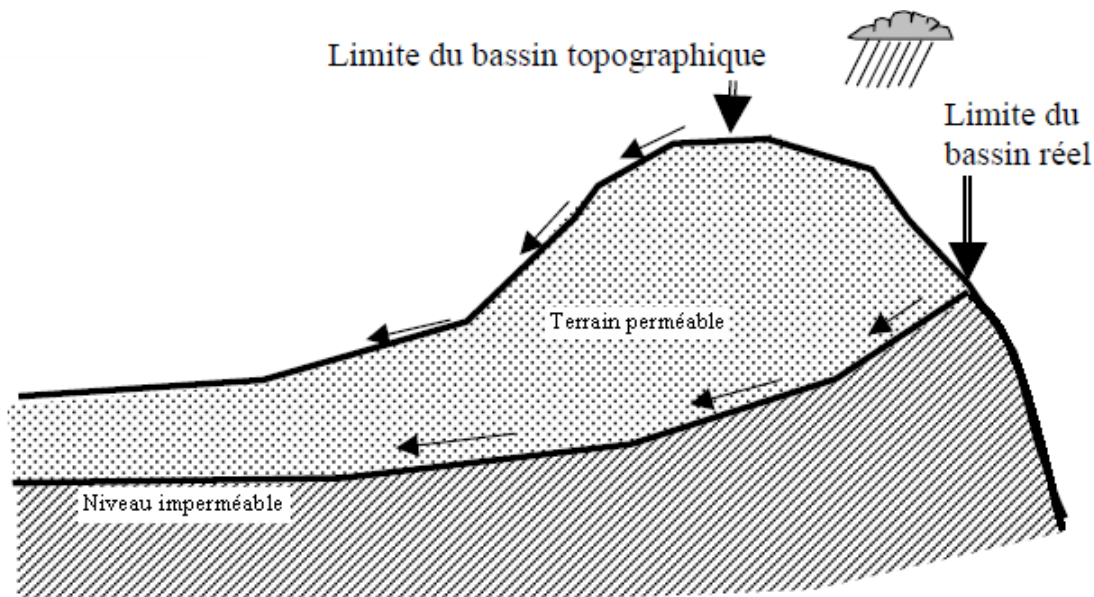


Figure I. 2 : Limites d'un bassin versant (d'après Roche, 1963 in Gherissi, 2010).

I.4. Objectifs de la modélisation

La modélisation pluie-débit peut réussir à répondre à de nombreuses questions centrées sur l'eau, gestion des risques et de la ressource notamment. Michel (1989) et Refsgaard et Abbott (1996) répertorient l'essentiel de ces problématiques. Si des aspects de qualité des eaux peuvent être étroitement liés à des aspects de quantité, nous nous intéresserons ici uniquement à une modélisation pluie-débit quantitative, dont nous donnons quelques-unes de ces problématiques (Fig. I.3):

- **Simulation de débits**, pour le comblement de lacunes dans des séries de données, la reconstitution de débits historiques (les données de pluie étant souvent disponibles sur des périodes beaucoup plus longues que les débits) ou pour permettre des traitements statistiques.
- **Prédétermination des débits de crue ou d'étiage**: on désire savoir avec quelle fréquence des débits de crue (supérieurs à un seuil de risque par exemple) ou des faibles débits (en deçà d'un débit réservé par exemple) risquent de se produire, et sur quelle durée. On se place ici dans une démarche d'analyse fréquentielle. Cette connaissance peut permettre le dimensionnement d'ouvrages et de réservoirs ou d'aménagements dans le lit (mineur à majeur) du cours d'eau.
- **Prévision des crues et des étiages**: il s'agit d'évaluer par avance (avec un délai de quelques heures à quelques jours), connaissant l'état du bassin, les débits de crues susceptibles de présenter des risques (inondation) ou les débits d'étiages pouvant demander de mettre en place une gestion particulière de la ressource (par des barrages-réservoirs par exemple) pour

assurer l'approvisionnement en eau ou la préservation de la vie halieutique. On s'inscrit ici dans une démarche d'analyse en continu du bassin.

• **Influence d'aménagements sur l'hydrologie:** on désire pouvoir prédire les changements de la réponse du bassin suite à des modifications des caractéristiques du bassin d'origine humaine ou à des changements environnementaux.

Ces problématiques font ressortir deux aspects importants, celui de l'évaluation du risque et celui de la gestion de la ressource. La pertinence des réponses que l'on peut leur apporter est conditionnée par celle du modèle dans sa représentation du bassin relativement aux objectifs fixés. Si d'autres approches hydrologiques que la modélisation pluie-débit propose des réponses à certaines de ces problématiques (analyse fréquentielle statistique sur les débits pour la prédétermination), cette dernière paraît cependant très profitable pour des questions supposant un traitement temporel continu, comme la prévision des débits. Dans ce cas, le fait de remonter à l'origine des débits (la pluie) permet en plus de profiter d'un délai supplémentaire par rapport à des méthodes n'exploitant que l'information sur les débits.

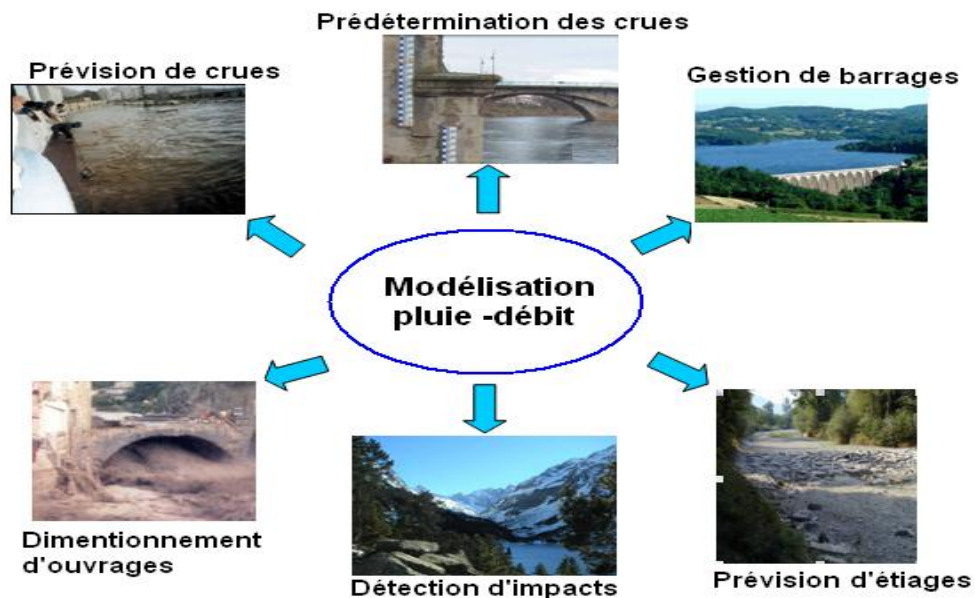


Figure I.3: Intérêt d'un modèle pluie-débit (Perrin, 2000).

I.5. Classification des modèles

Si la modélisation pluie-débit représente un étroit domaine de l'hydrologie, elle n'en est pas moins féconde en termes de production de modèles. Le développement des moyens de calculs informatiques a certainement été l'un des facteurs majeurs ayant favorisé l'essor de ce secteur de recherche depuis le début des années 60, avec la création de dizaines de modèles. Encore aujourd'hui, de nouveaux modèles sont très souvent proposés dans la littérature. Ce foisonnement tient d'une part de la diversité des approches possibles, qui font appel à des concepts et des points de vue différents sur la manière de représenter la réponse d'un bassin versant à des événements de pluie, il tient certainement d'autre part, d'un certain degré d'ignorance sur la meilleure façon de modéliser la relation pluie-débit. Devant la complexité

et la diversité des systèmes observés, il est probable cependant que la solution miracle n'existe pas (Fig. I.4 & I.5).

Beaucoup de classifications des modèles ont été proposées et il y a presque autant de classifications que d'hydrologues. La difficulté de trouver une classification unifiée provient du fait que la grande diversité des approches entraîne une non moins grande diversité des caractéristiques des modèles (Perrin, 2000).

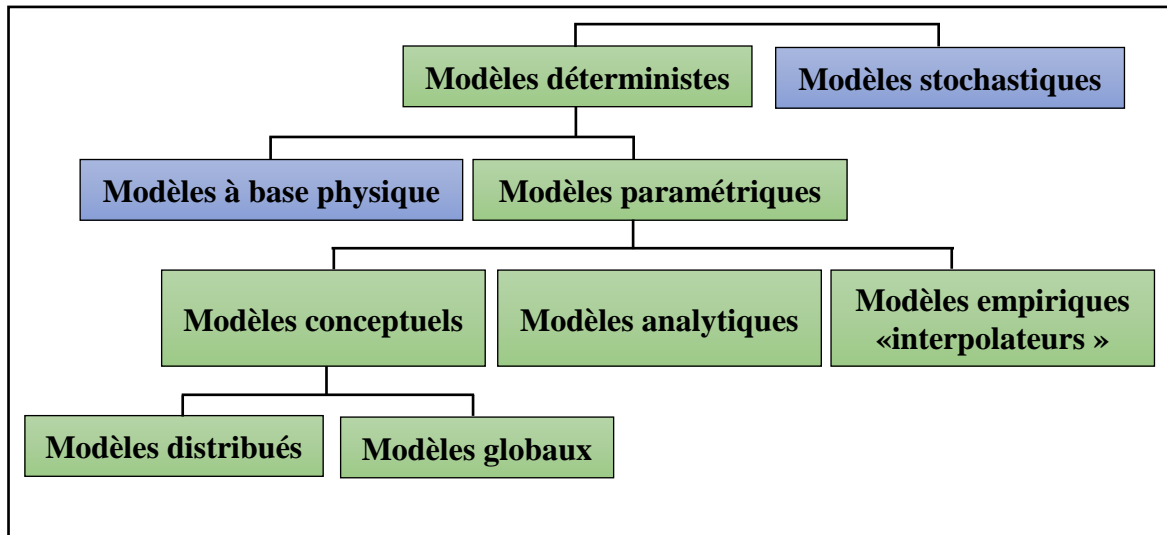


Figure I.4: Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002).

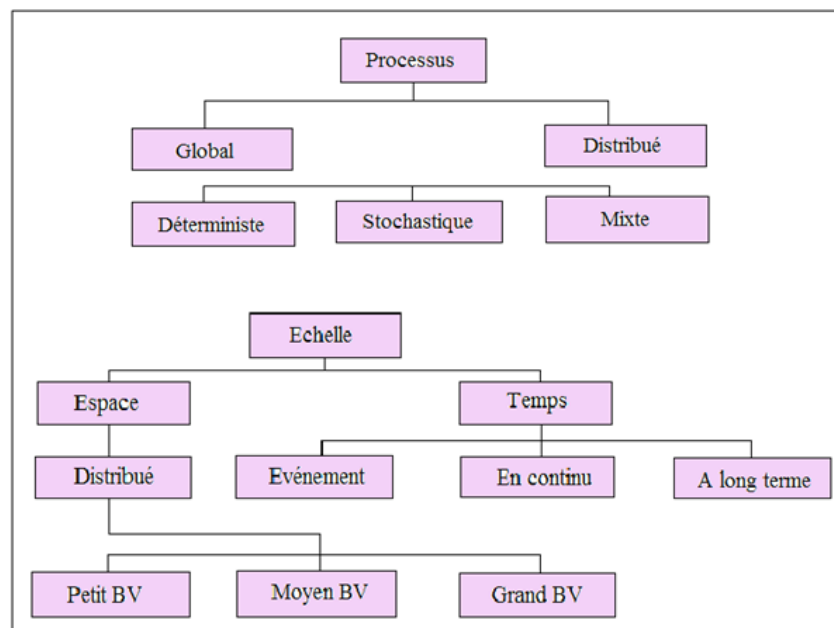


Figure I.5: Classification des modèles proposée par Singh (1995).

I.5.1. Modèle déterministe

S'appuie sur la description du bassin versant et prend en compte une ou plusieurs de ses caractéristiques physiques (pente, superficie, type de sol, occupation du sol, ...). Les modèles déterministes ont pour application la prévision hydrologique pour la gestion des

ouvrages hydrauliques ou pour la prévision des crues, la délimitation des zones inondables, la gestion du territoire, la quantification des impacts potentiels des changements climatiques. La méthode des crues maximales probables – PMP/PMF probable maximum précipitation, probable maximum flood (Dumas, 2006) – qui supposent l'existence d'une valeur maximale des précipitations sur une région donnée et donc des crues sur un bassin versant est une méthode déterministe.

I.5.2. Modèle probabiliste

Sert à établir des critères de conception d'ouvrages (par exemple : dimensionnement des évacuateurs de crue des ouvrages hydrauliques grâce au calcul de la crue et de la cote de projet) ou à vérifier les performances d'ouvrages existants. La finalité du modèle probabiliste est de fournir des grandeurs statistiques de variables hydrologiques : débits maximum de pointe de crue d'une occurrence donnée, précipitations minimales d'une durée donnée et d'une période de retour donnée.

I.5.3. Modèle statistique et stochastique

Au sein des modèles probabilistes, on distingue les modèles statistiques – ajustement de lois statistiques, méthode du Gradex ... – et les modèles stochastiques qui représentent la nature aléatoire des phénomènes hydrométéorologiques à l'aide de distributions statistiques. Le générateur stochastique de pluie horaire de la méthode SHYPRE (Cernesson, 1993, Arnaud, 1997) permet ainsi la simulation de longues séries de précipitations grâce à la connaissance de lois de probabilité décrivant les phénomènes pluvieux (durée et nombre des averses, intensité maximale de l'averse, position du maximum, ...) et issues des observations.

I.5.4. Modèle événementiel

A pour objet la simulation d'un événement borné dans le temps. On modélise par exemple de manière événementielle une crue sur la durée de l'événement pluvieux l'ayant générée, augmentée du temps de concentration. Une telle modélisation requiert la détermination des conditions initiales (débit de base au début de la simulation, humidité du sol) et néglige certains processus hydrologiques considérés comme mineurs par rapport au processus principal étudié. Dans le cas d'une modélisation événementielle de crues au pas de temps horaire, l'évaporation et l'évapotranspiration sont par exemple négligées et les écoulements de sub-surface ne sont pas modélisés. Une modélisation événementielle présente donc l'avantage théorique de prendre en compte un nombre réduit de variables d'entrée, avantage contrebalancé par le besoin d'une initialisation qui fait souvent l'objet d'un calage alors qu'elle est le résultat de processus continus (Fouchier, 2010).

I.5.5. Modèle Global

Dans un modèle **global** (*lumped model*) ou « **boîte noire** », le bassin est considéré comme une entité unique. Des relations empiriques (issues de l'expérience) relient les entrées et les sorties sans chercher à se rapprocher d'une loi physique. Les équations sont souvent des

équations différentielles ordinaires (ODE, ordinary differential equation) qui ne prennent pas en compte la variabilité spatiale des processus, des entrées, des conditions aux limites et les caractéristiques géométriques du système (dans ce cas, le bassin versant).

I.5.6. Modèle distribué

Le modèle **distribué** (*distributed model*), quant à lui prend explicitement en compte la variabilité spatiale des processus et /ou des variables d'entrées et /ou des conditions aux limites et /ou des caractéristiques du bassin versant. Les équations sont parfois des fonctions de probabilité de type PDF (probability differential function). Bien sur dans la réalité, le volume de données nécessaires pour l'implémentation de ce modèle n'est en général pas disponible sur le bassin d'application, ce qui rend ce type de modèle peu opérationnel.

I.6. Classification basée sur la représentation des processus hydrologiques

Selon le degré de complexité avec lequel on souhaite traduire les processus hydrologiques, Perrin (2000) distingue trois types de modèles : ceux de type boîte noire, ceux à base physique et ceux à réservoirs.

I.6.1. Modélisation de type boîte noire

Propose un schéma sans lien direct avec la réalité. Elle ne fait appel qu'aux seuls variables d'entrée et de sortie d'un bassin sans faire intervenir de données sur sa nature physique. Elle fournit une description purement mathématique et globale de la transformation pluie-débit sans chercher à la décomposer en processus. Son objectif est uniquement d'obtenir des sorties les plus proches possibles des débits d'un bassin versant réel. Elle est représentée principalement par les modèles linéaires d'analyse de séries temporelles (Box et Jenkins, 1976) et les réseaux de neurones (Anctil, et al., 2004).

I.6.2. Modèle hydrologique à base physique

Met en œuvre des équations qui décrivent la physique des processus hydrologiques : infiltration avec l'équation de Green et Ampt ou le modèle de Philip, évapotranspiration avec la formule de Pen man, écoulement dans les zones saturée et non saturée avec les équations de Bousines et de Richards ou encore écoulement à surface libre avec les équations de Barré de Saint-Venant. Ces équations s'appuient sur des paramètres physiques mesurables, comme la conductivité hydraulique des sols à saturation, qui ne nécessitent pas en théorie d'être calibrés.

On distingue aussi les modèles empiriques, conceptuels ou théoriques (fondés sur la physique), suivant les relations utilisées pour modéliser la transformation de la pluie en débit et suivant la représentation du système modélisé.

I.6.3. Modèle à réservoirs

Dans un modèle hydrologique dit à réservoirs, la transformation de la pluie en débit est décomposée en différentes composantes. Les équations qui les décrivent comportent des paramètres qui ne peuvent être mesurés et qui doivent être obtenus par calage (Fouchier, 2010). Ces procédures prennent souvent la forme de réservoirs qui se remplissent et se vident au cours du temps.

I.7. Modélisation hydrologique et modèle pluie-débit

La modélisation hydrologique est la représentation simplifiée partielle ou totale du cycle hydrologique (Marchandise, 2007). Cette représentation se fait grâce à un ensemble d'équations mathématiques qui sont appelées à reproduire le système. Le modélisateur introduit généralement les facteurs qui lui semblent pertinents pour minimiser l'inexactitude liée aux hypothèses simplificatrices de la modélisation. On distingue quatre types de variables qui existent en totalité ou en partie dans chaque modèle (Fig. I.5) (Boudahraa, 2007) :

- **Variables d'entrées** : Le modèle fait appel à ces variables qui dépendent du temps et/ou de l'espace (pluie, ETP, caractéristiques et hydrodynamiques du milieu, ...).
- **Variables de sorties** : Le modèle répond par un ensemble de variables (débits, flux ou concentration en polluants, ...).
- **Variables d'état** : Elles permettent de caractériser l'état du système modélisé et peuvent évoluer en fonction du temps (niveau de remplissage des réservoirs d'eau d'un bassin versant, taux de saturation des sols, profondeurs des sols, pentes, ...).
- **Paramètres de calage** : En plus des variables, la modélisation fait intervenir des variables dont la valeur doit être déterminée par calage (conductivité hydraulique à saturation, ...) (Gaume, 2002).

La notion de paramètre est intimement liée à celle de modèles conceptuels ou empiriques. Dans de nombreux cas, il n'est pas possible de représenter dans un modèle le processus physique parce que l'échelle de ce processus est trop petite et que les variables d'état contrôlant le processus ne sont pas accessibles à la mesure. Un modèle plus global est alors utilisé pour décrire le processus, mais certaines de ses variables d'état n'ont plus de sens physique, et ne peuvent plus être reliées à des variables mesurables.

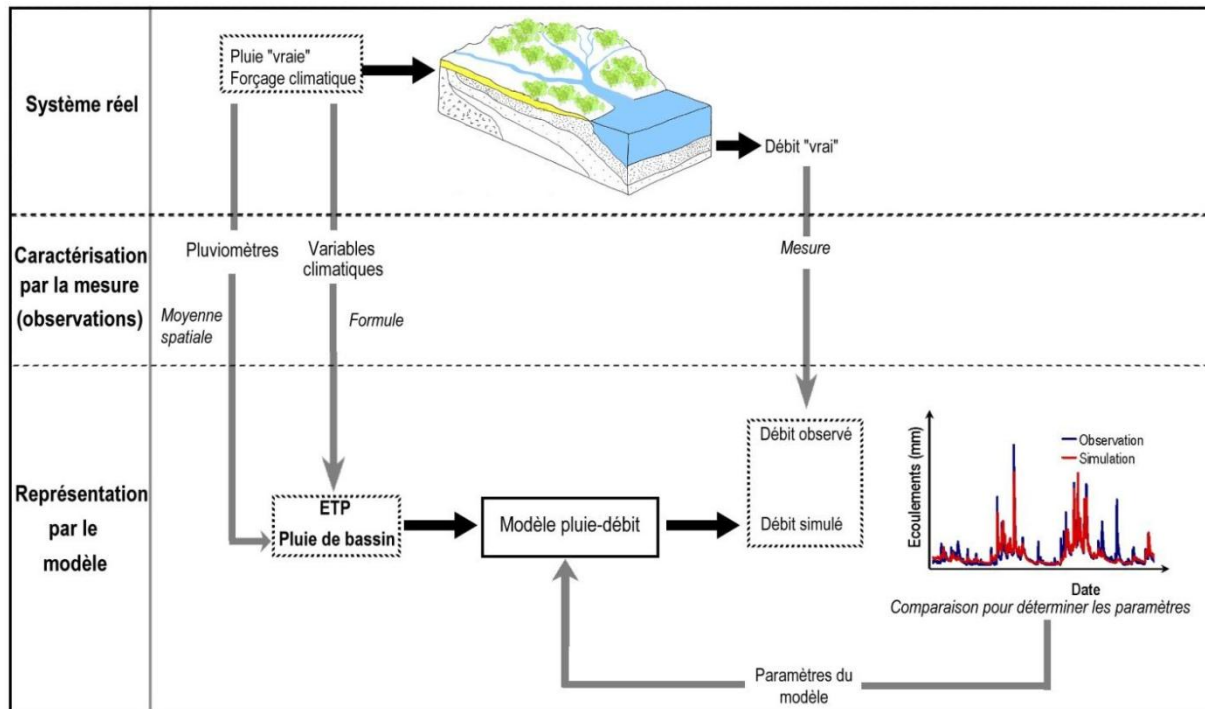


Figure I.6: Représentation schématique d'un modèle hydrologique (Oudin, 2004).

Les variables citées ci-dessus interviennent dans la modélisation hydrologique par l'intermédiaire de deux fonctions : une fonction de production et une fonction de transfert (Fig. I.6) (Boudahraa, 2007) :

- **La fonction de production** : c'est une représentation simple mais réaliste, des différentes voies que suivra l'eau de pluie, entre le moment où elle rejoint le cours d'eau (Morin, 1991 in Boudahraa, 2007), elle exprime la transformation de la pluie brute en pluie nette, définit la fraction de la pluie brute qui contribue effectivement au ruissellement. En d'autres termes, elle permet de calculer la quantité d'eau qui va s'écouler à l'exutoire d'un bassin ou sous bassin versant.
- **La fonction de transfert** : c'est la fonction qui permet de transférer, comme son nom l'indique, la quantité d'eau déterminée par la fonction de production, vers le cours d'eau. Elle permet la transformation de la pluie nette en un hydrogramme à l'exutoire du bassin versant, donc, de donner une forme à la crue dont le volume a été déterminé par la fonction de production, en simulant l'hydrogramme de crue à l'exutoire.

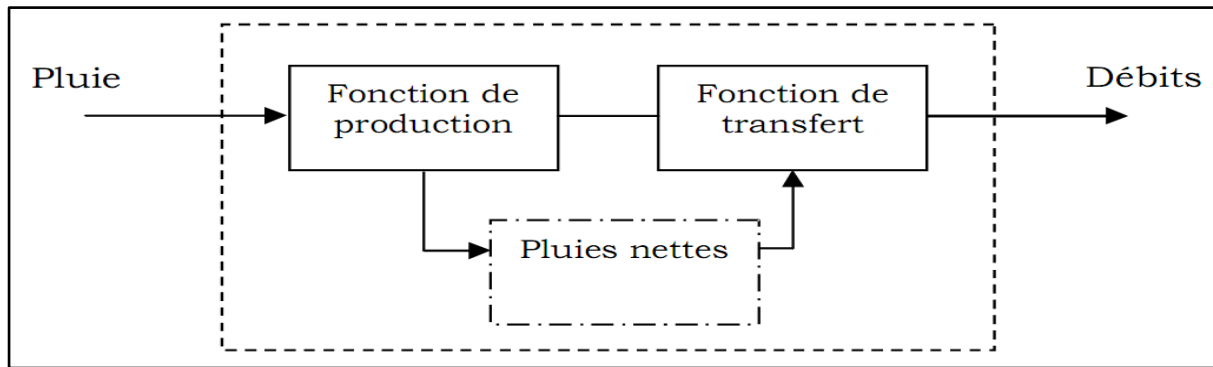


Figure I. 7: Schéma d'un modèle hydrologique.

I.7. Calage et performance d'un modèle hydrologique (Marchandise, 2007)

I.7.1. Généralités sur le calage et la performance d'un modèle

Le calage d'un modèle consiste à déterminer, sur un échantillon d'événements de référence, un ou plusieurs jeux de paramètres avec lesquels les simulations du modèle approchent au mieux les hydrogrammes de la base de données de référence.

La plupart du temps, on utilise une méthode d'optimisation qui détermine un jeu (optimal), au sens où la distance entre les simulations du modèle et les hydrogrammes de référence est minimale. La nécessité de cette phase de calage des paramètres a plusieurs origines:

La schématisation du fonctionnement du bassin versant repose sur des objets conceptuels (de type réservoir) dont les paramètres n'ont pas de signification hydrologique et ne sont donc pas mesurables.

Le modèle repose sur des hypothèses physiques qui ne sont pas acceptables pour le fonctionnement du bassin considéré. Le calage aura donc tendance à identifier un comportement marginal du modèle, en forçant les paramètres vers des valeurs dont l'interprétation ne correspond pas à la physique du modèle. L'intégration et la résolution des équations différentielles qui régissent le fonctionnement interne d'un modèle distribué peuvent être soumises à un biais numérique qui fait dépendre la valeur du paramètre de la taille de la maille de résolution des équations.

La variabilité spatiale d'un descripteur du bassin versant n'est pas appréhendée par le modèle (faute de données ou mesures disponibles). Il s'agit alors de caler un paramètre qui sera représentatif de la valeur moyenne du paramètre sur le bassin.

Les données fournies à l'entrée et à la sortie des modèles sont soumises à des incertitudes de mesure. Le calage des paramètres du modèle doit permettre de compenser ces erreurs. Pour caler un modèle, il faut donc choisir:

- Une base de données d'événements (pluie et hydrogrammes de crue) de référence.
- Un critère ou indicateur pour évaluer l'ajustement des simulations du modèle aux données de calage pour un jeu de paramètres donné.
- Une méthode d'exploration de l'espace des paramètres du modèle.

Pour explorer les paramètres et pour évaluer les modélisations, on peut procéder (à la main), en testant des jeux de paramètres au hasard ou prédéfinis et en évaluant visuellement l'ajustement des simulations des modèles aux données de référence. Cette méthode

s'appliquera si on a une bonne connaissance de la sensibilité des différents paramètres du modèle et/ou si le modèle est relativement parcimonieux. Dans le cas contraire, on utilisera une méthode d'optimisation automatique associée à des critères de performance.

On propose dans le paragraphe suivant des méthodes automatiques de calage des modèles. On présentera ensuite les critères d'évaluation des performances des simulations des modèles utilisés.

I.7.2. Méthodes automatiques de calage des modèles

On distingue deux méthodes une méthode locale et l'autre globale :

I.7.2.1. Méthode locale

Une méthode d'optimisation locale part d'un vecteur de paramètres donné par l'utilisateur et se déplace de manière itérative, par variations infinitésimale du vecteur des paramètres, vers des zones de critère de performances croissant. Elle s'arrête lorsqu'elle ne trouve plus de jeux de paramètres plus performants dans le voisinage d'un jeu de paramètres considéré alors comme optimal. On introduit une différenciation dans la terminologie des méthodes suivantes:

Que, au cours de son itération, la méthode est basée sur la valeur seule de la fonction critère - on parle alors de **méthode directe** - ou si elle utilise à la fois la valeur et le gradient de la fonction critère pour décider de sa **stratégie** de recherche dans l'espace des paramètres on parle alors de **méthode de gradient**. La **stratégie** de recherche de la méthode inclut sa **direction** de recherche - une direction peut correspondre à un déplacement suivant un paramètre par exemple -- et au **pas** de sa recherche - variation du ou des paramètres dans la direction de recherche.

I.8.2.2. Méthode globale

A l'opposé des méthodes locales, les méthodes globales de calage explorent une partie importante de l'espace des paramètres. Il existe différentes stratégies pour explorer l'espace des paramètres, ce qui conduit à différencier les méthodes déterministes des méthodes stochastiques et des méthodes combinatoires.

Les méthodes déterministes ne font pas d'hypothèse à *priori* sur la localisation de l'extremum pour la fonction critère. Elles consistent en une exploration intégrale de l'espace des paramètres suivant une discrétisation régulière de l'espace des paramètres.

Avec une méthode stochastique, les valeurs des paramètres testées sont tirées dans une loi de probabilité prédéfinie. Dans le cas le plus simple, la distribution est supposée uniforme:

Chaque zone de l'espace a la même probabilité de contenir l'extremum.

L'avantage de ces méthodes globales est qu'elles permettent d'identifier les maxima globaux et locaux. Elles évitent ainsi le piège d'identifier un extremum local de la fonction critère. Leur principal inconvénient est qu'elles nécessitent des temps de calcul beaucoup plus importants que les méthodes locales.

Dans la pratique, on couple souvent une méthode globale avec une méthode locale une analyse de sensibilité globale, avec un pas de balayage, permet d'identifier la ou les zones de

critères optimaux. La méthode locale vient affiner la recherche, avec en entrée de la méthode les jeux identifiés comme optimaux avec la méthode globale.

I.7.3. Evaluation de la performance

Quand on parle de la performance d'un modèle, il faut différencier:

I.7.3.1. Performance potentielle en calage

On évalue alors les **capacités d'adaptation** du modèle sur un ou plusieurs événements. Cette performance est généralement toujours bonne et ne permet pas de différencier les modèles.

I.7.3.2. Performance en validation

On évalue le modèle calé sur une base de données d'événements qui n'a pas servi pour le calage. Cette étape est nécessaire pour évaluer la **robustesse** du modèle qui nous intéresse dans une optique de simulation opérationnelle des crues. On peut s'intéresser à évaluer la performance du modèle sur des événements de fréquence plus rare pour tester leur capacité d'extrapolation vers les extrêmes.

I.7.3.3. Performance en transposition spatiale

On teste un modèle calé sur un bassin donné sur un autre bassin ou un sous bassin.

I.7.3.4. Performance en prévision

Il s'agit d'évaluer la simulation du modèle à un pas de temps $t+dt$ à partir de la connaissance de la situation du système (pluie, débits, saturation du bassin) à l'instant t .

I.8. Critères de performance

Pour l'évaluation des modélisations, différents critères mesurant la distance entre les hydrogrammes simulés et les hydrogrammes de crue reconstitués ont été calculés. Nous présentons les critères arithmétiques et quadratiques les plus couramment utilisés dans les études hydrologiques.

Équation 1: Valeur moyenne des écarts entre deux séries, notée $e\%$

$$e\% = \sum_i \frac{(XI - YI)}{N} \quad \text{eq 1}$$

Équation 2 : Valeur moyenne des écarts absolus entre deux séries notée $|e|\%$

$$|e|\% = \sum_i \frac{|XI - YI|}{N} \quad \text{eq 2}$$

Équation 3: Critère EAM (Ecart arithmétique moyen): Cet indicateur mesure le biais moyen absolu entre les deux séries, normé par la moyenne des observations.

$$EAM = \frac{\sum_i |Xi - Yi|}{\sum_i Yi} \quad \text{eq 3}$$

Équation 4: Critère EQM (Écart quadratique moyen)

$$EQM = \frac{\sqrt{\sum_i (X_i - Y_i)^2}}{\sum_i Y_i} \sqrt{N} \quad \text{eq 4}$$

Ce critère est la mesure de la moyenne quadratique de toutes les erreurs commises, normées par la moyenne des observations.

Équation 5: Critère de NASH (Nash et Stedinger, 1970)

$$NASH = 1 - \frac{\sum_i (X_i - Y_i)^2}{\sum_i (Y_i - \bar{Y})^2} \quad \text{eq 5}$$

Cet indicateur mesure la part de la variance du champ de départ Y_i expliquée par le champ simulé X_i . Pour une valeur de critère de 1, la simulation est parfaite. Pour des valeurs négatives de ce critère, la valeur moyenne de la série est un meilleur estimateur que la série des débits simulés.

Ces critères ont tous une valeur optimale atteinte si les hydrogrammes simulés coïncident parfaitement avec les hydrogrammes de crue reconstitués. Cette valeur optimale vaut 0 pour $e\%$, $le\%$, l'EAM et l'EQM et 1 pour le critère de NASH.

Le critère de NASH est le critère le plus fréquemment utilisé. Il a l'avantage de donner un poids important à la restitution par le modèle des forts débits. Il présente également la qualité d'être normalisé par la variance du champ observé. Son principal inconvénient est son caractère dissymétrique: il peut prendre des valeurs fortement négatives pour des événements

I.9. Choix du modèle utilisé

Compte tenu de cette étude des modèles analysés et vu l'insuffisance de données spatialement réparties, et la qualité moyenne de quelques mesures météorologiques disponibles, on peut considérer le bassin de l'Oued Lakhdar comme un bassin mal jaugé, puisque même les données disponibles ne reflètent qu'une partie du bassin, là où se trouve la station hydrométrique 160601.

Face à cette situation de manque de données nous avons opté pour une approche conceptuelle globale par utilisation du modèle hydrologique (HBV LIGHT) et du modèle du Génie Rural (GR). Ces deux modèles ont été testés dans les régions arides et semi-arides, avec un intérêt particulier sur la gestion et l'exploitation rationnelle des ressources en eau.

Les objectifs de ces modèles sont nombreux citons à titre d'exemple :

- ces modèles sont des modèles complets et simples, donc adaptés théoriquement à n'importe quel type de climat et notamment à celui des zones arides, en plus ils ont la capacité de simuler aussi les pertes, l'écoulement de surface et l'écoulement souterrain,

- la fiabilité des résultats du modèle HBV par et du modèle GR obtenus lors de leur application à des sous bassins versants méditerranéens (Tafna (Bouanani, 2010; Bouanani *et al.*, 2010 ; Bakriti, 2014, Gherissi, 2018), Mekerra (Bourek, 2010; Otmane, 2015), (Bassin de la Macta (Baahmed, 2014)) et Algérie septentrionale (Kabouya, 1990) et à l'Est du pays (Bouguerne, 2007), Tunisie (Boudahra, 2007 ; Dakhlaoui, 2014), Maroc (Ahbari, 2013) et en Afrique de l'Ouest (NkaNomo, 2016)) nous a encouragé à appliquer ces modèles.

I.10. Modèle HBV Light

Le modèle hydrologique HBV Light (**H**ydrologiska **B**yråns **V**atten balansavdelning), (Lindström *et al.*, 1997) est un modèle conceptuel global ou semi distribué à l'échelle du bassin versant et qui est capable de calculer le débit pour divers sous bassins. Son développement a été initié en 1972 par l'Institut Météorologique et Hydrologique Suédois SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute), il a eu une large diffusion dans la pratique hydrologique surtout dans le domaine de prédiction des débits pour les bassins versants non jaugés, il est connu pour sa robustesse, malgré sa simplicité relative. Il a été appliqué sur plus de 45 cours d'eau en Suède et dans plus de 30 pays dans le monde (Bergström, 1992). Ce modèle simule le débit quotidien en utilisant comme entrées la température et les précipitations journalières, ainsi que les estimations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle (Fig.I.8).

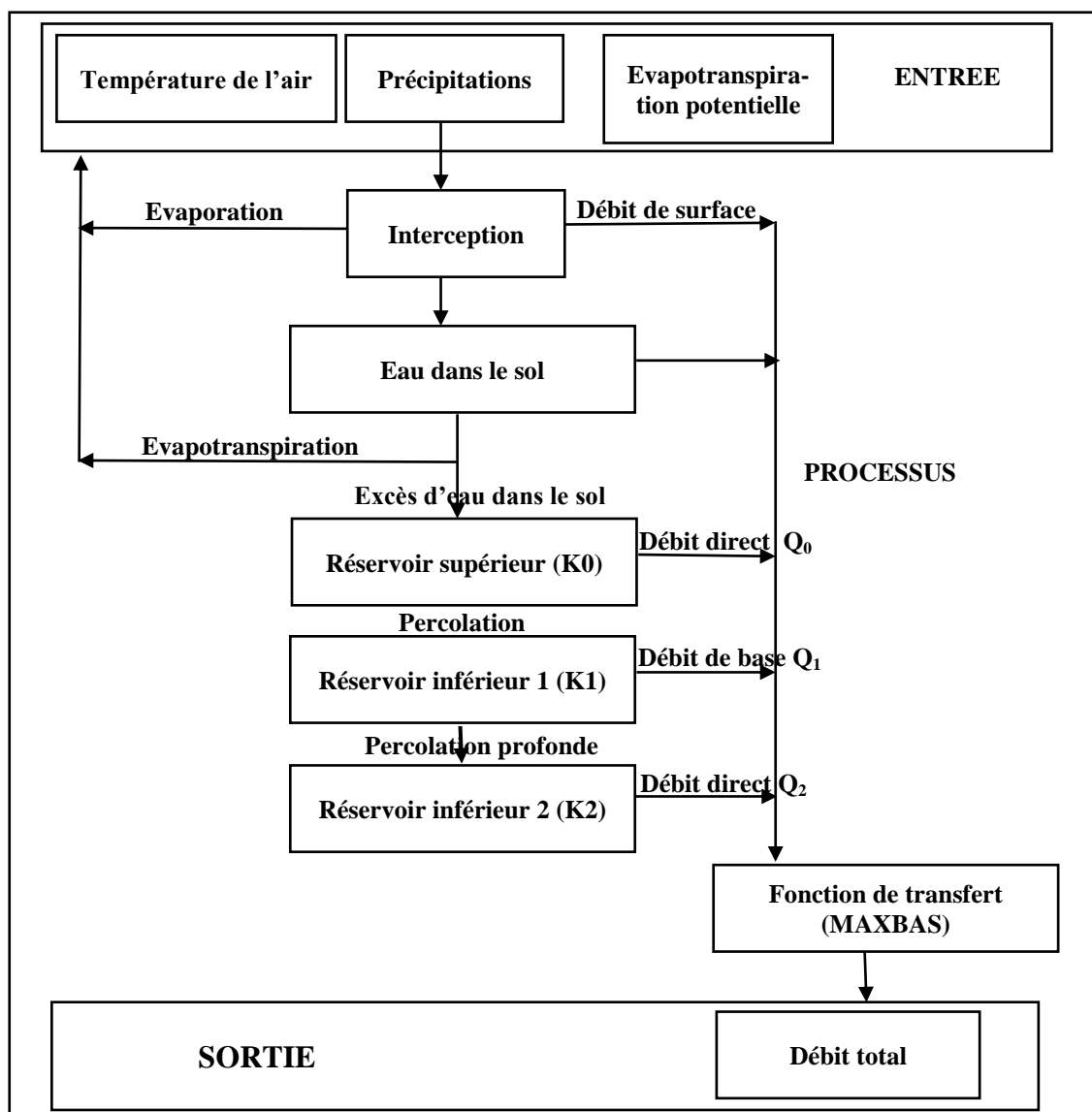


Figure I.8: Schéma simplifié du modèle HBV (Abadie, 2006).

L'idée principale derrière le développement du HBV Light était de fournir un outil facile à utiliser. Les équations de base sont conformes à la SMHI version HBV 6 (Bergström, 1992)

avec seulement deux légères modifications. Il est possible d'utiliser une correction de la moyenne à long terme de l'évaporation potentielle des valeurs proposées par Lindström et Bergström (1992). La version HBV Light offre deux options qui n'existent pas dans la version HBV 6. Le premier est la possibilité d'inclure des niveaux des eaux souterraines observées en l'analyse et la seconde est la possibilité d'utiliser une routine de réponse différente avec un paramètre de retard (Bouguerne, 2014).

Ce modèle est disponible en tant que communauté modèles en plusieurs versions qui varient dans leurs caractéristiques selon la complexité et l'utilité. La principale structure et les Représentations de processus présenté ici, sont basées sur la version modifiée du modèle HBV, développé à l'Institut de Génie Hydraulique, Université de Stuttgart (Allemagne).

Le Modèle HBV peut être utilisé comme un modèle entièrement global ou semi-distribué en divisant le bassin versant en sous-bassins.

Dans un modèle global, on suppose que la zone d'étude (bassin versant) est d'une seule unité (zone) et les paramètres ne changent pas dans l'espace du bassin versant. Le modèle HBV se compose de quatre principaux modules :

- La fonte des neiges et le module de l'accumulation de neige,
- Les précipitations efficaces, et le module de l'humidité du sol,
- Module de l'évapotranspiration,
- Module de la réponse des eaux de ruissellement.

La fiabilité des modèles hydrologique est fortement tributaire de la procédure d'étalonnage, qui est normalement la recherche d'un ensemble de paramètre optimale. L'incertitude des paramètres, à savoir le problème pour trouver un ensemble unique de paramètre, augmente avec le nombre de paramètre du modèle et diminue avec des informations croissantes sur le système. Les informations qui sont normalement disponibles pour la calibration et la validation, à savoir, les séries chronologiques des variables d'entrée et de sortie, ne permettent pas souvent le bon choix du paramètre (Sorooshian et Gupta, 1983). Kuczera et Williams, (1992) ont démontré que le paramètre d'incertitude augmente lorsque des erreurs dans les précipitations utilisées et mesurées sont prises en considération dans la période de calibrage. Il peut être conclu que l'incertitude des paramètres peut provenir de nombreux aspects de la modélisation.

Le modèle HBV (Bergström, 1976) a été appliqué dans de nombreuses études, par exemple, pour calculer les prévisions hydrologiques, et pour le calcul des crues de projet ou pour les études de changement climatique (Bergström, 1992). Le problème de l'incertitude des paramètres dans le modèle, n'a pas encore été complètement examiné.

Une procédure de Monte Carlo a été utilisée dans le modèle HBV Light pour déterminer l'incertitude dans les valeurs des paramètres en utilisant les résultats d'un grand nombre de modèle fonctionnant avec une manière aléatoire et d'étudier pour chaque paramètre comment arriver aux bonnes simulations du ruissellement mesuré. Souvent, les degrés d'incertitude dans les valeurs des paramètres calibrés sont étudiés par des tests de la sensibilité des sorties du modèle aux variations d'un paramètre, tout en gardant tous les autres paramètres constants. La procédure utilisée dans cette étude a l'avantage de toute interaction entre les paramètres qui sont implicitement pris en compte depuis divers jeux de paramètres qui sont utilisés.

L'incertitude des paramètres du modèle HBV a été étudiée par Harlin et Kung, (1992) en utilisant une autre procédure de Monte Carlo décrite par Hornberger *et al.*, (1986). Ils ont généré 1000 paramètres pour définir le choix des valeurs de paramètre afin d'être uniformément en distributions avec des valeurs minimales et maximales provenant de huit calibrages du modèle en utilisant des méthodes d'étalonnage et de différentes périodes de simulation. Ils ont divisé respectivement l'ensemble des paramètres dans celles qui ont donné des simulations acceptables et inacceptables. En comparant les distributions des séries acceptables et inacceptables, ils ont identifié les paramètres à laquelle la sortie du modèle a été sensible en enquêtant sur la taille de chance et d'obtenir des simulations acceptables avec une certaine valeur pour un paramètre. Si la question est posée dans le sens inverse : Quelle est la taille de l'intervalle pour un certain paramètre sur lequel il est possible d'obtenir une bonne simulation par rapport aux eaux de ruissellement mesurées ? (Bouguerne, 2014)

L'incertitude des paramètres est bien sûr importante pour les états internes et des flux simulés par le modèle, mais on pourrait dire que ce n'est pas un problème pour les pluies et les débits de simulations. Si les jeux de différents paramètres ne contribuent pas aux bons ajustements, on peut prendre la valeur la plus justificative. Cet argument implique l'hypothèse que la simulation de ruissellement à l'aide de jeux de paramètres tous aussi bons est similaire (Bouguerne, 2014). Cela ne doit pas être toujours vrai pour la période de calibrage et il peut être complètement faux lors de la simulation du ruissellement pendant les périodes de conditions météorologiques différentes. Par conséquent, entre autres sources, telles que aléatoire naturelles, des erreurs de données et l'incertitude de la structure du modèle, le paramètre d'incertitude peut être une source importante de l'incertitude de modélisation (Beck, 1987 ; Melching *et al.*, 1990).

Habituellement, le modèle HBV est calibré en cherchant un paramètre optimal ensemble qui représente le bassin versant. Par expérience, nous savons, cependant, qu'il n'est guère possible de trouver un jeu de paramètres unique. Ceci est dû à des erreurs dans à la fois la structure du modèle et les variables observées et en raison d'interactions entre les paramètres du modèle différents. Par conséquent, il peut être de nombreux ensembles de paramètres qui donnent de bons résultats similaires lors d'une période de calibration, mais leurs prédictions peuvent différer lors de la simulation du ruissellement à l'avenir. Dans cette étude, une procédure de Monte Carlo a été utilisée pour évaluer l'incertitude de l'estimation des paramètres et de décrire les différences dans cet incertitude pour les différents paramètres. Une mesure floue de la bonté du modèle a été introduite afin de permettre la combinaison de différentes fonctions objectives. Seuls quelques paramètres ont été bien définis, alors que pour la plupart des résultats les bons paramètres pourraient être obtenus sur de grands intervalles (Bouguerne, 2014).

I.10.1. Description des paramètres du modèle HBV Light

Le modèle simule le débit journalier moyen du quotidien de la pluie, la température et l'évaporation potentielle moyenne mensuelle comme entrées. Les précipitations sont simulées pour être soit de la neige ou de pluie en fonction de la température t ($^{\circ}\text{C}$) au-dessus ou en dessous de la température critique de la fonte de neige \mathbf{TT} [$^{\circ}\text{C}$]. Toutes les précipitations simulées à la neige, lorsque la température est inférieure à \mathbf{TT} , est multiplié par un facteur de

correction des chutes de neige, **SFCF** [-]. La fonte des neiges est calculée avec la méthode des degrés-jours (Equation II.51).

$$\text{Eau de fonte} = \text{meltwater} = \text{CFMAX} (T(t) - \text{TT}) \quad \text{en (mm.j}^{-1}\text{)} \quad \text{Eq. 6}$$

L'eau de fonte de neige et les précipitations sont retenues dans le manteau neigeux jusqu'à ce qu'il dépasse une certaine fraction, **CWH** [-], de l'équivalent en eau de la neige. L'eau liquide dans le manteau neigeux regèle en fonction de l'équation 7.

$$\text{Fonte de la congélation} = \text{refreezing} = \text{CFR CFMAX} (\text{TT} - T(t)) \quad \text{Eq. 7}$$

Avec : CFMAX : Facteur du degré-jour ($\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1}\text{j}^{-1}$), TT et T(t) en ($^\circ\text{C}$)

C_{FR} : Coefficient de recongélation

TT : Température critique de fonte de la neige ($^\circ\text{C}$)

T(t) : la température de départ ($^\circ\text{C}$)

Les précipitations (P) et la fonte des neiges sont divisées par le remplissage en eau de la boîte du sol et de la recharge des eaux souterraines en fonction de la relation entre la teneur en eau dans le réservoir du sol (**SM** [mm]) et sa plus grande valeur (**FC** [mm]) (équation 8).

$$\frac{\text{recharge}}{P(t)} = \left(\frac{\text{SM}(t)}{\text{FC}} \right)^{\text{BETA}} \quad \text{Eq. 8}$$

Avec : FC : Humidité maximale de stockage du sol (mm)

SM : Humidité du sol (mm)

Recharge en eau souterraine (mm)

BETA : Paramètre qui détermine la contribution relative à les eaux de ruissèlement de la pluie ou la fonte des neiges (-)

NOTE : FC est un paramètre du modèle et non pas nécessairement à mesurer.

L'évaporation réelle de la boîte sol est égale à l'évaporation potentielle si SM/FC est au-dessus LP [-] tout en linéarisant, alors que la réduction est utilisée lorsque **SM/FC** est inférieur à **LP** (équation 9).

$$E_{\text{act}} = E_{\text{pot}} \cdot \min \left(\frac{\text{SM}(t)}{\text{FC} \cdot \text{LP}}, 1 \right) \quad \text{Eq. 9}$$

Avec : LP : Valeur d'humidité du sol au-dessus duquel E_{act} atteint E_{pot} (mm)

E_{pot} : Evapotranspiration (mm)

La recharge en eau souterraine est ajoutée à la zone des eaux souterraines supérieure (**SUZ** [mm]). **PERC** [mm j^{-1}] définit la percolation maximale prise à partir de la partie supérieure de la boîte en bas des eaux souterraines (**SLZ** [mm]). Les eaux de ruissèlement des réservoirs des eaux souterraines sont calculées comme la somme de deux ou trois sorties d'équations linéaires selon que **SUZ** est supérieure à une valeur seuil, **UZL** [mm] (Fig. I.8). Le débit de base (groundwater GW) (avec ou sans débit de ruissèlement) est calculé par l'équation 10.

$$Q_{\text{GW}}(t) = K_2 \text{SLZ} + K_1 \text{SUZ} + K_0 \max(\text{SUZ} - \text{UZL}, 0) \quad \text{Eq. 10}$$

Avec : SUZ : Recharge des eaux souterraines supérieures (mm)

PERC : Percolation maximale (mm.j⁻¹), j : jour

Ce ruissellement est enfin transformé par une fonction de pondération triangulaire définie par le paramètre **MAXBAS** (équation 11) pour donner le ruissellement simulé $Q_{Sim}(t)$ [mmd⁻¹].

$$\left. \begin{aligned} Q_{Sim}(t) &= \sum_{i=1}^{MAXBAS} C_i Q_{GW}(t-i+1) \\ ou C(i) &= \int_{i-1}^i \frac{2}{MAXBAS} \left| u - \frac{MAXBAS}{2} \right| \frac{4}{MAXBAS^2} du \end{aligned} \right\} \text{Eq. 11}$$

Si on utilise les différentes zones d'altitude différentes, les précipitations et les températures changent avec l'altitude, celles-ci sont calculées en utilisant les deux paramètres **PCALT** [% /100 m et] et **TCALT** [° C/100 m] (Equation 12 et 13) (Fig. I.8).

$$P(h) = P_o \left(1 + \frac{PCALT(h-h_o)}{10000} \right) \quad \text{Eq. 12}$$

$$T(h) = T_o - \frac{TCALT(h-h_o)}{100} \quad \text{Eq. 13}$$

Avec : P_o et T_o : Précipitations et températures mesurées (mm et °C)

P_{calt} : Précipitations calculées (mm) selon l'altitude h(m)

T_{calt} : Températures calculées (°C) selon l'altitude h(m)

La moyenne à long terme de l'évaporation potentielle, E_{pot} , pour un certain jour de l'année peut être corrigée à leur valeur au jour t, $E_{pot}(t)$, en utilisant les écarts de la température, $T(t)$, de sa moyenne à long terme T_M et C_{ET} [° C⁻¹] est un facteur de correction (équation 14).

$$E_{pot}(t) = (1 + C_{ET}(T(t) - T_M)) \cdot E_{pot,M} \quad \text{Eq. 14}$$

Avec : $E_{pot}(t)$: évaporation potentiel corrigé au jour j⁻¹

C_{ET} : Facteur de correction (° C)

$T(t)$: Température au jour t (°C)

T_M : Température moyenne à long terme pour ce jour de l'année (°C)

$E_{pot,M}$: Evaporation moyenne à long terme pour ce jour de l'année (mm.j⁻¹)

La figure I.9 résume l'ensemble des données des 15 paramètres optimisables du modèle HBV Light qui contribuent aux trois composantes de l'écoulement total (pur Q_1 , hypodermique Q_2 et de base Q_3).

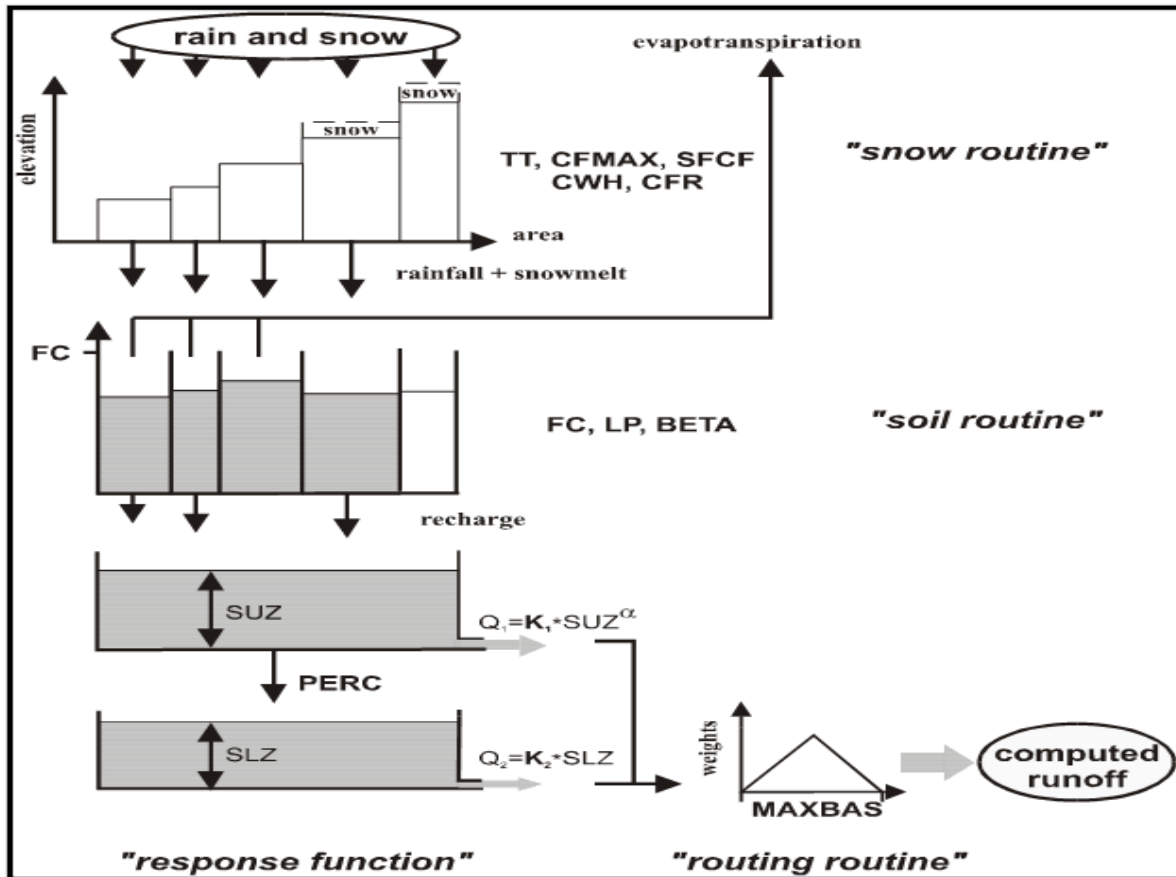


Figure I.9: Structure générale du modèle HBV Light.

Avec : TM: Température moyenne à long terme ($^{\circ}\text{C}$)

Recharge : Entrée de la routine du sol (mm jour^{-1})

SUZ : Stockage dans la zone supérieure (mm)

SLZ : Stockage dans la zone inférieure (mm)

UZL : Paramètre de seuil (mm)

PERC : max. percolation de zone inférieure (mm jour^{-1})

K_1 : Coefficient de récession ($\text{jour dans la zone du sous-sol } j^{-1}$)

Q_1 : Composante de ruissèlement ($\text{mm } \cdot \text{jour}^{-1}$)

K_2 : Coefficient de récession (j^{-1})

FC : Capacité de stockage maximale d'humidité du sol.

N.B (Fig. I.9) :

- SUZ n'a pas de limite supérieure,
- Q_2 ne peut jamais dépasser PERC/ ZSL et ne peut jamais dépasser PERC/ K_2 .
- Les 3 coefficients (K_0 , K_1 et K_2) des 3 composantes du débit simulé, Q_0 : Débit de ruissèlement pur, Q_1 : Débit hypodermique et Q_2 : Débit de base qui font partie de l'optimisation manuel au cours du calage du modèle,
- AXBAS : Temps de base de l'hydrogramme unitaire,
- FC : La plus grande teneur en eau dans le réservoir supérieur.

On peut distinguer deux types de paramètres : les paramètres de captage et les paramètres de zone de végétation.

I.10.2. Paramètres de captage

Tableau I.1: Paramètres de captage (Catchment Parameters).

Nom	Unité	Plage valide	Description
PERC	mm/d	[0,inf)	Paramètre de seuil
Alpha	-	[0,inf)	Coefficient de non linéarité
UZL	mm	[0,inf)	Paramètre de seuil
K0	1/d	[0,1)	Coefficient 0 de stockage (ou de récession)
K1	1/d	[0,1)	Coefficient 1 de stockage (ou de récession)
K2	1/d	[0,1)	Coefficient 2 de stockage (ou de récession)
MAXBAS	Δt	[1,100]	Longueur de pondération triangulaire de fonction
Cet	1/°C	[0,1]	Facteur potentiel de correction de l'évaporation
PCALT	%/100m	(-inf,inf)	Changements de précipitations avec l'altitude Variables
TCALT	°C/100m	(-inf,inf)	Variation de la température avec l'altitude Variables
Pelev	m	(-inf,inf)	Élévation de données des précipitations dans les fichiers PTQ
Telev	m	(-inf,inf)	Élévation des données des températures dans les fichiers PTQ
PART	-	[0,1]	Partie de la recharge qui est ajouté à la boîte des eaux souterraines
DELAY	d	[0,inf)	Période de temps pendant laquelle la recharge est répartie

I.10.3. Paramètres de zone végétation

Tableau I.2: Paramètres de végétation (Vegetation Zone Parameters).

Nom	Unité	Plage valide	Description
TT	°C	(-inf,inf)	Température de seuil
CFMAX	mm/d°C	[0,inf)	Facteur de degrés- Δt
SFCF	-	[0,inf)	Facteur de correction de chutes de neige
CFR	-	[0,inf)	Coefficient de regel
CWH	-	[0,inf)	Capacité de rétention d'eau
CFGlacier	-	[0,inf)	Facteur de correction de glacier
CFSlope	-	(0,inf)	Facteur de correction de pente
FC	mm	(0,inf)	Humidité maximale de stockage du sol
LP	-	[0,1]	Valeur de l'humidité du sol au-dessus duquel AET atteint PET
BETA	-	(0,inf)	paramètre qui détermine la contribution relative aux eaux de ruissellement de la pluie ou de la fonte des neiges

L'ensemble des paramètres de simulation sont donnés arbitrairement au début du traitement après avoir enregistré les données journalières des précipitations, des températures, des débits mesurés et les 12 valeurs moyennes de l'ETP mensuelle (Fig. I.10).

Figure I.10: Exemple du menu des paramètres de calage du modèle HBV Light.

La figure I.10, illustre le processus général de la version simplifiée du schéma d'utilisation du modèle HBV. Le modèle peut fonctionner à un pas de temps journalier ou mensuel, les données d'entrée requises comprennent des séries chronologiques de précipitations et des observations de température à chaque pas de temps journalier, et des estimations à long terme de la moyenne mensuelle de la température et de l'évapotranspiration potentielle.

Le modèle inclue aussi un module qui traite les précipitations d'entrée soit de la pluie ou de la neige, sur la base d'entrée de température à chaque pas de temps. Les précipitations et la fonte des neiges (si elle existe) sont ensuite traitées dans le module d'humidité du sol ou de la pluviométrie efficace qui contribue à l'écoulement de surface évalué. La partie restante de la pluie contribue au stockage de l'humidité du sol qui lui-même peut être évaporé tant qu'il y a assez d'eau dans le sous-sol.

Le résultat principal du modèle est le ruissellement à l'exutoire du bassin versant, qui est constitué de trois composantes (en millimètre par jour (mm.j^{-1})) : les eaux de ruissellement pur Q_0 , (mm.j^{-1}) hypodermique Q_1 (mm.j^{-1}) (contribution de l'écoulement près de la surface) et le débit de base Q_2 (mm.j^{-1}) (contribution de l'écoulement des eaux souterraines). Le modèle a un certain nombre de paramètres qui doivent être calibrés en fonction des observations disponibles. Dans la suite, le détail de chaque module est brièvement décrit dans l'organigramme représenté par la figure I.11 établie par Bouguerne en 2014.

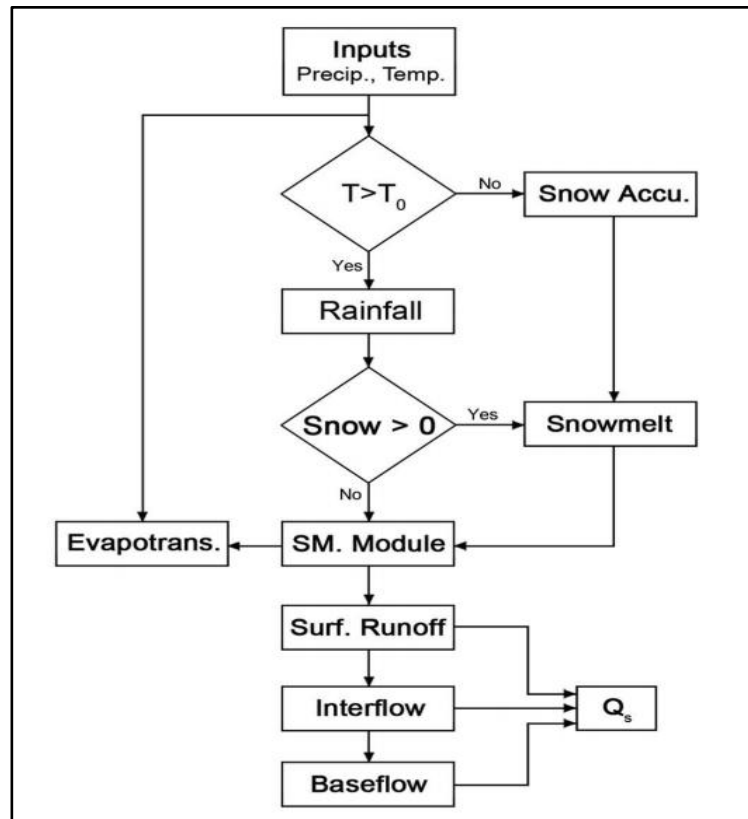


Figure I.11: Organigramme des procédés généraux de la version du modèle HBV Light (Seibert, 2005).

I.10.3. Fonte des neiges et accumulation de neige

La fonte des neiges et l'accumulation sont supposées être directement proportionnelles à la température. Le premier des paramètres du modèle est le seuil de, la température TT (Fig. I.11), pour des températures supérieures à la neige fondue et si TT est au-dessous de celle-ci la neige s'accumule. Le réglage de la température initiale TT à zéro degrés Celsius est une hypothèse de départ raisonnable si un événement de précipitations P (mm) se produit lorsque la température est inférieure à TT puis les précipitations s'accumulent sous forme de neige, sinon les précipitations d'entrée sont supposées comme précipitations. Tant que la température $t(t)$ reste au-dessous du seuil de la température TT , les précipitations d'entrée ne contribuent pas au ruissellement. Cependant, dès que la température dépasse le seuil, c'est le début de la fonte des neiges qui contribue à l'écoulement (Fig. I.11) (Bouguerne, 2014).

I.10.4. Précipitations efficaces et humidité du sol

Les précipitations tombant sur un bassin versant sont généralement divisées en deux volets :

- Le premier contribue à l'infiltration dans la zone des sols,
- Et le deuxième volet contribue au ruissellement de surface.

La deuxième composante, généralement connue sous le nom des précipitations efficaces, estimée par le HBV qui contribue à la teneur de l'humidité du sol au moment des précipitations. La capacité (FC) est le paramètre qui décrit le stockage maximal d'humidité du

sol dans la zone sous-sol. En général, la production devient plus concentrée en humidité du sol au moment des précipitations, et par la suite la contribution des précipitations au ruissellement. Lorsque l'humidité contenue dans le sol se rapproche de la capacité au champ d'infiltration, elle réduit la contribution des précipitations au ruissellement, c'est l'augmentation de la production.

L'équation 15, donne les précipitations efficaces en fonction de la teneur en humidité du sol.

$$P_{eff} = \left(\frac{SM}{FC}\right)^\beta (P + S_m) \quad \text{Eq. 15}$$

Avec : P_{eff} : Précipitations efficaces [L]
 SM : est réel l'humidité du sol [L]
 FC : est maximal dans le sol capacité de stockage [L]
 P : est la hauteur des précipitations quotidiennes [L]
 β [-] un paramètre du modèle (coefficient de forme)

Pour un déficit d'humidité du sol donnée (mesuré par le rapport de (SM/CF), SM est le paramètre, connu sous le nom de coefficient de forme, (P + SM) contrôle la quantité de l'eau qui contribue au ruissellement. La Figure I.12, montre la relation entre l'humidité du sol (SM), sur la capacité du terrain, le coefficient de forme β [-] et le coefficient de ruissellement qui est défini comme le rapport des précipitations effectifs à la profondeur d'eau totale disponible.

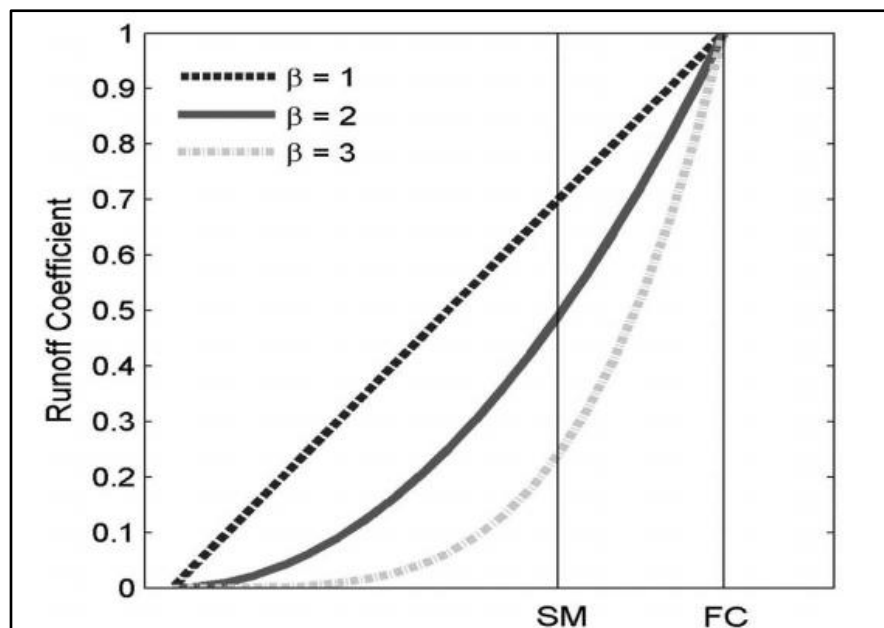


Figure I.12: Coefficient de ruissellement en fonction de l'humidité du sol et de la capacité maximale du stockage (Seibert, 2005).

La figure I.12, montre que l'humidité SM augmente avec le coefficient de forme β [-] et admet une valeur constante quel que soit la valeur β [-] pour une valeur de capacité maximale de stockage.

I.10.5. Relation entre l'humidité du sol et la capacité du champ des eaux de ruissèlement

Le montant particulier de l'humidité du sol sera plus élevé si le coefficient de ruissèlement est faible (Fig. I.12). En outre, l'humidité du sol (SM) se rapproche de la capacité du champ (FC), quand le coefficient de ruissèlement $\beta[-]$ augmente et tant que la capacité sur le terrain et le coefficient de forme FC sont utilisés comme paramètres d'étalonnage .

Il est à noter que le coefficient de ruissèlement et l'humidité du sol ne sont pas constants et qu'ils changent de façon dynamique au cours des pas de temps de simulation. Pour commencer les calculs une valeur initiale pour l'humidité du sol est nécessaire. La pluie efficace est calculée par l'utilisation de l'équation 15 et la valeur initiale de l'humidité du sol (SM) (Seibert, 2005).

Par exemple, si le coefficient de ruissèlement est estimé à 0,7, les 70% des précipitations contribuent aux eaux de ruissèlement et le reste (30%) s'infiltré dans le sous-sol. La valeur initiale de l'humidité du sol est ensuite mise à jour, fondée sur l'infiltration et l'évapotranspiration. Pour le prochain pas de temps, la nouvelle valeur de l'humidité du sol est utilisée et les calculs sont répétés en utilisant les nouvelles précipitations (Seibert, 2005).

I.10.6. Evapotranspiration

Pour calculer l'évapotranspiration réelle au niveau des bassins versants, l'utilisateur du modèle doit fournir à l'entrée et à long terme l'évapotranspiration potentielle mensuelle. Ensuite, pour chaque jour dans la période de simulation, l'ajustement de l'évapotranspiration potentielle est calculé en réduisant la valeur potentielle basée sur la différence entre la température moyenne dans la journée et à long terme de la température moyenne mensuelle (Equation 16).

$$PEa = (1 + C(T - T_m)).PE_m \quad \text{Eq. 16}$$

Avec : PEa : Ajustement de l'évapotranspiration potentielle [mm]

T : Température quotidienne moyenne

Tm : Température moyenne mensuelle à long terme

PE : Evapotranspiration potentielle moyenne mensuelle à long terme C'est un paramètre du modèle.

Le paramètre C du modèle est utilisé pour améliorer la performance du modèle lorsque la température quotidienne moyenne s'écarte considérablement de son long terme. L'humidité du sol et l'évapotranspiration réelle calculés sont couplées grâce à l'utilisation du point de flétrissement permanent du sol (PWP). L'équation 17, montre la relation entre l'humidité du sol et l'évapotranspiration réelle.

$$Ea = PEa \left(\frac{SM}{PWP} \right) \quad \text{si } SM < PWP$$

$$Ea = PEa \quad \text{si } SM > PWP$$

Eq. 17

Avec : Ea : Evapotranspiration réelle [mm]

PWP : Point de flétrissement permanent du sol [mm]

L'équation 17, indique que lorsque l'humidité du sol SM est au-dessus, l'évapotranspiration réelle se produit au même rythme que l'évapotranspiration potentielle.

Le PWP est une limite pour l'évapotranspiration de l'humidité du sol, ce qui signifie que lorsque l'humidité du sol est inférieure à PWP, l'évapotranspiration réelle est inférieure à l'évapotranspiration ajustée.

La réduction du montant de l'évapotranspiration est due à l'absence de la disponibilité de l'humidité du sol en dessous de PWP. La figure I.13, illustre la relation qui existe entre le rendement réel l'évapotranspiration et PWP décrit dans l'équation 17.

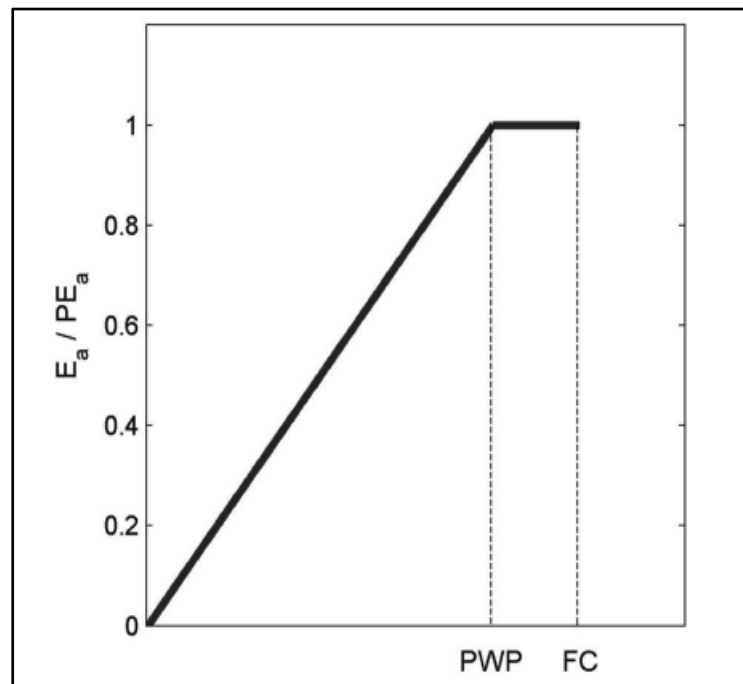


Figure I.13: Relation entre l'évapotranspiration réelle et PWP (Seibert, 2005).

La figure I.13, montre que lorsque le PWP est proche de la capacité au champ, l'évapotranspiration réelle sera plus élevée, et vice-versa. Sur la base des observations, les paramètres du modèle FC et PWP peuvent être tous les deux estimés par l'étalonnage du modèle.

I.10.7. Réponse des eaux de ruissellement

Ce module évalue le ruissellement à l'exutoire du bassin en se reposant sur le concept de réservoir. Le système se compose de deux réservoirs conceptuels, l'un au-dessus de l'autre, comme représentés schématiquement sur les figures I.8 et I.13. Le premier réservoir est introduit dans le modèle de l'écoulement près de la surface, tandis que le second réservoir est utilisé pour simuler le débit de base (contribution en eau souterraine).

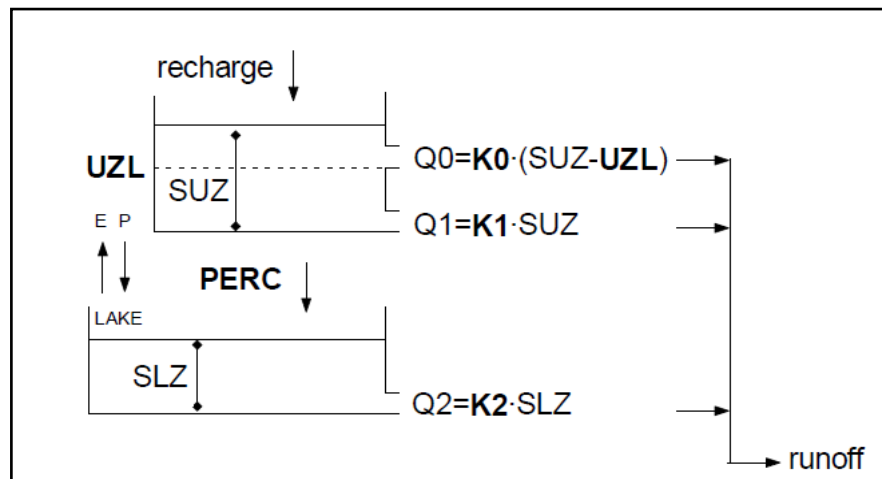


Figure I.14: Fonction de réponse.

recharge	= Entrée de la routine du sol (mm jour ⁻¹)
SUZ	= Stockage dans la zone supérieure (mm)
SLZ	= Stockage dans la zone inférieure (mm)
UZL	= paramètre de seuil (mm)
PERC	= max. percolation de zone inférieure (mm jour ⁻¹)
Ki	= Coefficient de récession (jour ⁻¹)
Qi	= Composante du ruissellement (mm / jour ⁻¹)

I.10.8. Etalonnage ou calibration du modèle

L'étalonnage du modèle est généralement effectué par essai manuel selon l'erreur technique (Bergström, 1992).

Différents critères peuvent être utilisés pour évaluer l'ajustement du débit simulé au ruissellement observé :

- Inspection visuelle des parcelles avec Q_{sim} et Q_{obs} ,
- Différence accumulée,
- Des critères statistiques.

Le coefficient d'efficacité, R_{eff} est utilisée pour l'évaluation des simulations par le modèle HBV.

$$R_{eff} = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - Q_{obs})^2} \quad \text{Eq. 18}$$

R_{eff} compare la prévision par le modèle le plus simple de prédiction possible, une valeur constante de la valeur moyenne observée sur toute la période.

$R_{eff} = 1$ ajustement parfait, $Q_{sim}(t) = Q_{obs}(t)$.

$R_{eff} = 0$ simulation aussi bonne (ou mauvaise) que la constante de la valeur de prédiction.

$R_{eff} < 0$ s'adaptent très pauvrement.

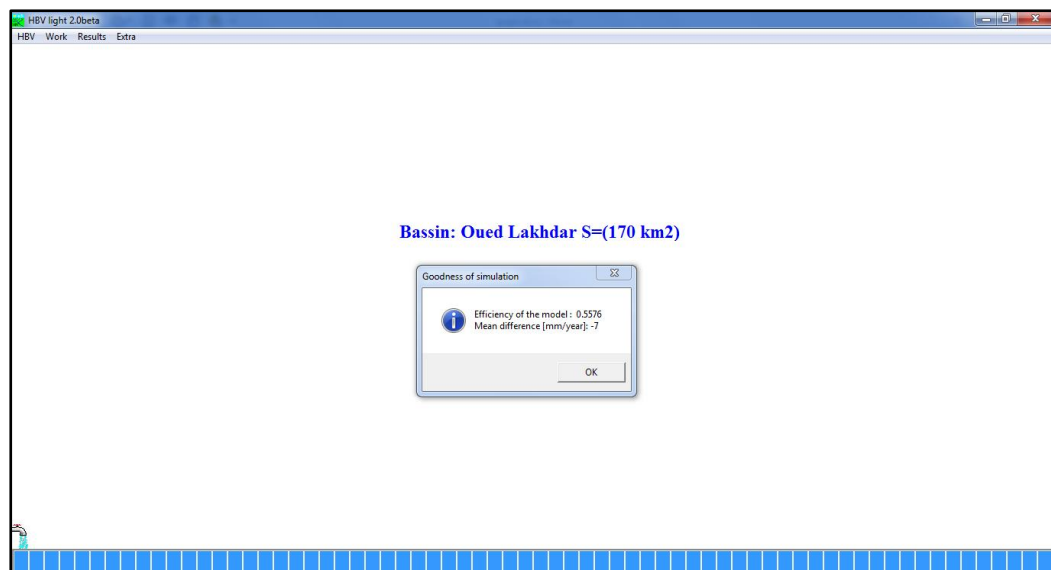


Figure I.15: Menu de l'efficacité du modèle HBV Light.

I.10.9. Résultat graphique

Les résultats sont tracés en fonction de l'option choisie. Le tableau I.3, indique les moyens d'observer la simulation par superposition des débits simulés ainsi que les températures et les précipitations. Comme on peut voir sur le graphique le niveau des eaux souterraines, l'évaporation ainsi que d'autres écoulements contribuent à l'écoulement global au niveau de l'exutoire (Fig.I.15).

Tableau I.3: Liste des Graphes-options (Cette opération est optionnelle).

Option Plot	Graphique	Plotted variable (s)
PTQ	Haut	Différence accumulée entre la sortie simulée et observée (en noir) et la température mesurée (en rouge)
	Milieu	Précipitations mesurées (bleu) et la neige simulée (en équivalent d'eau, en vert)
	Bas	Débit enregistrées (bleu) et simulées (en rouge)
Soil+E+Q	Haut	Evapotranspiration potentielle (bleu) et actuelle (rouge)
	Milieu	Montant de l'eau dans la zone du sol, SM (en rouge) Débit enregistré (bleu) et simulé (en rouge)
	Bas	Enregistré (bleu) et simulé (rouge) de décharge
GW+Q	Haut	Montant de l'eau souterraine dans la zone supérieure, SUZ (en bleu)
	Milieu	Montant de l'eau dans la zone inférieure des eaux souterraines, ZSL (noir)
	Bas	Débit enregistré (bleu) et simulé (rouge)

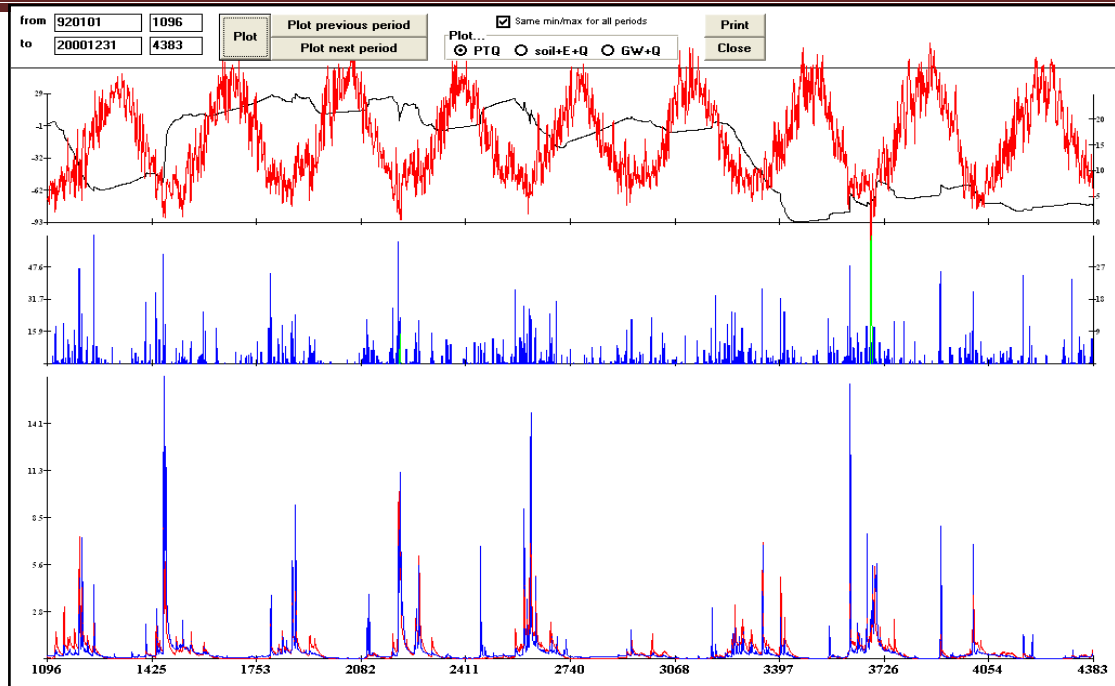


Figure I.16: Exemple des résultats graphiques de la simulation obtenue par le modèle HBV Light.

I.11. Modèle GR

Les modèles de simulation du Génie Rural fonctionnent aux pas de temps annuel, mensuel et journalier.

I.11.1. Objectifs de développement

La simulation du débit à l'exutoire d'un bassin versant est nécessaire voir indispensable pour de nombreuses applications d'ingénierie et de gestion de la ressource en eau, telles que le dimensionnement et la gestion d'ouvrages, la prévision des crues ou des étiages, la détection d'impact, etc. C'est pour répondre à ces questions que le Cemagref a commencé à développer au début des années 1980 des modèles hydrologiques (du Génie Rural - OR) permettant de faire le lien entre la lame d'eau précipitée sur un bassin versant et son débit à l'exutoire (Michel 1983). Au-delà de leur aspect pratique, ces modèles ont soulevé des questions essentielles sur la façon de représenter la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant.

I.11.2. Mode de développement

Bien que ces modèles soient parfois apparentés à des modèles conceptuels du fait de leur structure à réservoirs, ce sont en fait des modèles empiriques: leur construction s'est faite sur la base de grands jeux de données et en découvrant progressivement la structure permettant de reproduire au mieux le comportement hydrologique du bassin versant (c'est-à-dire sa réponse aux pluies).

Les idées suivantes se sont progressivement imposées au cours du développement de ces modèles pour permettre d'obtenir des modèles fiables et robustes (Mathevet, 2005):

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

I.11.3. Principales caractéristiques

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

- **au niveau des processus** : les modèles GR proposent des relations comportementales simples à l'échelle du bassin, mises au point empiriquement et sans liens directs avec la physique des processus à petite échelle et pouvant représenter une moyenne de plusieurs processus,

- **au niveau de l'espace** : les modèles GR sont globaux, c'est-à-dire que, tout en reconnaissant l'extraordinaire hétérogénéité de tout bassin versant, ils considèrent le bassin versant comme un tout. Les tentatives de distribution progressive n'ont, jusqu'à présent, pas abouti à des résultats intéressants. C'est le comportement de la moyenne spatiale qui est étudié en priorité,

- **au niveau du temps** : les modèles GR ont été développés pour des pas de temps de fonctionnement spécifiques : annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et journalier (GR4J). Les différents modèles travaillent donc sur des moyennes temporelles. Actuellement, le modèle journalier est appliqué au pas de temps horaire. Le modèle GR3H (horaire) utilisé dans certaines applications développées au Cemagref d'Aix-en-Provence (Fourmigué et Lavabre, 2005) correspond au modèle proposé par Edijatno (1991) au pas de temps journalier.

Dans la suite, on désignera par P (mm) la hauteur journalière de pluie, par E (mm) l'évapotranspiration potentielle journalière (ETP) et par Q (mm) le débit simulé (mm). P est une estimation de la pluie du bassin, calculée à partir de l'information pluviométrique disponible (postes au sol notamment). E n'est pas nécessairement une donnée datée mais peut être issue d'une courbe de régime d'ETP moyenne interannuelle. Toutes les variables internes des modèles sont exprimées en mm.

I.11.3.1. Description du modèle pluie-débit annuel GR1

I.11.3.1.1 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 de l'utiliser pour des applications d'évaluation et de gestion de la ressource en eau. La principale version, que nous présentons ici, est celle proposée par

Mouelhi (2003) et Mouelhi *et al.* (2006a).

I.11.3.1.2 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 de l'année $k-1$ et de l'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne E . Le modèle s'écrit:

$$Q_k = P_k \left(1 - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{X.E} \right)^2 \right]^{0.5}} \right) \quad \text{Eq.19}$$

Où : X est l'unique paramètre du modèle.

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

I.11.3.1.3. 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]. (Andreassian *et al.* 2007). (**Andreassian V., Charles P., Claude M.**

I.11.3.2. Description du modèle pluie-débit mensuel GR2M

I.11.3.2.1. Introduction

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à 2 paramètres Mensuel). Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1980, avec des objectifs d'applications dans le domaine des ressources en eau et des étiages. Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Kabouya (1990), Kabouya et Michel (1991), Makhlouf (1994), Makhlouf et Michel (1994), Mouelhi (2003) et Mouelhi *et al.* (2006b), qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. La version présentée ici est celle de Mouelhi *et al.* (2006b) qui paraît la plus performante. (Perrin *et al.* 2007).

Sa structure, bien qu'empirique, l'apparente à des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui semble être le meilleur moyen de tenir compte des conditions antérieures et d'assurer un fonctionnement en continu du modèle. Sa

structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage ainsi qu'une ouverture sur l'extérieur autre que le milieu atmosphérique. Ces trois fonctions permettent de simuler le comportement hydrologique du bassin.

I.11.3.2.2. Description mathématique

Un schéma de la structure est donné à la figure I.16. P_k est la pluie mensuelle du mois k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois calendaire. Les équations qui régissent le modèle sont les suivantes:

I.11.3.2.3. Description mathématique

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 :

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{S_k}{X_1}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{X_1}\right)}{1 + \frac{S}{X_1} \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{X_1}\right)} \quad \text{Eq. 20}$$

Le paramètre X_1 , capacité du réservoir, est positif et exprimé en mm. La pluie en excès, P_1 , est donnée par :

$$P_1 = P - P_s \quad \text{Eq. 21}$$

et le contenu du réservoir est actualisé :

$$S' = S_k + P_s \quad \text{Eq. 22}$$

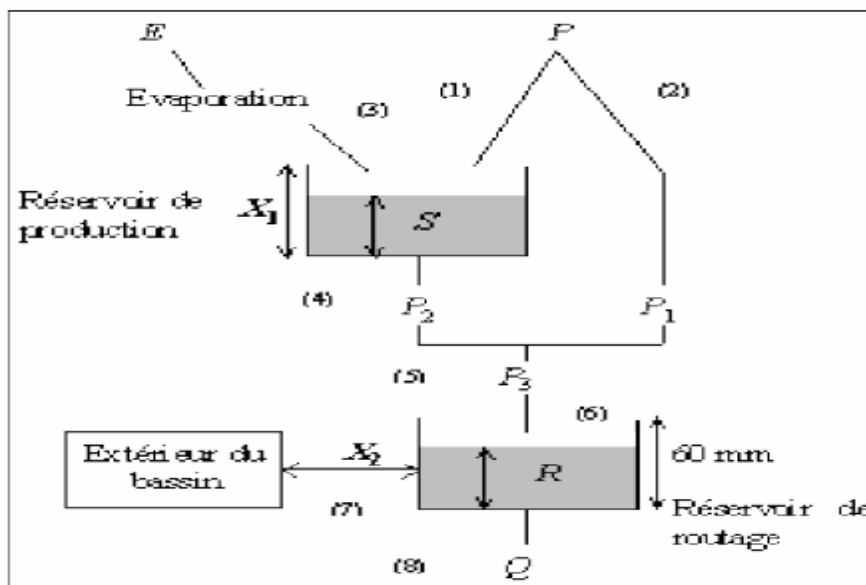


Figure I.17: Schéma de la structure du modèle GR2M.

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

$$P_s = \frac{S' \cdot \left(2 - \frac{S'}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S'}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)} \quad \text{Eq. 23}$$

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

$$S'' = S' - E_s \quad \text{Eq. 24}$$

• Percolation

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

$$P_2 = S'' \cdot \left(1 - \left[1 + \left(\frac{S''}{X_1}\right)^3\right]^{-1/3}\right) \quad \text{Eq. 25}$$

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

$$S_{k+1} = S'' - P_2 \quad \text{Eq. 26}$$

• Routage et échange avec l'extérieur non atmosphérique

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

$$P_3 = P_1 + P_2$$

Le niveau R_k dans le réservoir devient alors R' :

$$R' = R_k + P_3$$

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

$$F = (X_2 - 1) \cdot R'$$

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

$$R'' = X_2 \cdot R'$$

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

$$Q_k = \frac{R''^2}{R'' + 60} \quad \text{Eq. 27}$$

Le contenu du réservoir est enfin actualisé par :

$$R_{k+1} = R'' - Q_k \quad \text{Eq. 28}$$

I.11.3.2.4. Paramètres

Le modèle a deux paramètres optimisables :

X_1 : Capacité du réservoir de production (mm)

X_2 : Coefficient d'échanges souterrains (-)

Sur un large échantillon de bassins versants, on obtient les valeurs données dans le (Tab. 1).

Tableau I.4: Valeur des paramètres du modèle GR2M
(Andreassian *et al.*, 2007).

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 90 %
X1 (mm)	380	140 - 2640
X2 (-)	0,92	0,21 - 1,31

I.11.3.3. Modèle pluie-débit journalier GR4J

I.11.3.3.1. Introduction

Le modèle GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier). Son développement a été initié au Cemagref au début des années 1980, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications de gestion de la ressource en eau et d'ingénierie (dimensionnement d'ouvrage, prévision des crues et des étiages, gestion de réservoirs, détection d'impact...). Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Edijatno et Michel (1989), Edijatno (1991), Nascimento (1995), Edijatno *et al.* (1999), Perrin (2000), Perrin (2002) et Perrin *et al.* (2003) qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. C'est la version de Perrin *et al.* (2003) qui est présentée ici.

Bien que GR4J soit un modèle empirique, sa structure l'apparente à des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui permet de tenir compte des conditions antérieures et d'en assurer un fonctionnement en continu. Sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage, des hydrogrammes unitaires ainsi qu'une fonction d'ouverture sur l'extérieur non atmosphérique permettant de simuler le gros du comportement hydrologique du bassin.

Le modèle GR4J a certaines fonctions communes avec le modèle GR2M (par exemple la fonction de production liée au réservoir sol). Son module de routage est cependant plus sophistiqué qu'au pas de temps mensuel.

I.10.3.3.2. Description mathématique

Un schéma de la structure est donné à la figure I.18, P_k est la pluie journalière du jour k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même jour calendaire.

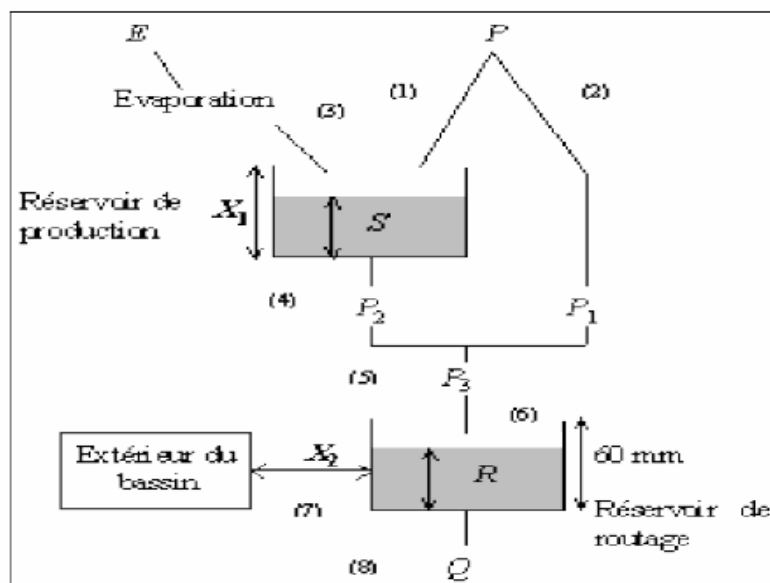


Figure I.18: Schéma de la structure du GR4J

- **Neutralisation**

La première opération est la neutralisation de Pk par E pour déterminer une pluie nette Pn et une évapotranspiration nette En calculée par :

Si $Pk > E$, alors $Pn = Pk - E$ et $En = 0$

Si $Pk < E$, alors $Pn = 0$ et $En = E - Pk$

- **Fonction de rendement**

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

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{Sk}{X_1}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{Pn}{X_1}\right)}{1 + \frac{Sk}{X_1} \cdot \tanh\left(\frac{Pn}{X_1}\right)} \quad \text{Eq. 29}$$

Où:

X_1 (mm) : Capacité maximum du réservoir de production,

Sk : Contenu du réservoir de production au début du jour k .

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

$$E_s = \frac{Sk \cdot \left(2 - \frac{Sk}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{En}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{Sk}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{En}{X_1}\right)} \quad \text{Eq. 30}$$

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

$$S' = Sk + Ps - Es$$

- **Percolation:**

Une percolation *Perce* issue du réservoir de production est alors calculée par l'équation suivante :

$$\text{Perc} = S'' \cdot \left(1 - \left[1 + \left(\frac{4S''}{9X_1}\right)^3\right]^{-1/4}\right) \quad \text{Eq. 31}$$

Par suite, le contenu du réservoir devient :

$$S_{k+1} = S' - \text{Perc} \quad \text{Eq. 32}$$

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

$$Pr = \text{Perc} + (Pn - Ps) \quad \text{Eq. 33}$$

I.10.3.3.3. Hydrogrammes unitaires

Pr 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 $HU2$. (Boursali I. 2016)

$HU1$ et $HU2$ dépendent du même paramètre $X4$, temps de base de $HU1$ exprime 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 $t = 0$	$SH1(t) = 0$
Pour $0 < t < X4$	$SH1(t) = \left(\frac{t}{X4}\right)^{5/2}$
Pour $t > X4$	$SH1(t) = 1$

- **SH2 est définie en fonction du temps par:**

Pour $t = 0$ $SH\ 2(t) = 0$

Pour $0 < t < X4$ $SH\ 2(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X4}\right)^{5/2}$

Pour $X4 < t < 2X4$ $SH\ 2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X4}\right)^{5/2}$

Pour $t > 2X4$ $SH\ 2(t) = 1$

- Les ordonnées de $HU1$ et $HU2$ sont alors calculées par :

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j-1)$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j-1)$$

Où j est un entier.

Pour $t \geq 0$ $SH\ 1(t) = 0$

Pour $0 < t < X4$ $SH(t) = \left(\frac{t}{X4}\right)^{5/2}$

Les ordonnées de $HU1$ et $HU2$ sont alors calculées par :

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j-1)$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j-1)$$

Où : j est un entier.

A chaque pas de temps k , les sorties $Q9$ et $Q1$ des deux hydrogrammes correspondent à la convolution des pluies antérieures par la clé de répartition donnée par l'hydrogramme discrétisé et sont calculées par :

$$Q9(i) = 0,9 \cdot \sum_{k=1}^l UH1(k) \cdot Pr(i-k+1)$$

$$Q1(i) = 0,1 \cdot \sum_{k=1}^m UH2(k) \cdot Pr(i-k+1)$$

ou $l = \text{int}(X4) + 1$ et $m = \text{int}(2 \cdot X4) + 1$, avec $\text{int}(\cdot)$ désignant la partie entière.

I.11.3.3.4. Fonction d'échange avec l'extérieur non atmosphérique

Un échange souterrain en eau est calculé par :

$$F = X2 \left(\frac{R}{X3}\right)^{7/2} \tag{Eq. 34}$$

Où :

R_k : Niveau dans le réservoir en début de pas de temps,

$X3$: Capacité à un jour du réservoir,

$X2$: 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.

I.11.3.3.5. Réservoir de routage

Le niveau dans le réservoir de routage est modifié en ajoutant la sortie Q_9 de l'hydrogramme $HU1$ et F

$$R' = \max(0, Rk + Q_9(k) + F) \quad \text{Eq. 35}$$

Il se vidange ensuite en une sortie Q_r donnée par :

$$Q_r = R' \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{R'}{X_3} \right)^4 \right] \right\}^{-1/4} \quad \text{Eq. 36}$$

$$Rk + 1 = R' - Q_r \quad \text{Eq. 37}$$

I.11.3.3.6. Ecoulement total

La sortie Q_1 de l'hydrogramme $HU2$ est soumise au même échange pour donner la composante d'écoulement Q_d :

$$Q_d = \max(0 ; Q_1(k) + F) \quad \text{Eq. 38}$$

Le débit total Q est alors donné par :

$$Q = Q_r + Q_d \quad \text{Eq. 39}$$

I.11.3.3.7- Paramètres

Le modèle GR4J ne comporte que quatre paramètres à caler :

X_1 : Capacité du réservoir de production (mm)

X_2 : Coefficient d'échanges souterrains (mm)

X_3 : Capacité à un jour du réservoir de routage (mm)

X_4 : Temps de base de l'hydrogramme unitaire $HU1$ (j)

Sur un large échantillon de bassins versants, Andreassian *et al.* 2007 ont obtenu les valeurs données dans le (Tab. 3).

Tableau I.5: 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

I.12. Conclusion

Grâce aux progrès importants réalisés dans le domaine de l'informatique et des Systèmes d'Informations Géographiques, les modèles hydrologiques et en particulier distribués utilisent une description de plus en plus complète du bassin versant et des termes du cycle hydrologique. Ces modèles sont devenus des outils d'aide à la décision, de la gestion des ressources en eau disponibles (dimensionnement d'ouvrages, la disponibilité de la ressource) et de l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur la ressource en eau. Cependant, du fait du grand nombre de paramètres qui interviennent dans les processus hydrologiques, la complexité de ces bassins et la méconnaissance des données hydropluviométriques, cet approche pointue n'apporte pas forcément des résultats meilleurs. A cet effet, nous avons fait appel à l'utilisation de deux modèles conceptuels globaux, HBV Light et le GR pour rendre compte du comportement hydrologique du bassin.

Les résultats de la simulation du quotidien de notre bassin versant (chapitre IV) seront interprétés en comparaison avec les résultats issus des deux modèles utilisées (globaux). Le modèle doit parfaitement reproduire les données d'observation. Il est impossible d'avoir un ajustement parfait entre les simulations du modèle et les observations. Il est bon de rappeler que le modèle n'est qu'une simplification de la réalité, il représente au mieux les dynamiques simplifiées des processus physiques et indépendamment de l'incertitude associée aux observations et à la structure du modèle.

CHAPITRE II

Présentation de la zone d'étude

II.Introduction

Le présent chapitre vise particulièrement à donner un aperçu rapide sur la géographie, la géologie, l'hydrogéologie, l'hydrologie et les principales caractéristiques physiques du bassin versant de l'Oued Lakhdar (ex Chouly). Ce sont des facteurs descriptifs qui détermineront les conditions de ruissèlement.

II.1 Présentation générale du bassin versant de la Tafna

Situé au Nord-Ouest du territoire algérien, le bassin versant de la Tafna est comptabilisé parmi les grands bassins du Nord-ouest algérien. Il s'étend sur la totalité de la wilaya de Tlemcen sur une superficie de 7245 km² et déborde sur le royaume du Maroc. Il porte le code 16 des 17 bassins de l'Algérie et appartient à la région hydrographique de l'ensemble Oranie-Chott Chergui (Fig. II.1).

Le bassin versant de la Tafna est limité par :

- Au Nord : la mer Méditerranée,
- A l'Ouest : le Maroc,
- A l'Est : le bassin versant de la Macta et le côtier Oranais,
- Au Sud : les hauts plateaux Oranais.

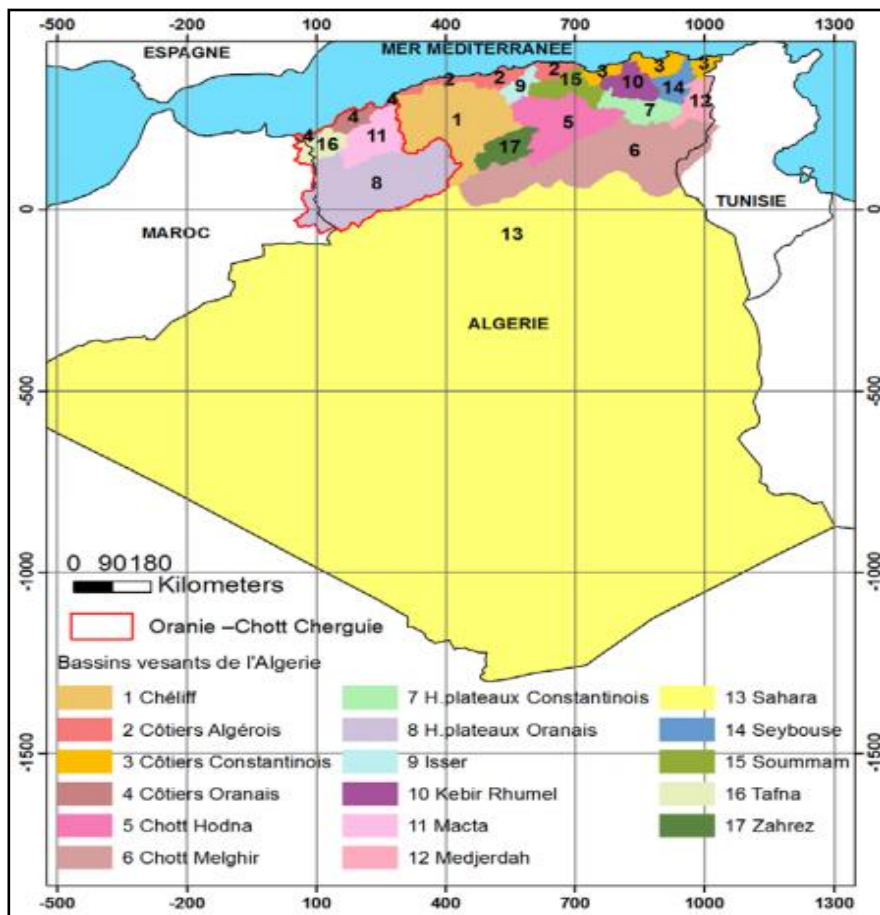


Figure II.1: Situation géographique du bassin versant de la Tafna

Globalement, le bassin versant peut être subdivisé en trois grandes parties:

- partie orientale avec comme principaux affluents l'oued Isser et l'oued Sikkak,
- partie occidentale comprenant la Haute Tafna (oued Sebdou et oued Khemis) et l'oued Mouilah
- partie septentrionale: qui débute pratiquement du village Tafna et s'étend jusqu'à la plage de Rachgoun, embouchure de la Tafna sur la mer. Les oueds Boukiou, Boumessaoud et Zitoun sont les principaux affluents de cette partie.

Les plaines du bassin de la Tafna s'étendent aux pieds des monts de Tlemcen en avant des massifs des Traras et du Tessala, elles sont entourées de massifs aux reliefs élevés dessinant un édifice régulier formé essentiellement de terrains mésozoïques et cénozoïques.

- Les monts des Traras au Nord Ouest, dressent une barrière entre le bassin et la mer, ils correspondent à une série de crêtes de direction NE-SW culminant à 1136 m au djebel Fillaoucène. Ces monts comprenant la chaîne de Fillaoucène qui s'étend vers l'Ouest par le massif des Béni-Snassen.

- les monts de Tlemcen dessinant la bordure sud du bassin, s'interposent entre deux domaines bien définis:

*- le domaine des nappes du Tell au Nord,

*- le domaine stable des hautes plaines oranaises au Sud.

La terminaison occidentale des monts de Tlemcen qui s'élève graduellement du Nord vers le Sud est occupée par un massif montagneux représenté par les monts de Rhar-Roubane (Fig. II.2).

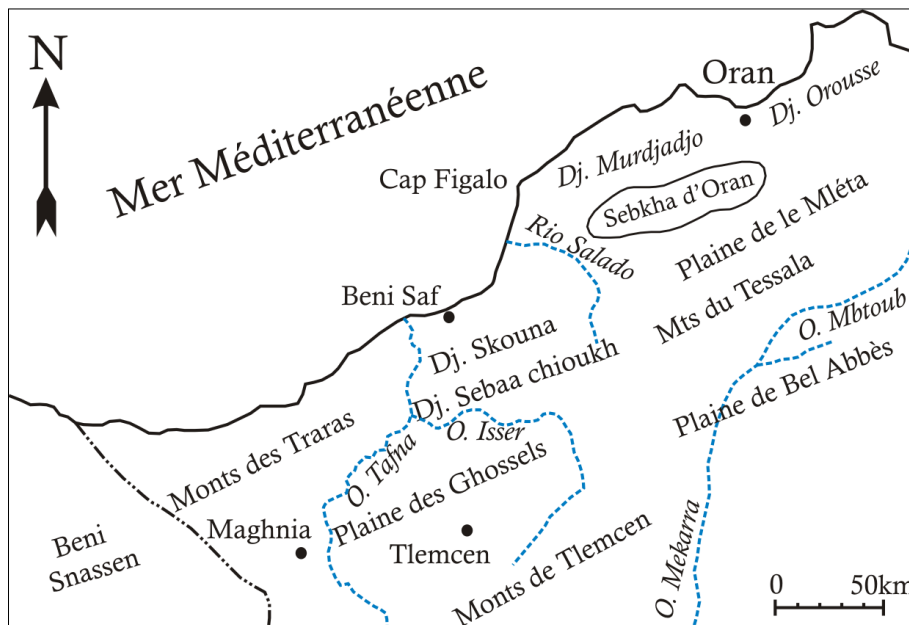


Figure II.2: Situation géographique du bassin de la Tafna (Perrodon, 1957).

II.2. Réseau hydrographique de la Tafna

La disposition du réseau hydrographique est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux qui ont affecté la région au cours des temps géologiques. Le chevelu hydrographique suit pratiquement les accidents importants qui ont affecté les formations carbonatées du Jurassique et se modifie avec l'évolution de la tectonique (Bouanani, 2004).

Le bassin de la Tafna est constitué de huit sous bassins, dont deux se trouvent en amont dans le territoire marocain (Fig. II.3).

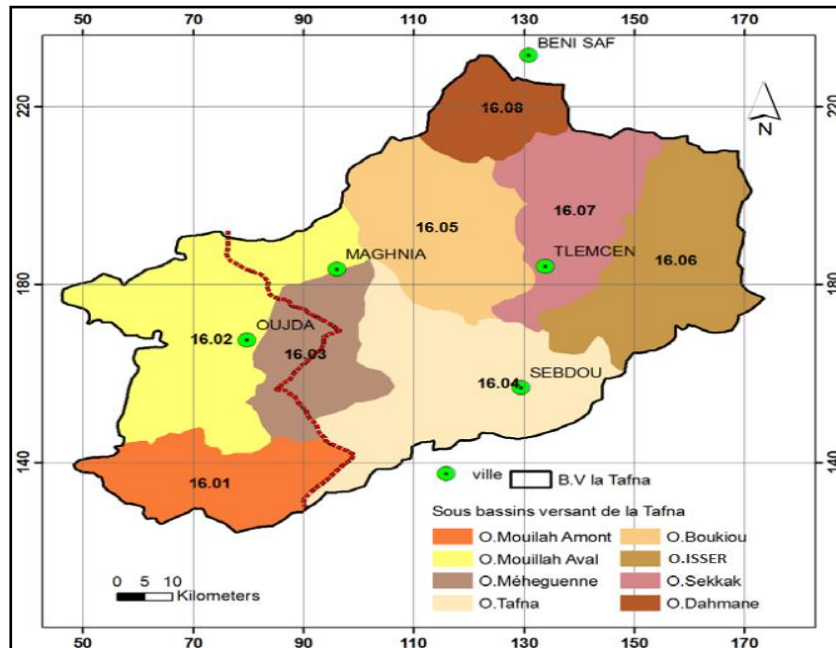


Figure II.3 : Sous bassins de la Tafna (Benmoussat, 2011)

II.3. Description du bassin versant de l'oued Lakhdar (oued Chouly)

Le bassin versant de l'Oued Lakhdar est un affluent de la Tafna (Fig. II.4). Il occupe une superficie de 288.91 km² (3.98% de la superficie du bassin de la Tafna), dont la superficie du bassin contrôlé est de 170 Km².

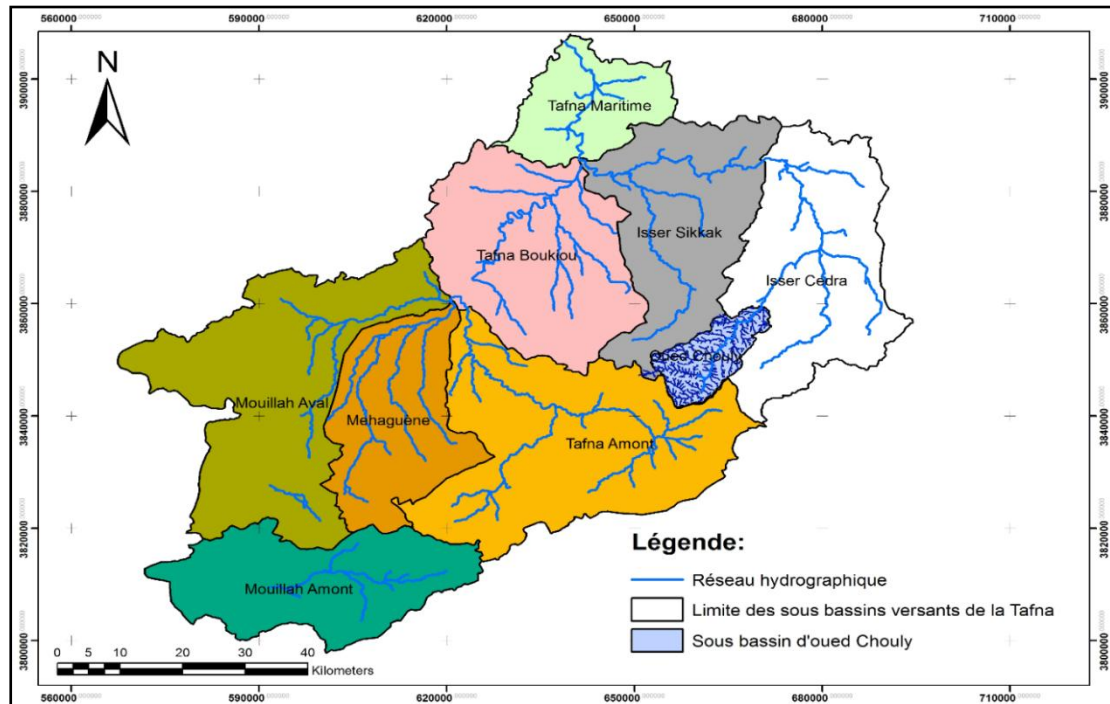


Figure II.4: Situation géographique du bassin d'Oued Lakhdar.

Le bassin versant de l'Oued Lakhdar est limité :

- au Sud, par le sous bassin de Meffrouch,
- à l'Est, par oued Isser,
- à l'Ouest, par le sous bassin de Sikkak.

Le réseau hydrographique de l'Oued Lakhdar est de direction SW – NE, c'est un cours d'eau à régime permanent qui doit sa pérennité aux nombreuses sources qui l'alimentent telles que : Aïn Tot Hamam, Aïn Ouissert et Aïn Béni Hella.

Le cours d'eau principal se jette plus bas dans oued Isser constituant ainsi son principal affluent (affluent rive gauche). Il prend sa source dans les monts de Tlemcen à environ 900 m d'altitude, il draine le versant Nord de ces monts, sa vallée est surplombée par une série de massifs (Bouanani, 2004).

II.4. Etude des caractéristiques morphométriques

L'écoulement naturel des eaux dans un bassin versant est commandé à la fois par les conditions climatiques et par les caractéristiques physiques du bassin.

Les caractéristiques physiques les plus importantes qui jouent un rôle essentiel et qui font l'objet de l'analyse morphométrique sont : la forme, l'ordre des cours d'eau, le relief et les modèles de représentation.

Il existe un certain nombre de caractéristiques qui pourront compléter l'analyse morphométrique, tels que : la densité de drainage, la fréquence des cours d'eau, l'allongement et le profil des cours d'eau.

(Les résultats de cette étude ont été pris majoritairement des travaux de Gherissi, 2011 et 2017)

II.4.1. Caractéristiques de forme

Ce sont les caractères purement géométriques des bassins que l'on peut atteindre par le seul concours des relevés topographiques. Leurs utilisations ont pour but, la quantification des facteurs caractéristiques du milieu physique d'un bassin versant.

Pour délimiter le bassin d'Oued Lakhdar, plusieurs cartes topographiques à l'échelle 1/50 000 ont été utilisées :

- Carte topographique de Tlemcen, N°270.
- Carte topographique d'Ouled Mimoun, N°271.
- Carte topographique de Terny, N°300.
- Carte topographique de Beni-Smiel, N°301.

L'exutoire pris sur l'Oued est désigné par la station hydrométrique (coïncidant avec le point de confluence avec l'oued Isser) (Fig. II.5) dont l'altitude est de 502 m, et de coordonnées Lambert :

$$\begin{cases} x = 157.4 \text{ km} \\ y = 190,0 \text{ km} \end{cases} \quad \begin{cases} 3^{\circ} 75' 31'' \\ 38^{\circ} 84' \end{cases}$$

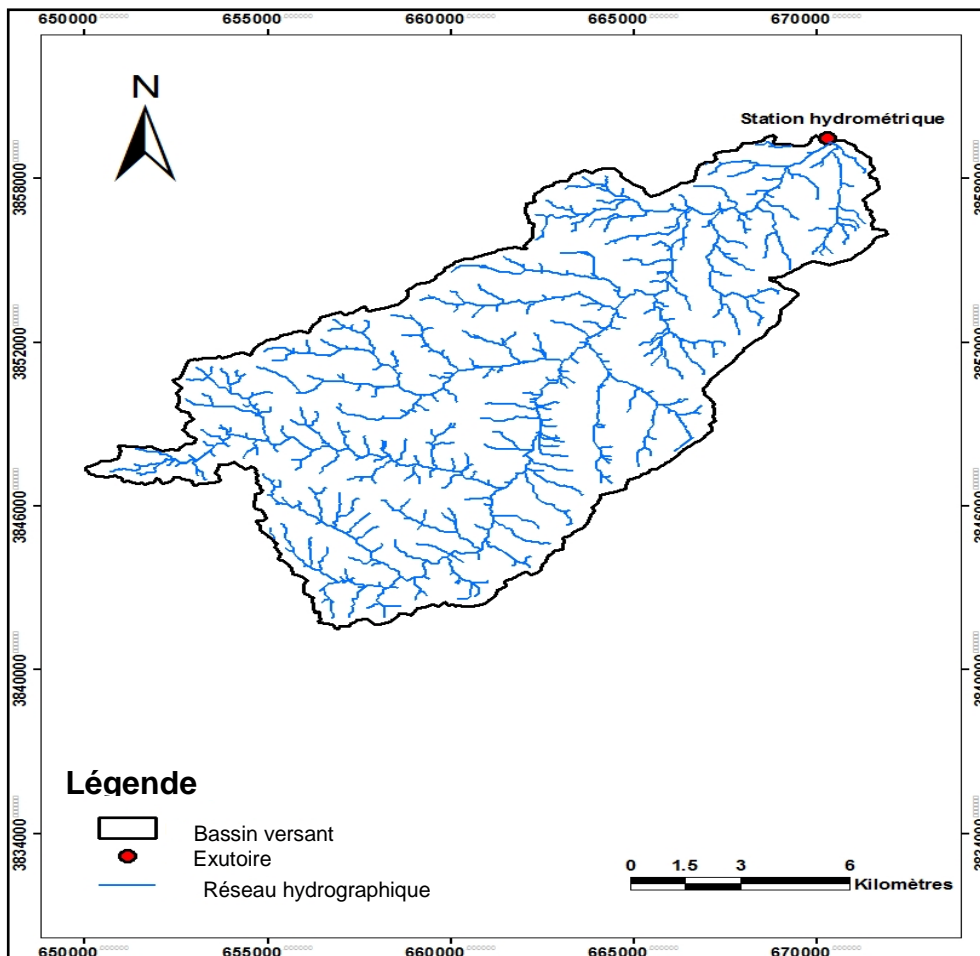


Figure II.5: Réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Lakhdar (Gherissi, 2017).

II.4.1.1. Indice de compacité de Gravelius (K_c)

Le coefficient de compacité de Gravelius est le rapport entre le périmètre (P) du bassin et la circonférence du cercle ayant la même superficie que le bassin (S). Il est donné par la relation suivante :

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

Où :

K_c : Coefficient de compacité de Gravelius,

P : Périmètre du bassin versant contrôlé (P= 60 km),

S : Surface du bassin versant contrôlé (A= 170 Km²).

Le cercle étant par définition l'élément le plus compact, son indice de compacité K_c sera égal à 1. Cette valeur croîtra au fur et à mesure que la compacité du système diminue.

Sur le plan morphologique, la valeur élevée de l'indice de compacité ($K_c = 1.28$) traduit la forme allongée du bassin versant (contrôlé) de l'Oued Lakhdar

II.4.1.2. Rectangle équivalent

Le rectangle équivalent permet de comparer l'influence de la forme sur l'écoulement dans les différents bassins versants. (Fig.II.6).

$$\text{Longeur (L)} \quad L = \frac{K_c \sqrt{S}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad \text{Eq.II. 2}$$

$$L = 21.7 \text{ Km}$$

Avec : L : Longueur du rectangle,

$$\text{Largeur (l)} \quad l = \frac{K_c \sqrt{S}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad \text{Eq.II. 3}$$

$$l = 7.68 \text{ km.}$$

l : Largeur du rectangle

Tableau II.1: Caractéristiques de forme du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Bassin	Superficie (Km ²)	Périmètre (Km)	Kc	Rectangle équivalent	
				Longueur (Km)	Largeur (Km)
Oued Lakhdar	170	60	1,28	21,7	7,68

Tableau II.2 : Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Tranches d'altitudes (m)	Altitudes %	Surfaces partielles		Surfaces cumulées	
		Surface partielle (ai) (Km ²)	Fraction Surface parti. %	Surfaces cumulées (Km ²)	Fraction Surfaces cumulées %
1500-1579	8.78	2.06	1.21	2.06	1.21
1400-1500	20.48	8.31	4.89	10.37	6.1
1300-1400	32.18	31.35	18.44	41.72	24.54

1200-1300	43.88	27.29	16.05	69.01	40.59
1100-1200	55.58	24.1	14.18	93.11	54.77
1000-1100	67.28	15.8	9.29	108.91	64.06
900-1000	78.98	13.25	7.79	122.16	71.85
800-900	90.68	20.82	12.25	142.98	84.1
725-800	100	27.02	15.89	170	100

La représentation graphique du rectangle équivalent apparaît sur la figure qui suit :

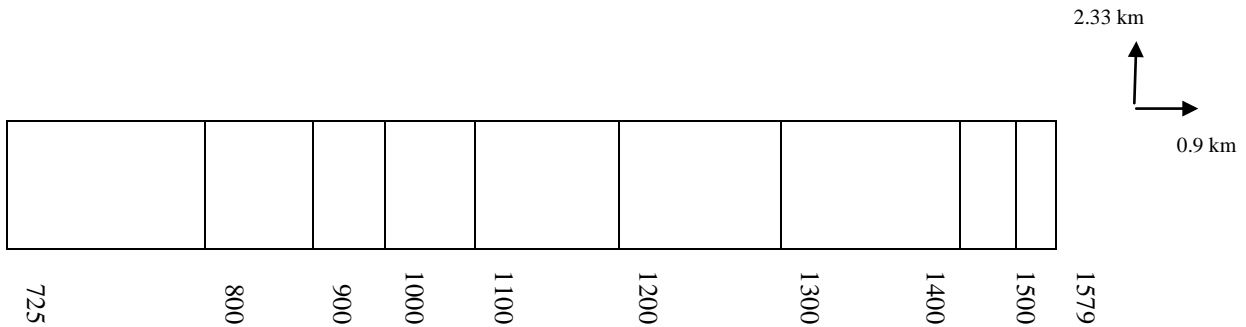


Figure II.6: Représentation graphique du rectangle équivalent du BV d'Oued Lakhdar.

II.4.2. Étude du relief

II.4.2.1. Courbe hypsométrique

Le relief est un facteur essentiel qui permet de déterminer en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains, l'infiltration et l'évaporation. C'est un élément capital dans le comportement hydrologique d'un bassin.

Partant de la répartition par tranches d'altitudes du bassin (Tableau II.2), nous avons établi la courbe hypsométrique (Fig.II.7).

On tracera la courbe hypsométrique avec en abscisses les pourcentages des surfaces partielles cumulées et en ordonnées les altitudes.

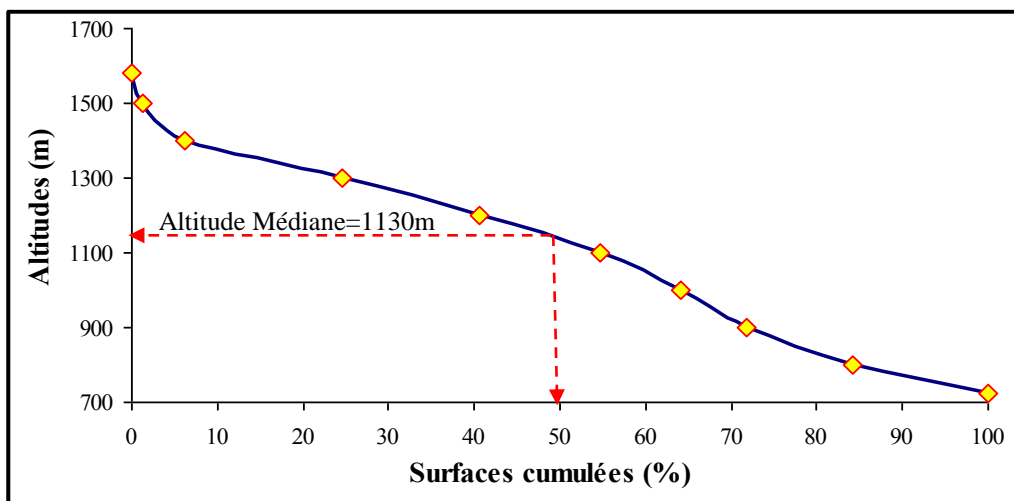


Figure II.7: Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

La courbe hypsométrique a une allure qui semble assez régulière, vers le bas, à partir de 1200 m d'altitude, nous remarquons une concavité qui se traduit par une variation de pentes qui s'accroissent de plus en plus vers les plus basses altitudes.

La concavité de la courbe hypsométrique (Fig. II.8), montre que la forme du bassin d'Oued Lakhdar présente un état de maturité (équilibre) où le potentiel érosif est moyen.

Altitudes caractéristiques

- L'altitude de fréquence 1/2 = 1130 m.
- L'altitude la plus fréquente = 1350 m (voir figure II.8).

Tableau II.3: Altitudes caractéristiques du sous bassin de l'Oued Lakhdar.

Bassin	Altitude la plus fréquente (m)	Altitude de fréquence 1/2 (m)	Observation
oued Lakhdar	1400-1300	1130	Equilibre

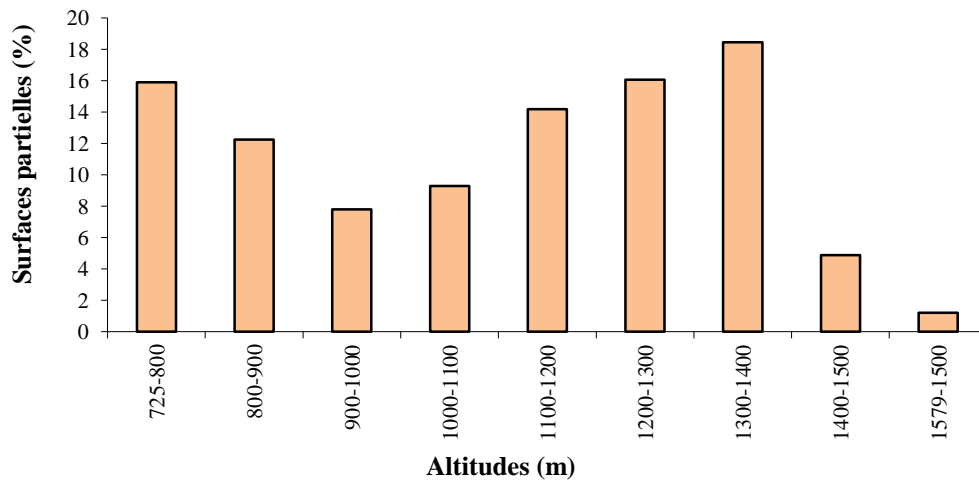


Figure II.8: Histogramme de fréquences altimétriques du bassin versant de l'Oued Lakhdar

II.4.2.2- Indice de pente

a- Indice de pente (Ip)

Le relief joue un rôle important, car il commande en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains. Son appréhension peut être faite à l'aide de l'indice de pente de Roche Ip donné par la relation suivante :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n X_i \sqrt{\beta_i(a_i - a_{i-1})} \tag{Eq.II.4}$$

β_i : Fraction de la surface totale du bassin comprise entre les côtes a_i et a_{i-1} , fraction donnée par le tableau hypsométrique,

X_i : Distance séparant deux courbes de niveau sur le rectangle équivalent,

L : Longueur du rectangle équivalent,

$a_i - a_{i-1}$: Dénivelé entre deux courbes voisines (m).

$I_p = 0.19$

b- Indice de pente global (I_g)

Sur la courbe hypsométrique déjà tracée, on prend les points tels que la surface supérieure ou inférieure soit égale à 5 % de la surface totale.

$$I_g = D/L \quad \text{Eq.II.5}$$

Avec :

D : Dénivelée (m) : $H_{5\%}$, $H_{95\%}$ ($H_{5\%}$ et $H_{95\%}$ sont les altitudes entre lesquelles s'inscrivent 90% de la surface du bassin),

L : longueur du rectangle équivalent,

I_g : indice de pente global de Roche.

La dénivelée D est donc égale à $D = H_{5\%} - H_{95\%}$: altitude exprimée en m

$H_{5\%} = 1400$ m

$D = 600$ m

$H_{95\%} = 800$ m

$I_g = 0.027$.

La valeur de I_g trouvée : $0.02 < I_g = 0.027 < 0.05$ indique suivant la classification de l'O.R.S.T.O.M. (Tableau II.4) que le bassin de l'Oued Lakhdar a un relief assez fort.

Tableau II. 4: Classification des reliefs selon I_g par l'O.R.S.T.O.M

Relief très faible	$I_g < 0.002$ m/km
Relief faible	$0.002 < I_g < 0.005$
Relief assez faible	$0.005 < I_g < 0.01$
Relief modéré	$0.01 < I_g < 0.02$
Relief assez fort	$0.02 < I_g < 0.05$
Relief fort	$0.05 < I_g < 0.5$
Relief très fort	0.5 m/km $< I_g$

c- Dénivelée spécifique (D_s)

I_g diminue quand L augmente (donc en général quand la surface du bassin versant augmente), il sera donc difficile de comparer deux bassins versants de tailles différentes. On définit donc une grandeur qui ne présente pas d'inconvénient de l'influence de la surface qui est la dénivelée spécifique (D_s).

$$D_s = I_g \sqrt{A} \quad \text{Eq.II.5}$$

D_s est proportionnelle à la largeur :

$$D_s = \frac{D}{L} \sqrt{L \cdot 1} = D \sqrt{\frac{1}{L}} \quad \text{Eq.II.6}$$

$D_s = 356.9 \text{ m}$

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ($D = H_{5\%} - H_{95\%}$) et de la forme du bassin ($1/L$). Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M, indépendante des surfaces des bassins (Tableau II.5) (Merrien, 2009) :

Tableau II.5 : Classification du relief selon D_s .

$D_s < 10\text{m}$	Relief très faible
$10\text{m} < D_s < 25\text{m}$	Relief faible
$25\text{m} < D_s < 50\text{m}$	Relief assez faible
$50\text{m} < D_s < 100\text{m}$	Relief modéré
$100\text{m} < D_s < 250\text{m}$	Relief assez fort
$250\text{m} < D_s < 500\text{m}$	Relief fort
$D_s > 500\text{m}$	Relief très fort

La valeur de D_s , traduit bien l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief.

d- Indice de pente moyenne (I_m)

Elle est donnée par la formule suivante :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{B_i [a_i - (a_i - 1)]} \quad \text{Eq. II.7}$$

Avec :

I_p : indice de pente [m/km].

L : longueur du rectangle équivalent [m].

B_i : fraction de la longueur du rectangle équivalent en %

a_i : fraction en % de la surface A comprise entre deux courbes de niveau

$$I_{p_{\text{moy}}} = 21.6\%$$

Cet indice montre le caractère montagneux de la zone de l'Oued Lakhdar. Il met en évidence que les pentes sont très élevées.

Tableau II. 6: Indices de pente et reliefs du sous bassin de l'Oued Lakhdar.

Sous bassin	I_m	I_p	I_g	Relief selon I_g	D_s (m)	Relief selon D_s
Oued Lakhdar	0.216	0.19	0.027	Assez fort	356.9	Relief fort

L'examen du tableau permet de conclure que la zone d'étude est à relief fort, présentant un caractère montagneux traduisant l'aspect accidenté de la région.

La carte de la répartition des pentes du bassin versant (%) (Fig. II.9), montre que le bassin est caractérisé par des pentes très fortes dépassant les 60% aux abords de l'Oued. A l'Est et l'Ouest du bassin les pentes sont moyennes à fortes (de 10% à 30%). Ce qui confirme que le relief de ce bassin est assez fort et abrupt.

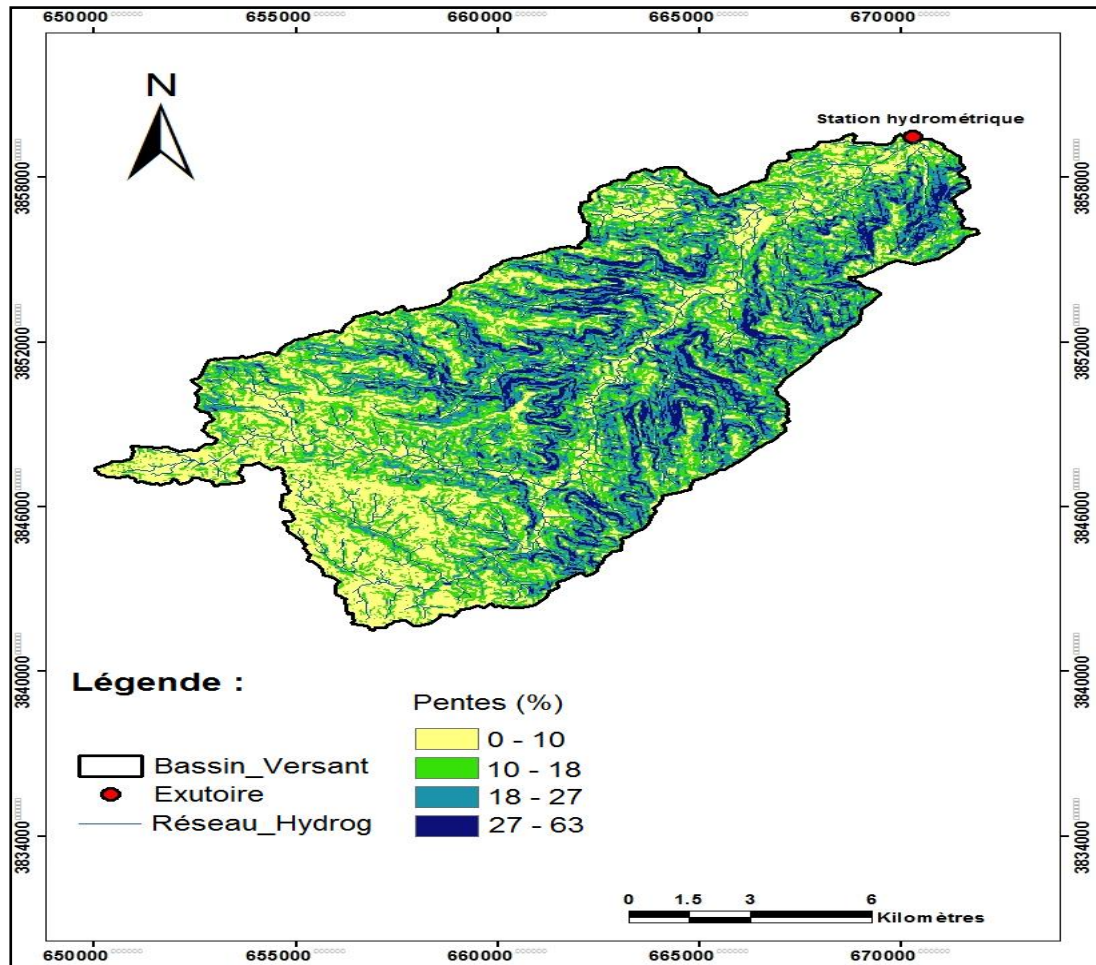


Figure II.9: Carte des pentes (Gherissi, 2017).

II.4.3. Caractéristiques hydrographiques

La disposition du réseau hydrographique est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux qui ont affecté la région au cours des temps géologiques.

Le chevelu hydrographique suit pratiquement les accidents importants qui ont affecté les formations carbonatées du Jurassique et se modifie avec l'évolution de la tectonique.

Parmi les paramètres les plus importants qui régissent le régime hydrologique d'un cours d'eau nous allons citer la densité de drainage (Dd) et le profil en long du thalweg principal.

II.4.3.1- Densité de drainage

La densité de drainage permet l'identification du chevelu hydrographique d'un bassin versant. Elle est définie comme étant la somme des longueurs des thalwegs drainant la surface du bassin versant.

$$D_d = \sum L / A \quad \text{Eq.II.8}$$

Où,

Dd : Densité de drainage (km/km²).

L : Longueur cumulée de tous les thalwegs du bassin (km).

A : Aire du bassin (km²).

$\Sigma L = 12.36 \text{ km.}$

$S = 170 \text{ km}^2.$

$Dd = 0.072 \text{ km}^{-1}$

II.4.3.2- Profil en long du cours d'eau principal

Il est établi en portant en abscisses les distances horizontales et en ordonnée l'altitude selon les courbes de niveau de la région (Fig.II.10). La longueur de l'oued est de 30 km.

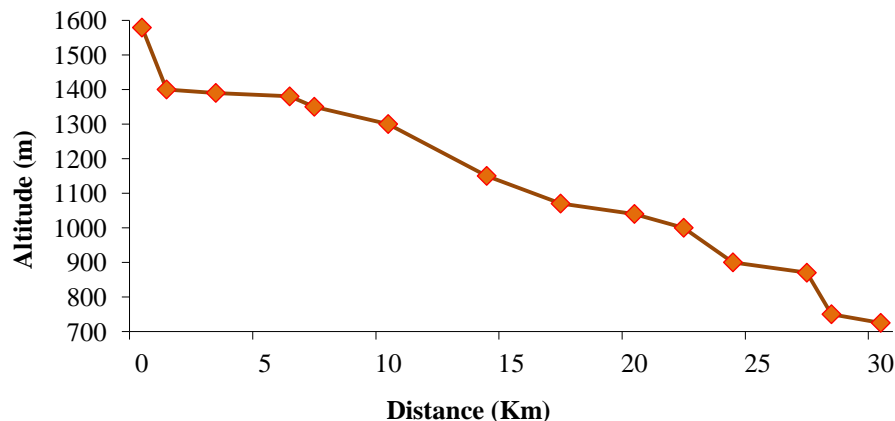


Figure II.10: Profil en long du cours d'eau principal de l'Oued Lakhdar.

Le Profil en long de l'Oued Lakhdar (Fig.II.10), montre dans sa partie aval, avant de se jeter dans Oued Isser, une pente relativement régulière et plutôt faible. Il faut noter l'existence de ruptures de pentes qui vont avec l'encaissement profond du lit de l'oued, ceci est dû à l'érosion causée premièrement par l'écoulement et par la présence de failles (dans les formations calcaires et dolomitiques du Jurassique) dans la partie amont : l'érosion s'établit différemment, selon que ce soit un terrain dur ou tendre, d'autre part par la présence de failles et fractures que connaît la région.

II.4.4. Occupation du sol

La végétation est un facteur déterminant de la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du bassin. La présence de végétation va donc jouer le rôle de « Régulateur » dans le régime d'écoulement. L'occupation végétale a une influence directe sur l'écoulement fluvial aussi bien comme facteurs orographiques que climatiques. La résistance à l'écoulement est d'autant plus grande que le couvert végétal est plus dense. Cette influence de la forêt sur le régime des eaux en domaine méditerranéen a un rôle considérable. Le paysage végétal du bassin de la Tafna a été largement dégradé et défriché en montagne par les incendies et par une petite agriculture extensive et un surpâturage endémique ce qui a entraîné une perte d'eau par évaporation et une accélération de l'érosion (Bouanani, 2004).

L'occupation du sol dans le bassin d'oued Chouly est représentée dans le tableau II.7 et la figure II.11. A partir de l'analyse des pourcentages des valeurs des types d'occupations, nous remarquons que notre bassin connaît une activité agricole intense.

Tableau II.7: Distribution du couvert végétal du bassin d'Oued Lakhdar.

Type d'occupation	Surface en Km ²	Surface en %
Forêt	6.43	3.78
Maquis	119.20	70.11
Urbain	0.90	0.53
Parcours	13.17	7.75
Agriculture	30.31	17.83

Source D.S.A.

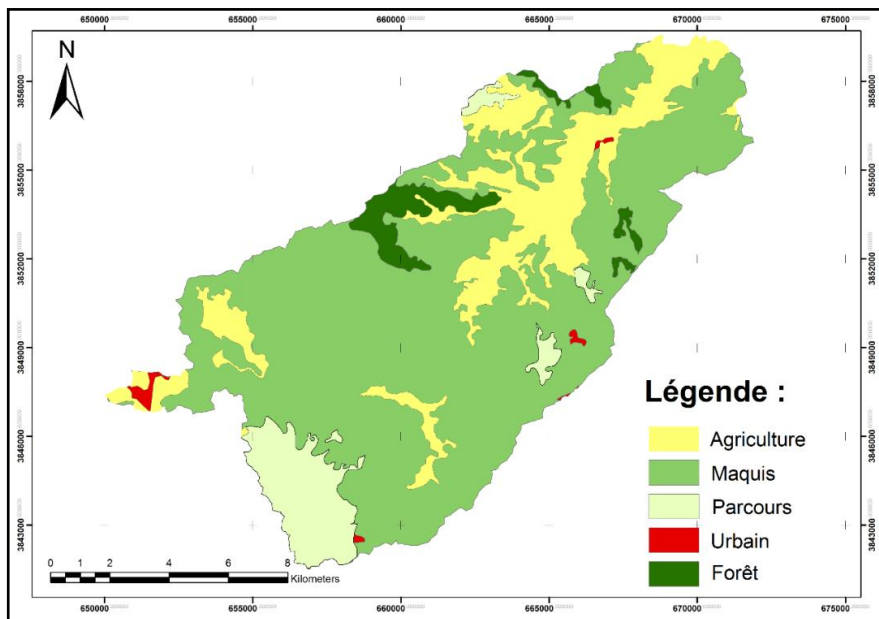


Figure II.11: Carte d'occupation du sol du bassin d'Oued Lakhdar.

Pour conclure cette étude morphométrique, nous avons essayé de faire une synthèse des résultats sur le tableau suivant:

Tableau II.8: Principaux paramètres du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Paramètre	Unité	Symbole	Valeur
Superficie	Km ²	A	170
Périmètre	Km ²	P	60
Indice de compacité	-	K _c	1.28
Indice de pente de Roche	-	I _p	0.19
Indice de pente global	-	I _g	0.027
Indice de pente moyenne	%	I _{p moy}	21.6
Longueur du rectangle équivalent	Km	L _{RE}	21.7
Largeur du rectangle équivalent	Km	l _{RE}	7.68
Longueur du thalweg principal	Km	L _p	30
Densité de drainage	Km/Km ²	D _d	0.072
Altitude la plus fréquente	m	-	1400 - 1300
Altitude de fréquence 1/2	m	-	1350
Altitude minimale	m	H _{min}	725
Altitude maximale	m	H _{max}	1579

II.5. Etude géologique et hydrogéologique

II.5.1. Description lithostratigraphique (Fig. II.12)

La lithologie joue un rôle important sur le ruissellement, l'infiltration et l'érosion. Les matériaux géologiques se distinguent en formations meubles (sables, argiles, marnes) ou en formations consolidées (grès, calcaires, dolomies,...). En effet, la nature des affleurements a une influence sur l'hydrologie de surface et le type du dépôt alluvionnaire.

La succession lithostratigraphique correspond à la série de formations des monts de Tlemcen (Fig.II.12).

La lithologie dominante est la formation calcaire, la formation des grès de Boumediene constitue le "mégarythme" du Jurassique supérieur des monts de Tlemcen selon M. Benest 1985.

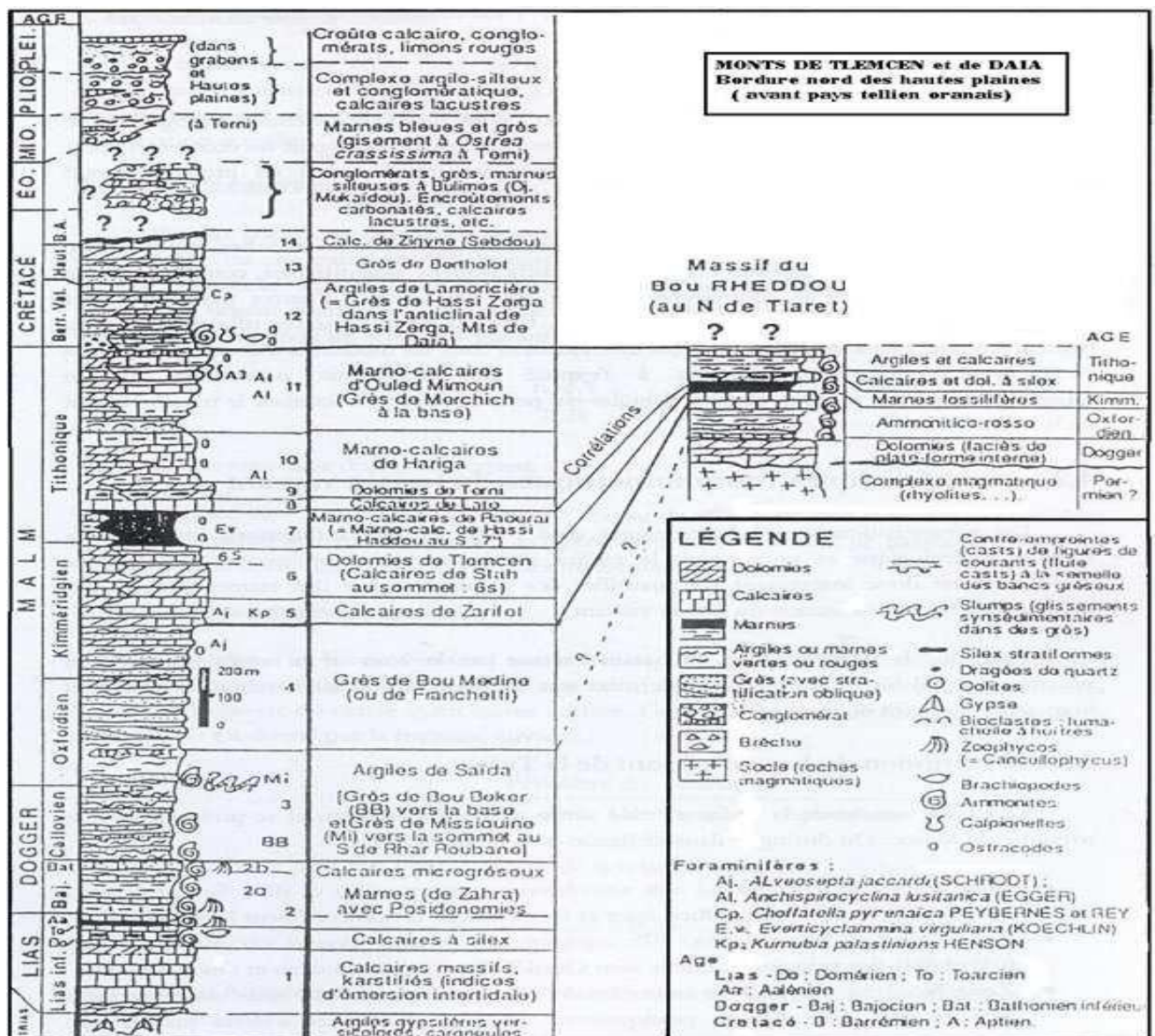


Figure II.12: Coupe synthétique des principales formations affleurant dans les monts de Tlemcen (jusqu'au Callovo-Oxfordien) (Collignon, 1986).

II.5.2. Description des formations

II.5.2.1. Secondaire

A. Jurassique

A.1. Marnes et calcaires du Kimméridgien moyen

Constituant la partie Nord de l'Oued Lakhdar. Ce sont des marnes grises, blanchâtres en surfaces intercalées de nombreux lits et bancs de calcaire généralement marneux, parfois durs et sublithographiques.

A.2. Dolomies et calcaires du Kimméridgien supérieur

C'est la formation dominante, représentée par des calcaires gris en bancs cristallins à la base, surmontés de dolomies d'escarpement. Elle constitue donc avec les dolomies de Terny parfois mises en communication par faille, l'aquifère le plus important du secteur étudié.

B. Crétacé

B.1. Berriasien

Représenté au Sud de l'agglomération de l'Oued Lakhdar par des argiles, de grès et de calcaires. Les argiles de couleur verdâtre sont intercalées entre les bancs de grès argileux, et d'autres bancs calcaires s'intercalent dans les parties supérieures.

II.5.2.2. Tertiaire

A- Pliocène continental

Affleurant au Nord de l'Oued Lakhdar, ce sont des dépôts alluvionnaires des plateaux caillouteux et limoneux parfois grés sableux.

II.5.2.3. Quaternaire

Représenté par un faciès continental d'origine alluvial et colluvial.

A- Alluvions récentes et sub-actuelles

Ce sont des dépôts caillouteux et limoneux occupant les fonds des oueds, surmontant un niveau grossier au niveau de l'Oued Lakhdar et Oued Isser, les formations subactuelles se présentent en terrasse d'origine fluvio-continentales.

Le Moulouyen: Conglomérat grossier à ciment calcaire protégé par une croûte calcaire.

II.5.3. Tectonique

La tectonique se traduit par un massif jurassique calcaréo-dolomitique peu plissé. La chaîne montagneuse Nord-Sud forme un anticlinal : c'est un pli de couverture souple bordé sur son flanc et représente un repli synclinal, sa forme en cuvette en fait un bon bassin de réception des eaux, et il donne ainsi naissance à Oued Tafna et à Oued Lakhdar.

La faille d'effondrement Nord (F2) au niveau de la forêt de Zarifet est orientée Sud Ouest-Nord Est. Plus à l'Est une direction Est Ouest est présente jusqu'à l'agglomération de l'Oued Lakhdar où elle rencontre l'accident du fossé d'effondrement de Tlemcen (Fig.II.13).

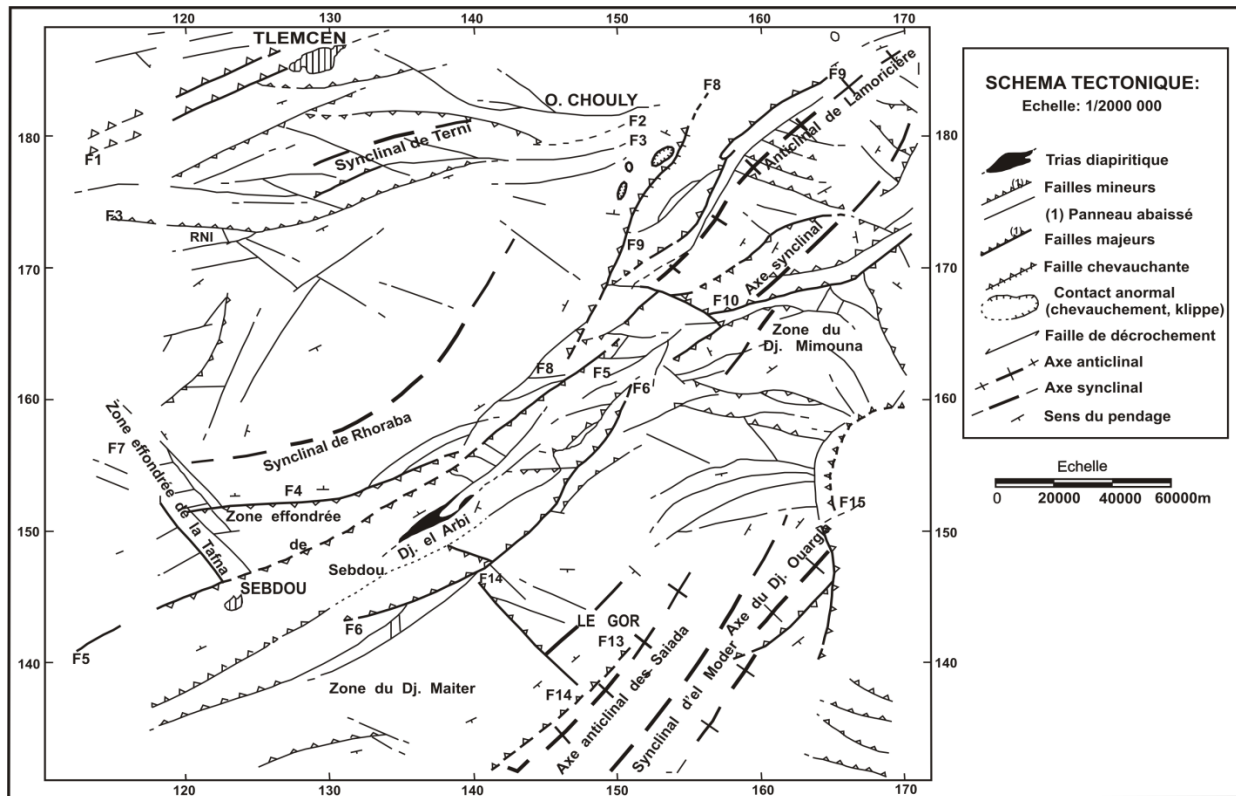


Figure II.13: Schéma tectonique du bassin de la Tafna (Auclair et Biehler, 1967).

II.5.4. Hydrogéologie

Le bassin d'oued Lakhdar fait partie de la zone karstique des Monts de Tlemcen (appelée aussi réservoir souterrain de l'Ouest) constituée essentiellement par les formations carbonatées du Jurassique comme illustré sur la figure II.14.

Les calcaires et les dolomies du Jurassique supérieur représentent la formation qui occupe les plus vastes affleurements, et celle qui jouit des meilleures propriétés transmissives, elle recèle alors des aquifères importants. L'intensité de la karstification et des fissures, ainsi que les nombreuses sources se localisent aux points bas, offrant à ces formations un grand intérêt hydrogéologique.

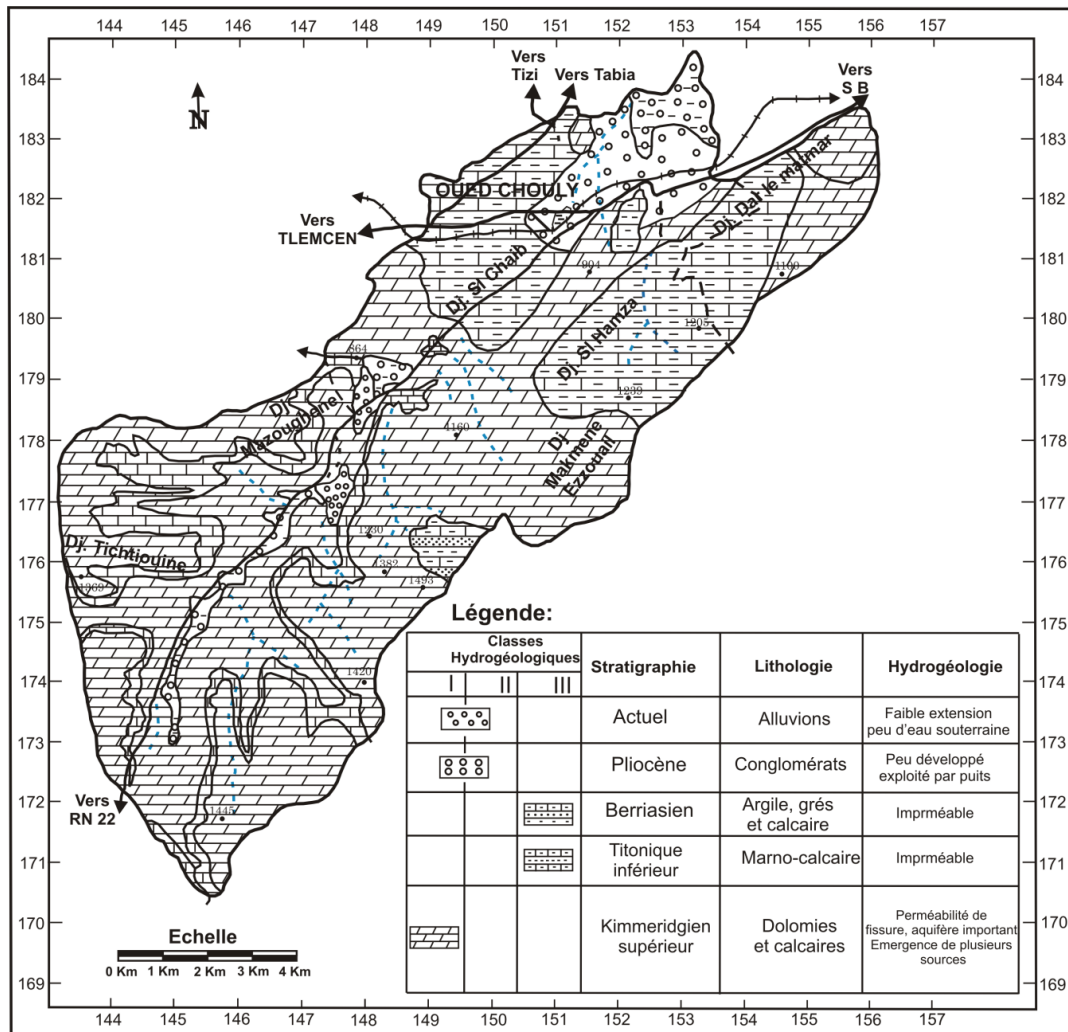


Figure II.14: Esquisse hydrogéologique de l'Oued Lakhdar (Mouzouna et Ould-Saadi, 1994).

II.5.4.1. Rôle de la tectonique dans l'hydrogéologie de la région

Les nombreuses failles et diaclases ont permis le développement de la karstification en profondeur. La plupart des sources émergent à la faveur des failles qui constituent par suite des drains actifs (Collignon, 1986).

II.5.4.2. Eaux souterraines

Il existe une importante ressource en eau souterraine dans les formations karstiques et calcaréo-dolomitiques, la zone favorable se situe au niveau de la bordure de cette formation géologique. Cette zone coïncide justement avec la partie Nord de l'Oued Lakhdar. Il existe de nombreux forages et puits (Mouzouna et Ould-Saadi, 1994).

Le Bassin versant se distingue principalement par de nombreuses émergences. Deux facteurs contribuent à leur multiplication:

* Le découpage du massif en horst et grabens délimitant des aquifères totalement disjoints.

* L'incision des vallées : 80% des sources jaillissent des calcaires et dolomies du Jurassique supérieur (ce qui souligne leur large prépondérance comme aquifère dans la région).

II.5.4.3. Ressources en eau superficielles

Les ressources en eau superficielle du bassin versant sont drainées par Oued Lakhdar et ses affluents (Oueds Gherzoun, Sbinou, Vlen, Tamekchent,...). Ce cours d'eau prend naissance dans les monts de Tlemcen au niveau d'un relief très accidenté, composé d'une série de Djebels (Sidi-Hamza, Dar Cheikh,...).

Oued Lakhdar est un cours d'eau véhiculant un apport d'eau très appréciable au sein du bassin versant de l'oued Isser.

CHAPITRE III

Hydroclimatologie

III.1. Introduction

Le climat est défini par l'ensemble des phénomènes météorologiques (vents, précipitations, température, évaporation...) qui varient d'un lieu à un autre de la surface terrestre.

Il est déterminé par la situation géographique du lieu (latitude, altitude, éloignement par rapport à la mer) et par la circulation atmosphérique.

Les conditions climatiques jouent un rôle important dans les comportements hydrologiques des cours d'eau et des conditions de recharge des aquifères.

Dans cette partie, nous nous sommes intéressés aux principaux facteurs, indispensables pour l'établissement du bilan hydrique, tels que, les précipitations, la température et l'évapotranspiration, afin de déterminer le type caractéristique de notre secteur d'étude.

III.2. Etude des précipitations

D'une manière générale, les précipitations déterminent la variabilité ou, mieux, l'irrégularité inter-saisonnière et interannuelle de l'écoulement de surface. Elles représentent la part essentielle de l'alimentation fluviale. Par ailleurs, le climat et les variations hydroclimatiques (températures, précipitations etc.....) représentent l'un des principaux facteurs de contrôle des processus de la géodynamique externe des bassins versants.

Les données utilisées proviennent de l'organisme responsable du réseau pluviométrique A.N.R.H (l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) observées au niveau de la station de Chouly et Meffrouche (Tableau III.1) et (Fig.III.1).

Tableau III.1: Caractéristiques de la station de mesure.

Station	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Code de la Station	Paramètres mesurés	Période d'observation
Chouly	1°8'7''W	34°51'76''	725	160601	P, Q	1970/1971-2012/2013
Mefrouche	1°17'	34°50'	1106	160701	T	1970/1971-2006/2007

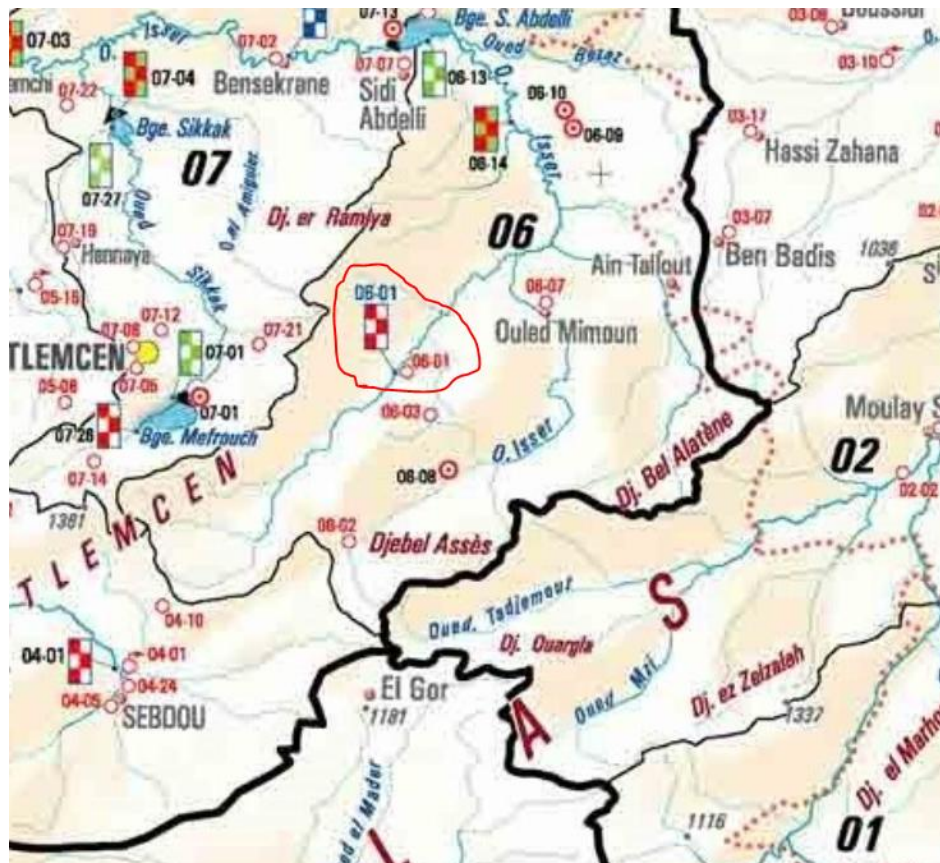


Figure III.1: Localisation des stations hydroclimatiques retenues pour l'étude.

III.2.1. Etude des précipitations annuelles

La figure III.2, visualise l'évolution ou bien la variation de la pluviométrie annuelle sur une période de 43 ans 1970/1971-2012/2013, où l'on remarque que le régime annuel est très irrégulier d'une année à une autre. Les hauteurs maximales des précipitations atteignent 701.1mm au niveau de la station de Chouly au cours de l'année 2008/2009, tandis que les hauteurs minimales de l'ordre de 200 mm ont été enregistrées à la station en 1981/1982. Les hauteurs moyennes sont de l'ordre de 431.1 mm.

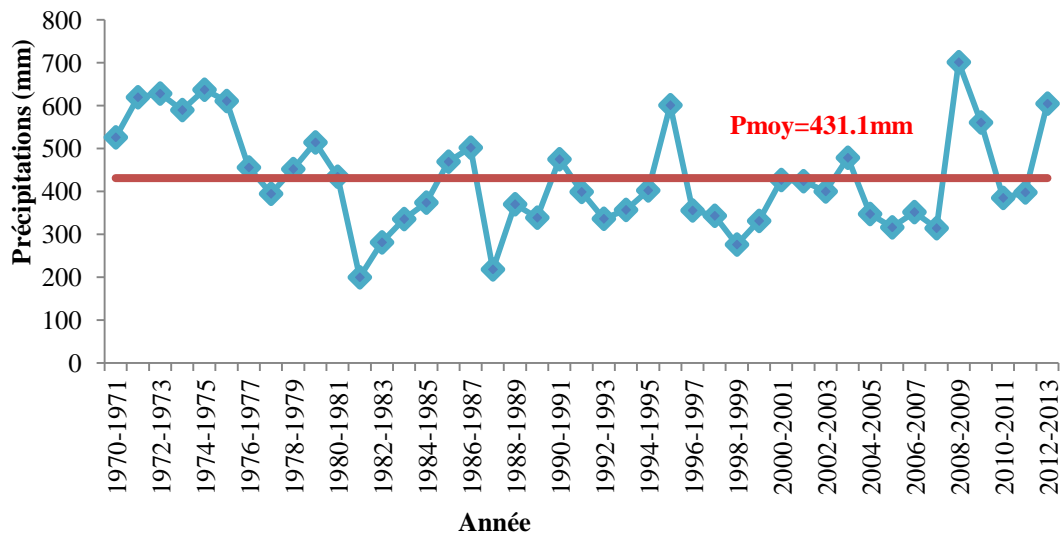


Figure III.2: Variation interannuelle des précipitations à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).

III.2.2. Étude statistique des précipitations

Une série chronologique est dite homogène si elle présente le caractère aléatoire simple, ce qui suppose l'absence de toute organisation à l'intérieur de la série ou si la propriété statistique de l'erreur de mesure affectant ces mesures est restée invariable au cours de la période d'observation. (Réméniéras G, 1986).

A cette fin, il existe de nombreux tests statistiques parmi lesquels, on a employé le test graphique (loi normale et log normale) et le test de Khi 2 (χ^2), qui nous permettront de déceler une estimation des paramètres d'ajustement.

Afin de découvrir la structure des variations des précipitations annuelles, et pour faire une analyse détaillée de ces données, l'ajustement statistique a été réalisé avec le logiciel HYFRAN version 1.1. Ce dernier propose les ajustements statistiques et détermine le modèle d'une loi ou plus qui ajustent au mieux l'ensemble des données.

L'ajustement graphique permet de vérifier si la forme de la loi retenue, ayant une valeur de test la plus petite, corrèle bien avec la distribution de la variable étudiée et représente mieux l'échantillon. Le calcul des différents paramètres de la loi ou les lois choisies permet enfin de déduire les variations futures de la variable pour une probabilité donnée. (Amiar S, 2014).

- **Test de normalité**

Pour tester la normalité des séries, il existe deux méthodes :

- **Test graphique** : Consiste à tracer sur un papier de Gauss la courbe théorique et la courbe empirique et de les comparer.
- **Test analytique** : Parmi les tests utilisés nous avons le test du Khi 2, le test de Kolmogorov, et on peut aussi utiliser un test qui considère les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement.

- Le test de Khi 2 mesure l'écart entre les fréquences observées et les fréquences théoriques, il est donné par la statistique du χ^2 .

- Il est utilisé pour déterminer si une distribution théorique comme la distribution normale, peut ajuster une distribution empirique, c'est-à-dire une distribution calculée à partir des données observées.

a- Adéquation des données à une loi statistique

L'analyse statistique des précipitations vise à définir les régimes à travers certaines valeurs représentatives. On détermine de la sorte :

- ✓ Les valeurs moyennes, tendances centrales ou dominantes (moyenne, médiane),
- ✓ La dispersion ou fluctuation autour de la valeur centrale (écart-type, variance, quantiles)
- ✓ Les lois de distribution statistiques (loi normale, loi log normale)
- ✓ les valeurs extrêmes qui représentent les valeurs que prendront les précipitations pour une probabilité choisie à l'avance.

Nous avons reporté sur le Tableau III.2), les valeurs des précipitations moyennes annuelles qui sont classées suivant une distribution ordonnée en terme croissant.

Le calcul des fréquences de chaque valeur sera donné par la relation suivante :

$$F_i = \frac{i}{N+1}$$

F_i : Fréquence.

i : Rang.

N : Effectif (nombre d'années).

Tableau.2: Distribution des précipitations annuelles en terme croissant de la station de Chouly (1970/1971 - 2012-2013).

Rang	Année	P (mm)	Fi	Rang	Année	P (mm)	Fi
1	1981/1982	200,0	0,02	23	1994/1995	402,4	0,52
2	1987/1988	218,4	0,05	24	2001/2002	423,9	0,55
3	1998/1999	276,3	0,13	25	2000/2001	426,7	0,57
4	1982/1983	281,3	0,17	26	1980/1981	434,3	0,59
5	2007/2008	314,4	0,20	27	1978/1979	452,1	0,61
6	2005/2006	316,3	0,23	28	1976/1977	455,8	0,64
7	1999/2000	331,4	0,26	29	1985/1986	469,4	0,66
8	1983/1984	335,7	0,29	30	1990/1991	475,0	0,68
9	1992/1993	336,4	0,31	31	2003/2004	478,5	0,70
10	1989/1990	338,9	0,33	32	1986/1987	502,0	0,73
11	1997/1998	343,3	0,35	33	1979/1980	514,2	0,75
12	2004/2005	347,5	0,38	34	1970/1971	526,0	0,77
13	2006/2007	351,9	0,39	35	2009/2010	560,6	0,80
14	1996/1997	355,8	0,41	36	1973/1974	589,6	0,82
15	1993/1994	357,0	0,43	37	1995/1996	600,9	0,84
16	1988/1989	370,2	0,44	38	2012/2013	604,6	0,86
17	1984/1985	374,0	0,46	39	1975/1976	610,7	0,89
18	2010/2011	385,0	0,47	40	1971/1972	619,4	0,91

19	1977/1978	394,6	0,49	41	1972/1973	628,0	0,93
20	2011/2012	397,7	0,50	42	1974/1975	637,0	0,95
21	1991/1992	399,0	0,51	43	2008/2009	701,1	0,98
22	2002/2003	400,0	0,52				

Les résultats de calcul des paramètres de position sont donnés par le tableau suivant:

Tableau III.3: Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Chouly

Paramètres	Formules	Valeurs
Moyenne	$P = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a \bar{p}_i$	431.10
Variance	$S^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a (P_i^2 - \bar{P}^2)$	14073,9
Écart-type	$\delta = \sqrt{S^2}$	118.63
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\delta}{P}$	0.27

Avec :

N : Effectif (nombre d'années),

Pi : Valeur des précipitations au cours de l'année i.

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

a. Ajustement par la loi normale

a .1. Test graphique

$$P = \bar{P} + \delta U$$

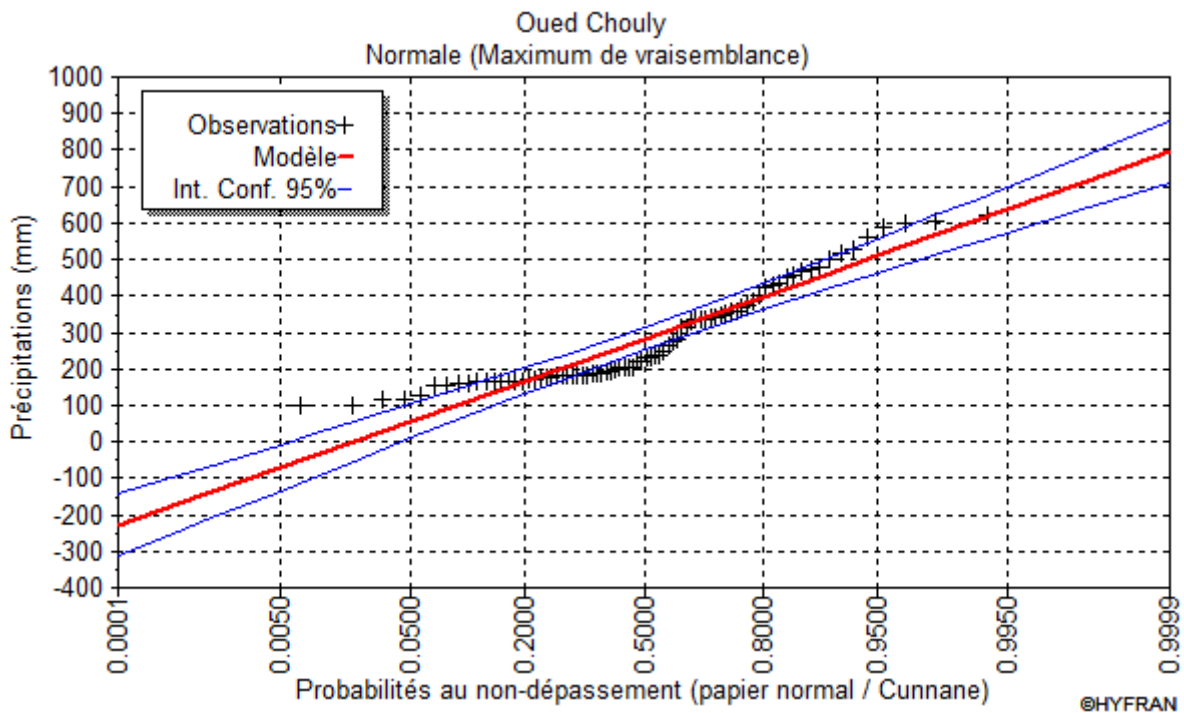


Figure III.3: Ajustement graphique des précipitations annuelles
À la loi de distribution normale

a.2. 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 expérimentale (tableau III.4).

$$K = \sqrt{N} = \sqrt{43}$$

$$K = 6.557 \approx 7$$

avec :

K : Nombre de classes,

N : Effectif.

- L'effectif théorique des classes (n_{pi}) est égal pour toutes les classes. Il est calculé par l'équation suivante :

$$n_{pi} = N (F(K))$$

Afin de déterminer la valeur du χ^2 , nous avons repris les séries des précipitations et nous avons reparti ces valeurs en classes. Les résultats sont donnés au tableau III.4 :

Tableau. III. 4 : Calcul du χ^2 pour la station de Chouly (loi normale) :
Calcul du χ^2 .

K	Limites des classes	Effectifs observés (ni)	Bornes standardisés	Fréquence de la classe	fréquences simples théoriques	effectifs théoriques (npi)	(ni-npi) ² / npi
1	< 271,59	2	< -1,34	0,0901	0,0901	3,8743	0,907
2	[271,59-343,18[8	[-1,34;-0,74[0,2296	0,1395	5,9985	0,668
3	[343,18-414,77[13	[-0,74;-0,14[0,4443	0,2147	9,2321	1,538
4	[414,77-486,36[8	[-0,14;0,47[0,6808	0,2365	10,1695	0,463
5	[486,36-557,95[3	[0,47;1,07[0,8577	0,1769	7,6067	2,790
6	[557,95-629,54[7	[1,07;1,67[0,9525	0,0948	4,0764	2,097
7	[629,54-701,1[2	[1,67;2,27[0,9884	0,0359	1,5437	0,135
		43			≈1	χ^2 calculé	8,597

$$\chi^2_{\text{calculé}} = 8,597$$

$$\chi^2_{\text{tabulé}} = 9,488$$

Le nombre de degré de liberté = nombre de classes – nombre de paramètres - 1

$$ddL = n - m - 1 \quad m=2$$

ddL = 7 - 2 - 1 = 4 et pour une probabilité de 0.05

$$\chi^2_{\text{tabulé}} = 9,488.$$

Le $\chi^2_{\text{calculé}}$ étant inférieur au $\chi^2_{\text{tabulé}}$ ($\chi^2_c < \chi^2_t$), l'ajustement permet donc d'admettre une distribution normale des précipitations.

Malgré cela, nous avons tout de même jugé intéressant de vérifier la série à la loi log normale.

b- Ajustement par la loi log normale

$$Y = \overline{\text{Log P}} + \delta U$$

La variable statistique dans ce cas n'exprime pas les précipitations, mais leurs logarithmes.

Tableau III.5: Distribution des précipitations annuelles en terme croissant de la station de Chouly (1970/1971 - 2012-2013).

Rang	Année	Log P	Fi	Rang	Année	Log P	Fi
1	1981/1982	5,3	0,02	23	1994/1995	6	0,52
2	1987/1988	5,4	0,05	24	2001/2002	6,1	0,55
3	1998/1999	5,6	0,13	25	2000/2001	6,1	0,57
4	1982/1983	5,6	0,17	26	1980/1981	6,1	0,59
5	2007/2008	5,8	0,20	27	1978/1979	6,1	0,61
6	2005/2006	5,8	0,23	28	1976/1977	6,1	0,64
7	1999/2000	5,8	0,26	29	1985/1986	6,2	0,66
8	1983/1984	5,8	0,29	30	1990/1991	6,2	0,68
9	1992/1993	5,8	0,31	31	2003/2004	6,2	0,70
10	1989/1990	5,8	0,33	32	1986/1987	6,2	0,73
11	1997/1998	5,8	0,35	33	1979/1980	6,2	0,75
12	2004/2005	5,9	0,38	34	1970/1971	6,2	0,77
13	2006/2007	5,9	0,39	35	2009/2010	6,3	0,80
14	1996/1997	5,9	0,41	36	1973/1974	6,4	0,82

15	1993/1994	5,9	0,43	37	1995/1996	6,4	0,84
16	1988/1989	5,9	0,44	38	2012/2013	6,4	0,86
17	1984/1985	5,9	0,46	39	1975/1976	6,4	0,89
18	2010/2011	6,0	0,47	40	1971/1972	6,4	0,91
19	1977/1978	6,0	0,49	41	1972/1973	6,4	0,93
20	2011/2012	6,0	0,50	42	1974/1975	6,5	0,95
21	1991/1992	6,0	0,51	43	2008/2009	6,6	0,98
22	2002/2003	6,0	0,52				

Tableau III.6: Paramètres de position pour la loi log normale des précipitations à la station Chouly (1980/1981-2010/2011)

b.1. Test graphique

Paramètres	Formules	Valeurs
Moyenne	$\overline{\log P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n p_i$	6.06
Variance	$\delta^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\log P_i - \overline{\log P})^2$	0.08
Écart-type	$\delta = \sqrt{s^2}$	0.28
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\delta}{\overline{\log P}}$	0.05

$$\log P = \overline{\log P} + \delta U$$

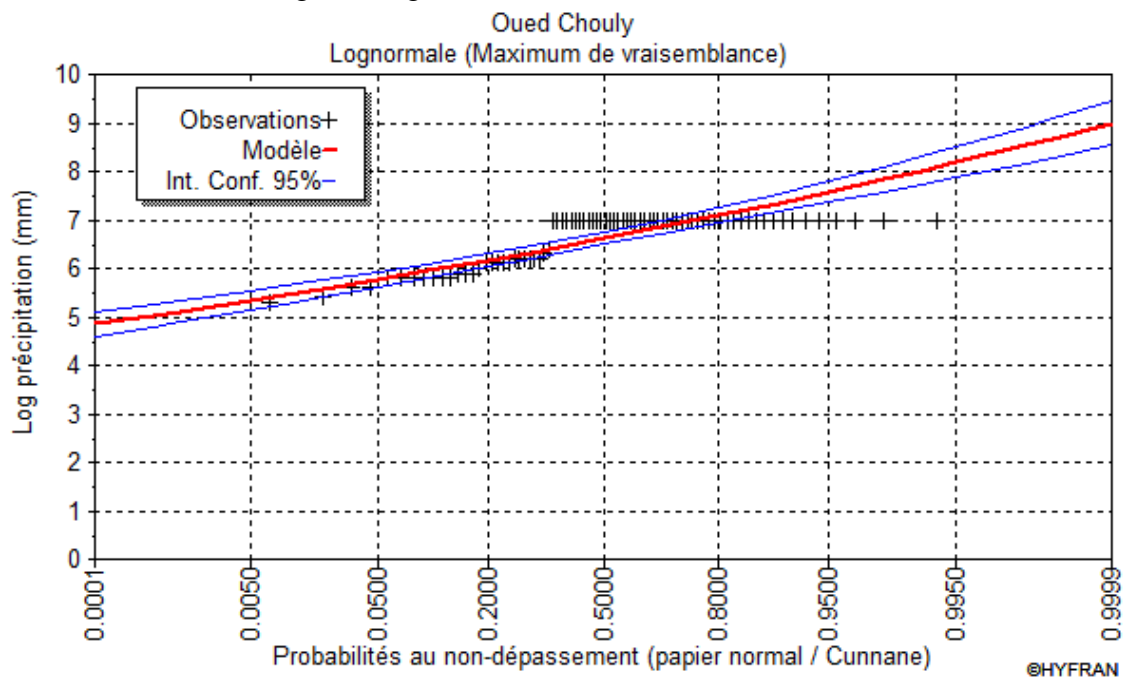


Figure III.4: Ajustement graphique des précipitations annuelles À la loi de distribution log normale

b.2. Test du χ^2

Le calcul du χ^2 est donné au tableau III.7.

Tableau III.7: Calcul du χ^2

K	Limites des classes	Effectifs observés (ni)	Bornes standardisés	Fréquences Cumulés à la borne >	Fréquences simples théoriques	Effectifs théoriques (npi)	(ni-npi) ² /npi
1	<5.48	2	<-2.07	0.0192	0.0192	0.8256	1.6119
2	[5.48 ; 5.66 [2	[-2.07 ; -1.42 [0.0778	0.0586	2.5198	0.1072
3	[5.66 ; 5.84 [7	[-1.42 ; -0.78 [0.2177	0.1399	6.0157	0.1610
4	[5.84 ; 6.02 [12	[-0.78 ; -0.14 [0.4443	0.2266	9.7438	0.5224
5	[6.02 ; 6.2 [8	[-0.14 ; 0.5 [0.6915	0.2472	10.6296	0.6505
6	[6.2 ; 6.38 [5	[0.5 ; 1.14 [0.8729	0.1814	7.8002	1.0052
7	[6.38 ; 6.55 [7	[1.14 ; 1.75 [0.9599	0.0870	3.7410	2.8391
		43			1	χ^2 calculé	6.8973

$$ddL = n-m-1 \quad m = 2$$

$ddL = 7-2-1 = 4$ et pour une probabilité de 0.05

$$\chi^2_{\text{tabulé}} = 9.49$$

Le $\chi^2_{\text{calculé}}$ étant inférieur au $\chi^2_{\text{tabulé}}$ ($\chi^2_{\text{calculé}} < \chi^2_{\text{tabulé}}$), l'ajustement à la loi log normale est acceptable.

c- Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

A partir des résultats obtenus des ajustements on peut conclure que l'adéquation la plus satisfaisante est celle donnée par la loi log normale et c'est-elle que nous retiendrons pour effectuer les calculs des volumes de pluies correspondants à des récurrences données. Ceci confirme ce qui a été mentionné dans les tests du χ^2 calculé.

On peut calculer les valeurs des précipitations pour une période de retour des précipitations présentant une valeur connue.

Partant de l'équation de la loi normale : $P = 431.1 + 118.63.U$, on peut calculer un certain nombre de précipitations types, en remplaçant « U » par sa valeur.

Les résultats sont donnés au tableau III.8.

Tableau III.8 : Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

Type de précipitations	PP (mm) à la station Chouly
Précipitations décennales (u=1.28) (mm)	583,24
Précipitations centenaires (u=2.33) (mm)	707,5
Précipitations millénaires (u=3.09) (mm)	797,66

III.2.3. Étude des précipitations mensuelles

La répartition mensuelle des précipitations durant l'année et ses variations conditionnent en relation avec les facteurs thermiques, l'écoulement saisonnier et par la même

le régime des cours d'eau ainsi que celui des nappes aquifères. Sa connaissance est donc forte utile dans l'optique de notre étude.

Tableau III.9: Précipitations moyennes mensuelles à la station de Chouly (oued Lakhdar) (1970/1971-2012/2013)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	21,5	33,6	54,8	48,4	52,2	58,1	62,9	44,3	36,4	8,7	5,4	4,7

D'après l'histogramme des précipitations mensuelles à la station de Chouly (Fig.III.5), nous remarquons que le mois le plus pluvieux est celui de Mars avec 62.9mm tandis que le mois d'Août est le plus sec avec 4.7mm.

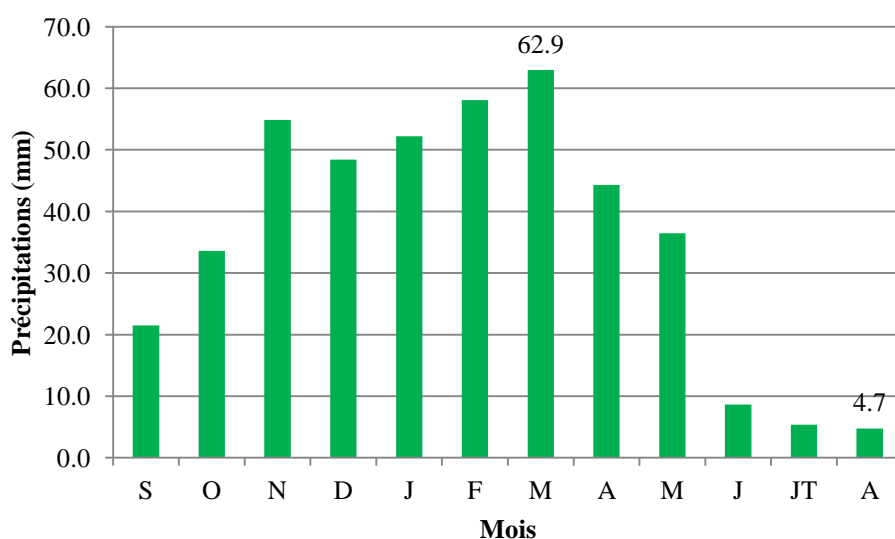


Figure III.5: Histogramme des précipitations mensuelles de la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).

III.2.4. Etude des précipitations saisonnières

Les 4 saisons l'année correspondent à :

- Hiver : Décembre, Janvier, Février,
- Printemps: Mars, Avril, Mai,
- Été : Juin, Juillet, Août
- Automne: Septembre, Octobre, Novembre

Tableau III.10: Précipitations saisonnières moyennes à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013)

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Été
Précipitations (mm)	109,9	158,7	143,7	18,8

La distribution des précipitations saisonnières (Fig.III.6), montre que l'Hiver est la saison la plus humide suivie du Printemps et l'Été accuse un déficit remarquable. L'étude de la variabilité saisonnière est indispensable, pour voir si la baisse ou la hausse de la pluviométrie est spécifique à une saison particulière ou à plusieurs saisons.

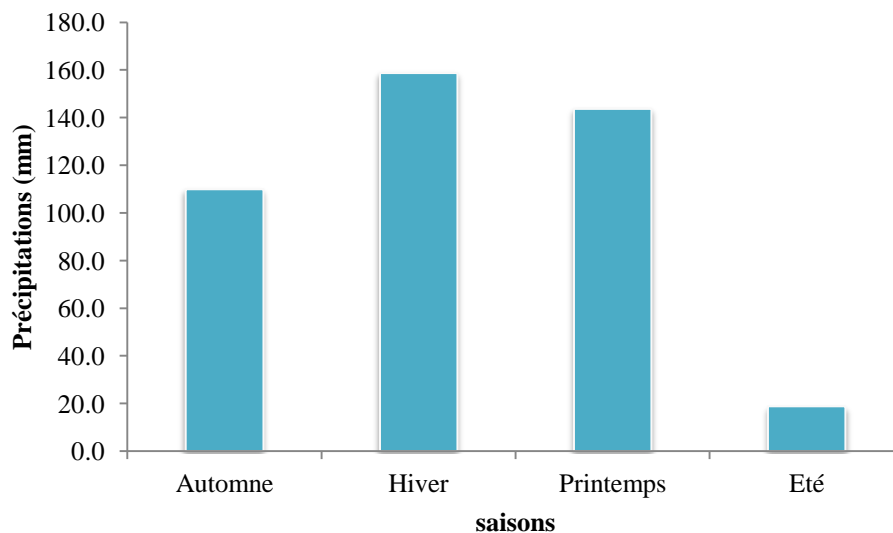


Figure III.6: Histogramme des précipitations saisonnières à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013)

III.2.5. Variation des précipitations journalières

Le calcul d'une année journalière moyenne des précipitations à la station de Chouly durant les 43ans de 1970/1971 à 2012/2013 a permis la configuration (Fig. III.7). Nous observons des visciditudes marquées par des augmentations suivies de diminutions continues et progressives, qui mettent en évidence des variations importantes d'un jour à un autre.

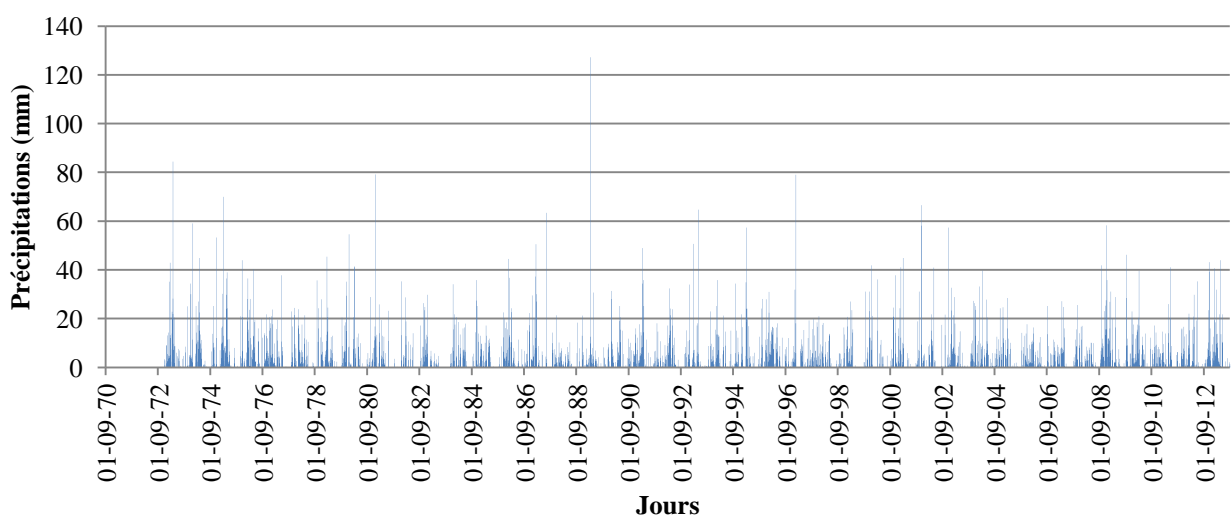


Figure III.7: Variation des précipitations moyennes journalières (1970/1971-2012/2013).

III.3. Étude des températures

La température est un facteur important qui détermine le climat en interaction avec les autres facteurs météorologiques. Elle permet avec les précipitations le calcul du déficit d'écoulement et des indices climatiques.

Faute de données à la station de Chouly, nous avons utilisé les températures de la station de Mefrouche sur la période (1970/1971-2005/2006)

III.3.1. Variation des températures interannuelles

La moyenne interannuelle des températures (tableau III.11 et figure III.8) est de 17 °C, nous notons une faible variation de la température durant la période (1970/1971-2005/2006) allant de 14,6°C observée en 1971/1972 à 18,9°C enregistrée en 1989/1990. En effet, l'augmentation de la température est évaluée à 0,055°C par an.

Tableau III.11 : Températures annuelles enregistrées à la station de Mefrouche (1970/1971-2005/2006).

Année	1970-1971	1971-1972	1972-1973	1973-1974	1974-1975	1975-1976	1976-1977
T (°C)	15,3	14,6	15,0	15,4	15,3	15,4	15,8
Année	1977-1978	1978-1979	1979-1980	1980-1981	1981-1982	1982-1983	1983-1984
T (°C)	16,5	16,4	16,6	16,8	18,0	17,0	17,5
Année	1984-1985	1985-1986	1986-1987	1987-1988	1988-1989	1989-1990	1990-1991
T (°C)	17,7	17,7	18,8	18,6	18,1	18,9	17,7
Année	1991-1992	1992-1993	1993-1994	1994-1995	1995-1996	1996-1997	1997-1998
T (°C)	16,2	18,2	16,6	17,4	17,4	17,7	17,7
Année	1998-1999	1999-2000	2000-2001	2001-2002	2002-2003	2003-2004	2004-2005
T (°C)	17,4	17,2	18,6	17,3	17,9	15,8	17,9
Année	2005-2006	T moy = 17.00°C					
T (°C)	15,5						

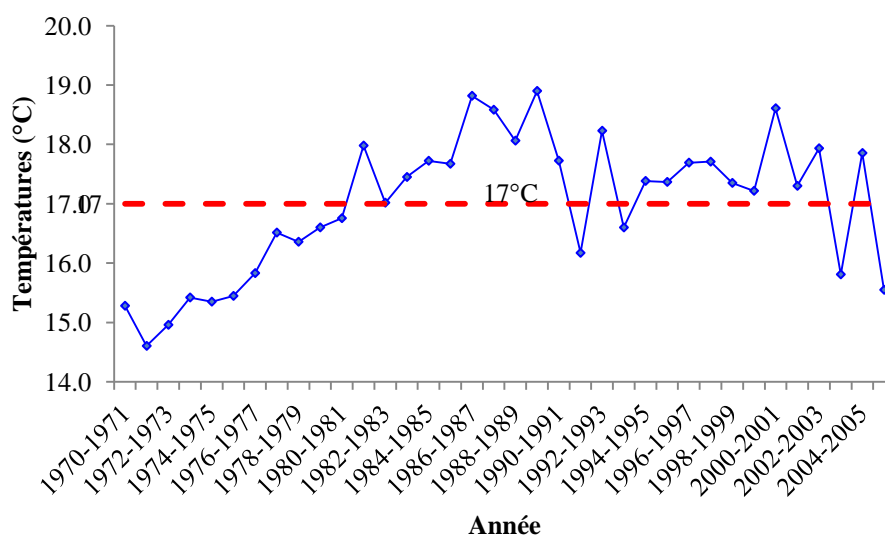


Figure III.8: Variation des températures annuelles à la station de Mefrouche (1970/1971-2005/2006).

III.3.2. Températures moyennes mensuelles

Les variations des températures moyennes mensuelles à la station de Mefrouche (tableau III.10 et figure III.9) montrent que le mois de Janvier avec 9,7°C est le plus froid, et le mois d'Août avec 25,8°C est le plus chaud.

Tableau III.12: Valeurs moyennes mensuelles des températures à la station de Mefrouche (1970/1971-2005/2006).

20062Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
T (°C)	22,4	18,1	13,8	11,4	9,7	10,8	13,0	14,1	17,1	21,9	25,5	25,8

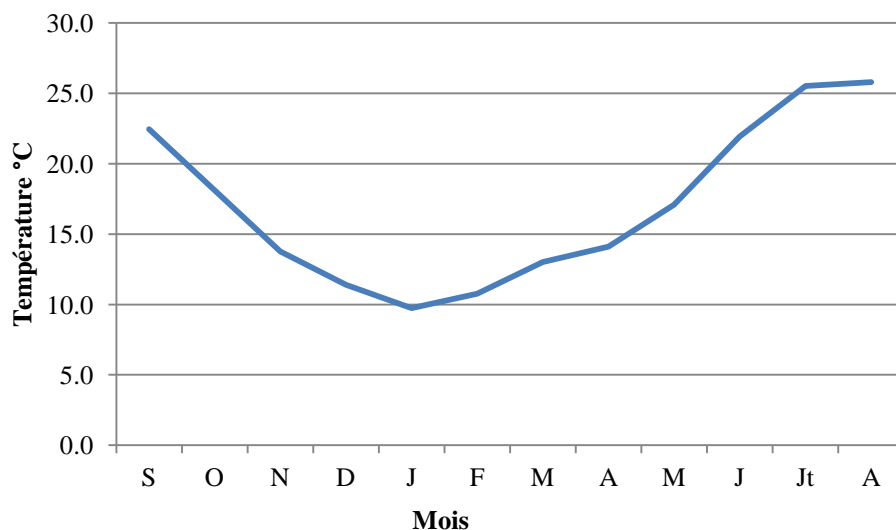


Figure III.9: Variation des températures moyennes mensuelles (1970/1971-2005/2006).

III.4. Etude de l'évapotranspiration

On désigne sous le nom d'évaporation une perte en eau subie par les surfaces d'eau libres.

L'évapotranspiration est la somme de toutes les pertes par retour à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. Elle résulte de deux phénomènes l'un est physique (évaporation) l'autre biologique (transpiration).

III.4.1. Notion d'évapotranspiration réelle et potentielle

On appelle évapotranspiration réelle (notée ETR), la quantité d'eau généralement exprimée en millimètres, évaporée ou transpirée par le sol, les végétaux et les surfaces libres d'un bassin versant.

L'évapotranspiration potentielle (notée ETP) est la quantité d'eau qui serait évaporée ou transpirée à partir d'un bassin versant.

III.4.2. Estimation de l'évapotranspiration

Plusieurs formules permettent d'évaluer l'ETP à partir de différentes mesures climatologiques. Pour notre cas, nous avons utilisé les formules de Turc et de Thornthwaite.

III.4.2.1. Formule de Turc

La formule de Turc, qui dérive en la simplifiant de la formule de Penmann, ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'insolation. Cette formule est la suivante :

$$ETP = 0.4 (I_g + 50) K \frac{t}{t+15}$$

ETP : Évapotranspiration potentielle (mensuelle) (mm),

t : Température moyenne mensuelle du mois considéré (°C),

I : Somme des 12 indices thermiques mensuels,

K : Coefficient de correction lié à la latitude (durée maxi de l'ensoleillement)

III.4.2.2. Formule de Thornthwaite

Thornthwaite a proposé également une formule basée essentiellement sur les températures de l'air :

$$ETP \text{ non corrigé} = 16 \left(\frac{10t}{I} \right)^a$$

$$I = \sum_1^{12} i \quad \text{Avec} \quad i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1.514}$$

$$a = 675 \times 10^{-9} \times I^3 - 771 \times 10^{-7} \times I^2 + 1792 \times 10^{-5} \times I + 0,49239$$

$$ETP \text{ corrigée} = 16 \left(\frac{10t}{I} \right)^a \times K$$

où :

ETP : Évapotranspiration potentielle du mois considéré (en mm d'eau) ,

t : Température moyenne mensuelle du mois considéré en °C,

K : Coefficient d'ajustement mensuel en fonction de la latitude et la durée du jour.

Cette méthode est largement utilisée mais tend à surestimer les valeurs de l'ETP, particulièrement en période estivale, probablement à cause du rôle prépondérant occupé par la température (Shaw, 1994 in Oudin, 2004).

Sur le plan de l'évapotranspiration, on s'intéressera à l'évapotranspiration calculée par l'application des formules de Turc et Thornthwaite. Ces calculs sont réalisés par l'utilisation d'une série de températures annuelles, mensuelles et journalières mesurées au niveau du barrage de Mefrouche (1970/1971-2006/2007).

Pour le calcul de l'ETP par la méthode de Turc et de Thornthwaite, nous avons utilisé le programme élaboré par (L Benadda, 2000) pour les pas de temps mensuel et annuel et celui de Oudin, 2004 pour le pas de temps journalier.

Tableau III.13: Valeur l'ETP exprimée en millimètres par la méthode de Turc et Thornthwaite à la station de Chouly (1970/1971-2005/2006).

Année	1970-1971	1971-1972	1972-1973	1973-1974	1974-1975	1975-1976	1976-1977
ETP Thorn	769.4	752.9	778.5	796.1	788.7	800.9	786.1
ETP Turc	914.1	889.8	901.8	913.7	904.6	914.7	932.8
Année	1977-1978	1978-1979	1979-1980	1980-1981	1981-1982	1982-1983	1983-1984
ETP Thorn	812.9	814.2	829.2	836.0	888.0	849.7	863.7
ETP Turc	944.8	943.2	950.3	955.2	985.6	962.8	968.5
Année	1984-1985	1985-1986	1986-1987	1987-1988	1988-1989	1989-1990	1990-1991
ETP Thorn	863.7	873.9	924.5	919.8	922.2	941.2	907.2
ETP Turc	978.9	975.7	1001.7	999.4	1026.75	696.81	972.5
Année	1991-1992	1992-1993	1993-1994	1994-1995	1995-1996	1996-1997	1997-1998
ETP Thorn	816.8	941.3	849.0	859.7	848.0	874.3	880.8
ETP Turc	934.2	980.3	948.0	972.0	969.1	980.8	977.3
Année	1998-1999	1999-2000	2000-2001	2001-2002	2002-2003	2003-2004	2004-2005
ETP Thorn	877.6	877.7	922.3	859.5	915.8	801.1	968.6
ETP Turc	971.9	967.0	1000.6	969.2	972.8	918.5	976.9
Année	2005-2006						
ETP Thorn	831.5						
ETP Turc	912.5						

Les résultats de cette analyse (tableau III.11) reportés graphiquement (Fig.III.10) ont permis de voir que les valeurs annuelles de l'ETP de Turc sont supérieures à celles de l'ETP de Thornthwaite et que l'évapotranspiration a tendance à une stabilisation. La méthode de Turc surestime les valeurs de l'ETP.

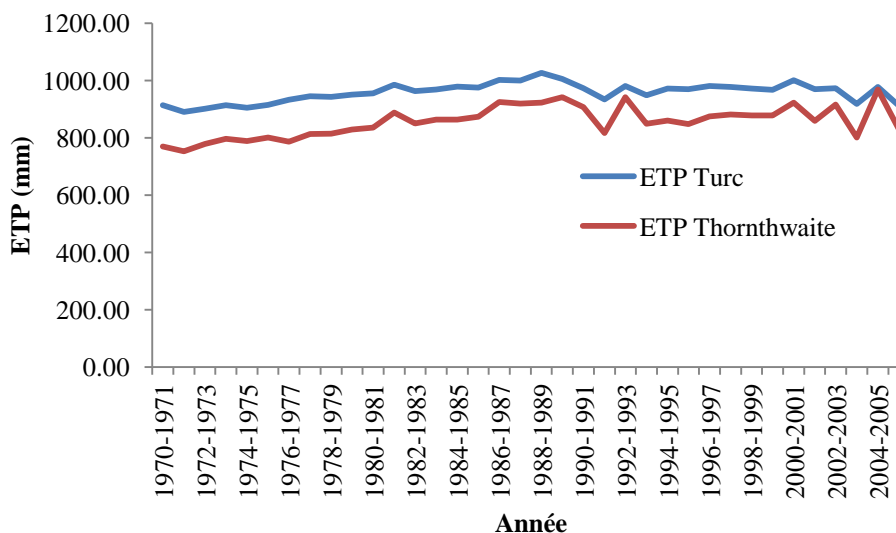


Figure III.10: Variation des ETP Turc et Thornthwaite (1970/1971-2005/2006).

III.4.2.3. Formule d'Oudin

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

$$PE = \frac{Re \cdot Ta + K2}{\lambda \rho \cdot K1}$$

Si $Ta + K2 > 0$

Sinon $PE = 0$

Avec :

PE : Evapotranspiration potentielle (mm/jour),

Re : Radiation extra-terrestre ($MJ \cdot m^{-2}/jour$) calculée en fonction de la latitude et du jour,

Ta : Température journalière en °C,

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

ρ : Densité de l'eau (Kg/m³).

Cette formule nous a permis de calculer l'évapotranspiration journalière pour l'application du modèle GR4J.

III.4.2.4. Calcul de l'ETR par la formule de Turc

Grâce a des observations faites sur 254 bassins sous tous les climats du globe Turc a établi la relation :

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

avec :

ETR : Evapotranspiration réelle annuelle (mm),

P : Précipitations moyennes annuelles (mm),

T : Température moyenne annuelle (°C).

$$L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$$

Les résultats obtenus sont données dans le tableau III.14:

Tableau III.14: Calcul de l'ETR d'après la méthode de Turc à la station de Chouly (1970/1971-2005/2006).

Station	P (mm)	T (°C)	L	ETR (mm/an)	Écoulement et infiltration P - ETR
Oued lakhdar	431,1	17	970.65	411.55mm Soit 95.47% des P	19.55 mm soit 4.53% des P

Nous remarquons que l'ETR dépasse les 90 % des précipitations.

III.5. Étude du climat

Pour l'étude du climat, nous disposons de différentes méthodes :

- les premières graphiques, nous permettant de visualiser l'étendue des périodes sèches et humides.
- Les secondes sont basées sur le calcul d'indices permettant à partir des précipitations et températures de caractériser le climat dominant la région.

III.5.1. Méthode de visualisation (méthode graphique)

Cette méthode est basée sur une visualisation graphique. On trace les deux courbes des précipitations et des températures moyennes mensuelles sur un graphe avec deux échelles différentes ($P = 2T$).

- Pour Gaussen et Bagnouls, un mois humide est celui où le total moyen des précipitations (mm) est supérieur au double des températures moyennes ($^{\circ}\text{C}$) ($P > 2T$). Par contre, un mois sec est celui où le total moyen des précipitations (mm) est inférieur au double des températures moyennes ($^{\circ}\text{C}$) ($P < 2T$).
- Si la courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations, on dit que la période est déficitaire. Dans le cas inverse, la période est dite excédentaire.
- la courbe pluviothermique (Fig. III.11) permet de visualiser :
 - *- Une période humide qui s'étend de la mi- Octobre jusqu'à la mi- Mai.
 - *- Une période sèche occupant le reste des mois de l'année.

Tableau III.15: Valeurs des précipitations et des températures moyennes mensuelles à la station de Chouly

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	21,5	33,6	54,8	48,4	52,2	58,1	62,9	44,3	36,4	8,7	5,4	4,7
T ($^{\circ}\text{C}$)	22,4	18,1	13,8	11,4	9,7	10,8	13,0	14,1	17,1	21,9	25,5	25,8

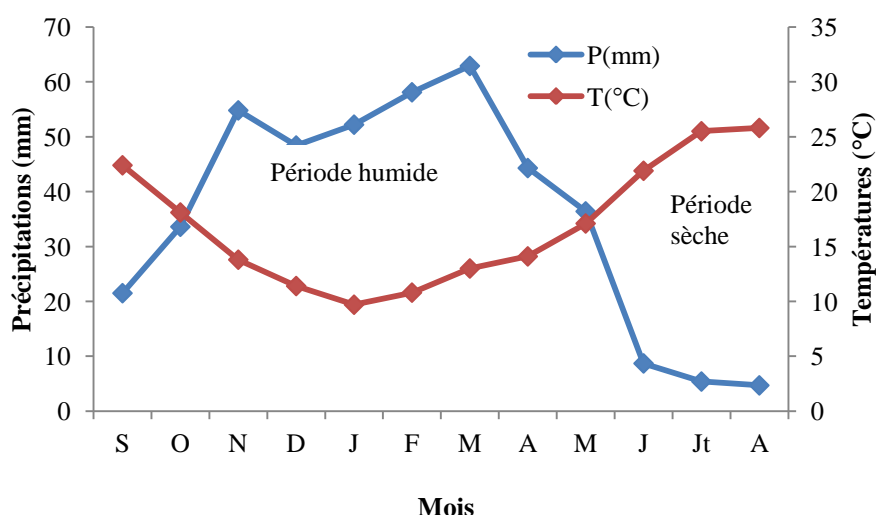


Figure III.11: Courbe pluviothermique de la station de Chouly (1970/1971-2006/2007).

III.5.2. Indices climatiques

III.5.2.1. Indice d'aridité annuel de De Martonne

Cet indice est fonction des températures et des précipitations, il est calculé par la relation suivante :

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

avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm)= 431.1mm

T : Température moyenne annuelle (°C)= 17°C

I : indice d'aridité = 16.00.

Le calcul du coefficient d'aridité annuel de De. Martonne pour la station de Chouly et le report sur l'abaque ((tableau III.16 et la figure III.12), montrent que la région jouit d'un climat semi aride avec un écoulement temporaire.

Tableau III.16: Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De. Martonne

Indice d'aridité	Type de climat
$I < 5$	Climat hyperaride
$5 < I < 7,5$	Climat désertique
$7,5 < I < 10$	Climat steppique
$10 < I < 20$	Climat semi-aride
$20 < I < 30$	Climat tempéré

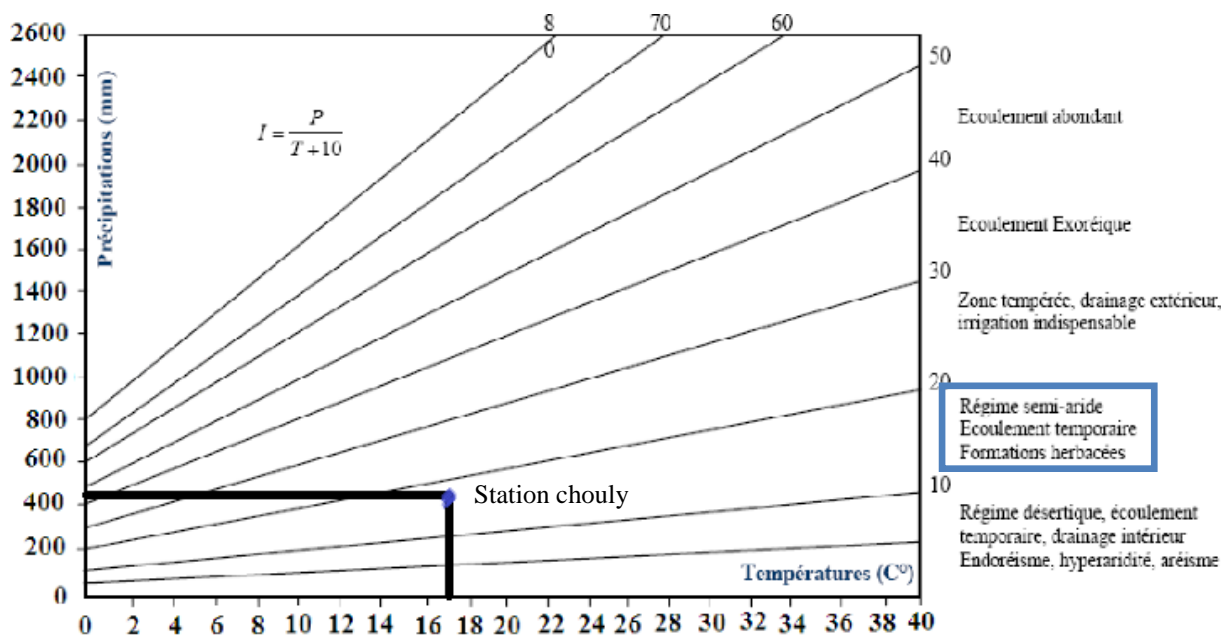


Figure III.12: Abaque de De Martonne.

III.6. Étude des écoulements

L'écoulement des Oueds, dépend essentiellement du régime des précipitations qui dépendent du climat de la région, on notera une variation importante des régimes d'écoulement, mensuels, saisonniers, et interannuels.

L'évolution des débits de surface, sur le secteur étudié nous est connue par la station hydrométrique Chouly qui a été installée sur oued Lakhdar et surveillée par l'A.N.R.H.

Dans ce travail nous prenons en considération les données de débits de cette station sur la période s'étendant de 1970/1971 à 2012/2013.

Les variables étudiées sont le débit et la lame d'eau écoulee enregistrée au niveau de la station de Chouly.

III.6.1. Étude des débits

III.6.1.1. Variation annuelle des débits

La variation interannuelle des débits enregistrés au niveau de la station de Chouly depuis l'année 1970/1971 jusqu'à 2012/2013, (Fig.III.13), montre une irrégularité très prononcée des débits qui suit celle des précipitations (Fig.III.2). Le module calculé est de $0.26\text{m}^3/\text{s}$.

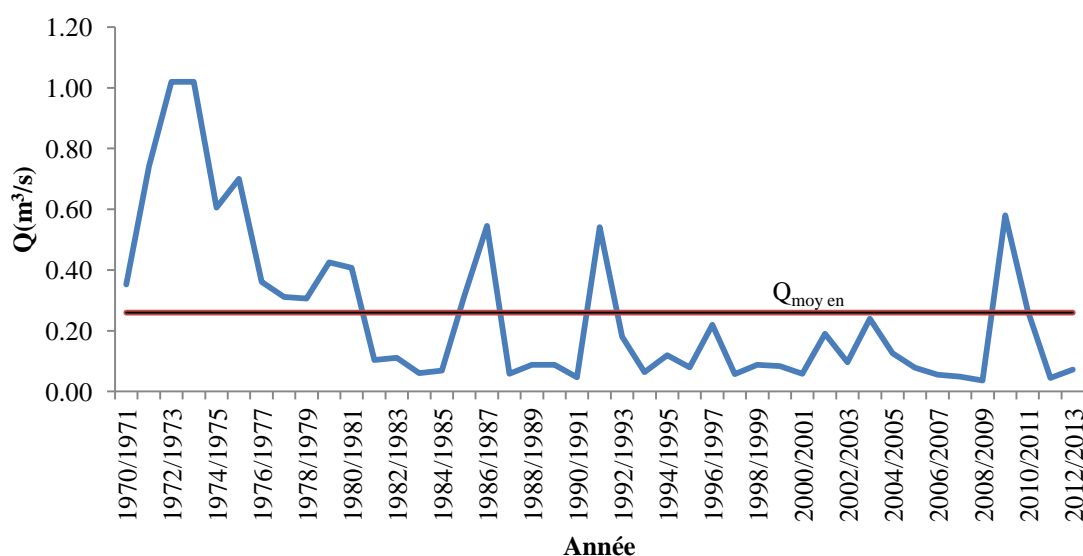


Figure III.13: Variation des débits annuels à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).

La courbe de la variation des débits annuels à la station de Chouly montre que la moyenne interannuelle des débits est de $0.26\text{m}^3/\text{s}$, le maximum est enregistrée en 2010/2011 avec $1.02\text{m}^3/\text{s}$ par contre, le minimum est observée en 2008/2009 et en 2011/2012 il n'est que de $0.04\text{m}^3/\text{s}$.

III.6.1.2. Débits moyens mensuels

Les débits moyens mensuels sur la période (1970/1971-2012/2013) sont consignés sur le tableau III.17.

Tableau III.17: Débits moyens mensuels à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Q (m ³ /s)	0	0,01	0,01	0,07	0,14	0,13	0,36	0,02	0,06	0	0	0

Source A.N.R.H.

L'histogramme des débits moyens mensuels à la station de Chouly (Fig.III.14), montre que le mois à grand débit est le mois de Mars avec 0.92 m³/s et le mois à faible débit est celui d'Août avec 0.04 m³/s.

L'examen de la figure précédente met en évidence une augmentation des modules à partir du mois de Septembre jusqu'au mois de Mars, cela correspond à la période de fortes précipitations, ensuite, une nette diminution des débits marque les autres mois causée là aussi par la diminution des précipitations.

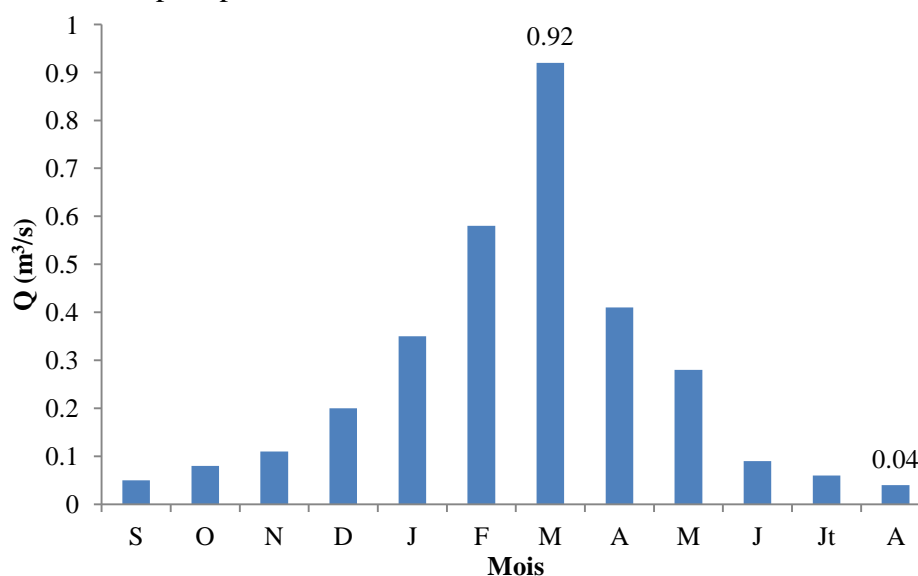


Figure III.14: Histogramme des débits mensuels à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).

La répartition des débits moyens mensuels en terme de saison est représentée par le tableau III.18 et la figure III.15.

Tableau III.18 Débits moyens saisonniers à la station de Chouly (1970/1971-201/2013).

Saison	Automne	Hiver	Printemps	Été
Débits (m ³ /s)	0.24	1.13	1.61	0.19

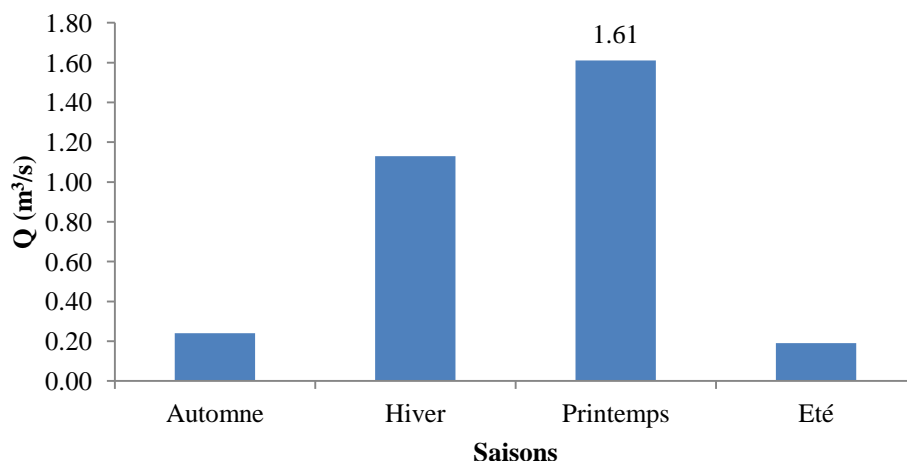


Figure III.15: Variation saisonnière des débits à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).

L'analyse des saisons montre que le Printemps est la saison où l'écoulement est très important, du fait que le débit de l'oued soit soutenu par l'alimentation souterraine (la multiplication des sources connues dans la région et parfois même la fonte de la neige).

III.6.1.3. Débits journaliers

L'examen de la figure III.16, met en évidence une irrégularité dans la distribution des débits journaliers au cours d'une année moyenne sur la série (1970/1971-2012/2013). En effet, on peut avoir un faible débit un jour, qui pourra doubler le lendemain et diminuer fortement le sur lendemain. Grosso modo, les jours à fort débit correspondent aux saisons humides (Hiver et Printemps), par contre, on observe de faibles débits en automne et en été.

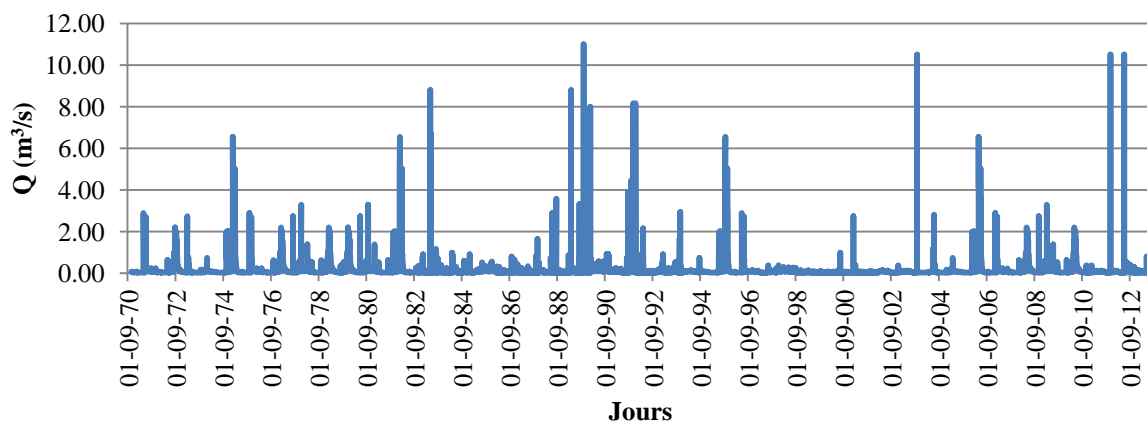


Figure III.16: Variation journalière des débits (1970/1971-2012/2013).

III.6.2. Études des lames d'eau écoulées

III.6.2.1. Variation des lames d'eau moyennes interannuelles

Nous remarquons sur la figure suivante une variabilité remarquable au cours de la période d'étude, les valeurs des années 1972/1973 et 1973/1974 étant exceptionnelles,

peuvent influencer le calcul de la moyenne interannuelle. La valeur moyenne annuelle est de 48.23mm

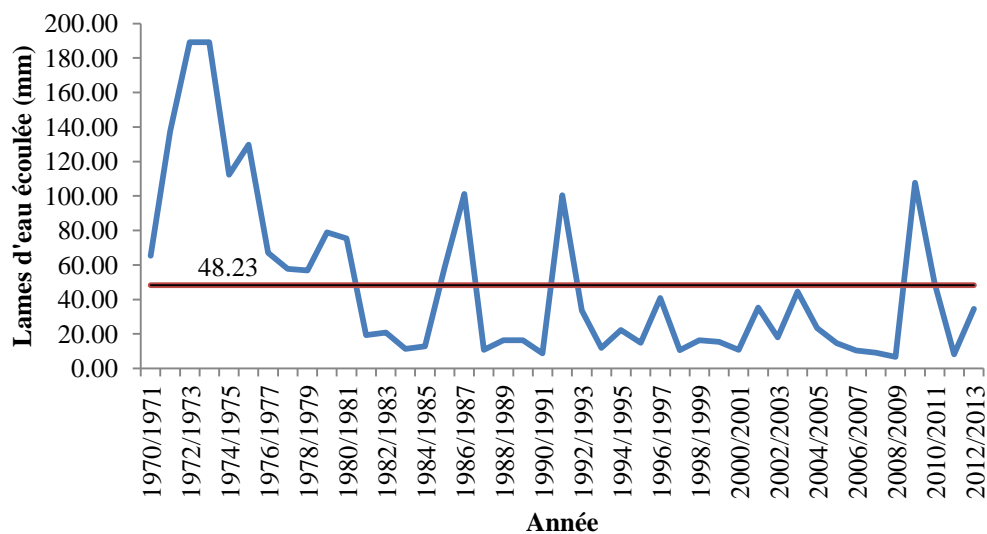


Figure III.17: Variation interannuelle des lames d’eaux écoulées (1970/1971-2012/2013)

III.6.2.2. Variation des lames d’eau écoulées mensuelles

Tableau III.19: Valeurs moyennes mensuelles des lames d’eau écoulées.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Le (mm)	0,76	1.26	1.68	3.15	5.52	8.25	14.49	6.25	4.41	1.37	0.94	0.63

L’histogramme des lames d’eau écoulées mensuelles de la station de Chouly (Fig.III.18) montre que le mois qui a un grand débit est le mois de Mars avec 14.49mm, contre un débit plus faible accusé par le mois d’Août avec 0.63 mm.

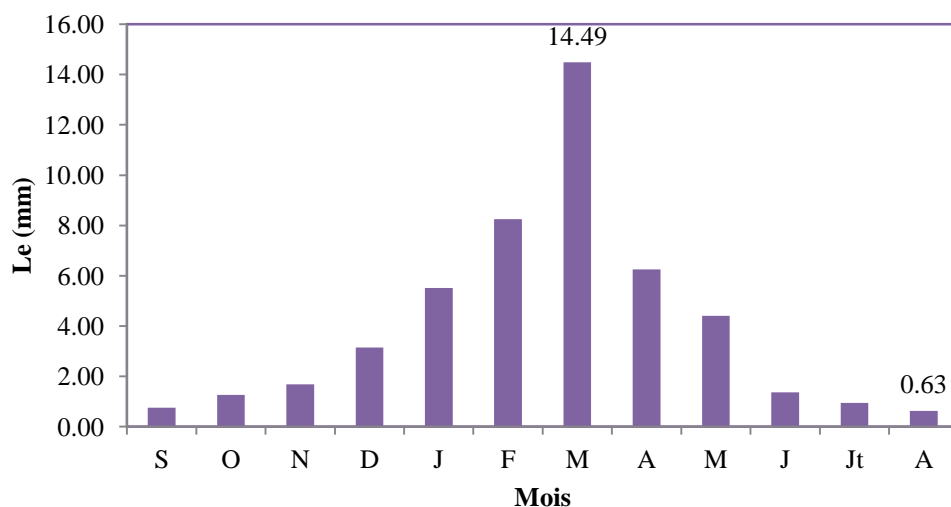


Figure III.18: Variations mensuelles des lames d'eau écoulées (1970/1971-2012/2013).

III.6.2.3. Variations saisonnières des lames d'eau écoulées

-La distribution saisonnière des lames d'eau écoulées montre que c'est en Printemps que s'effectue l'essentiel des écoulements (Fig.III.19).

-Le maximum est enregistré au Printemps cela explique que l'intensité de la pluie sera forte durant cette saison et le soutien à partir des sources et la fonte de la neige se fait sentir aisément.

Tableau III.20: Répartition des lames d'eau écoulées saisonnières

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Le (mm)	3.70	16.92	25.15	2.94

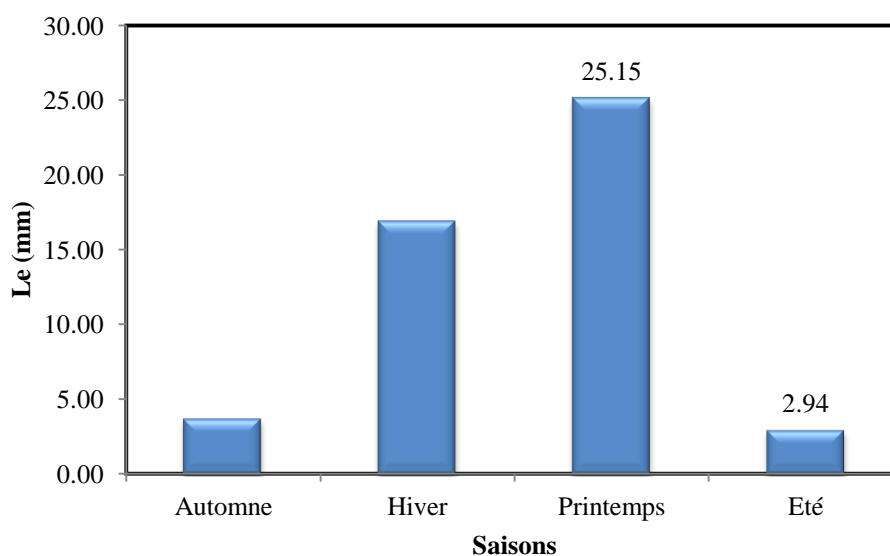


Figure III.19: Variations saisonnières des lames d'eau écoulées (1970/1971-2012/2013)

III.7. Conclusion

Cette étude nous amène à conclure que le climat de la zone d'étude est caractérisé par :

- des précipitations moyennes annuelles égales à 431.1 mm, à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).
 - Une moyenne annuelle des lames d'eau écoulées égale à 48.23mm à la station de Chouly (1970/1971-2012/2013).
 - Une moyenne annuelle de température égale à 17 °C avec Janvier le mois le Plus froid et Août le plus chaud.
 - A l'échelle saisonnière, l'étude des précipitations montre que le printemps est la Saison la plus humide et l'Été est la plus sèche.
 - Les indices climatiques permettent de préciser qu'il s'agit d'un climat semi-aride.
- L'étude hydrologique de l'Oued Chouly nous montre que ce cours d'eau est caractérisé par un régime d'écoulement irrégulier dans l'ensemble.

CHAPITRE IV

Modélisation de la fonction Pluie – Débit d'Oued Chouly

IV.1. Introduction

Pour une meilleure gestion des ressources en eau et des quantités d'eau disponible, il est nécessaire de transformer les données pluviométriques en données hydrométriques. D'où l'intérêt de la modélisation pluie-débit basée sur l'utilisation de modèles simulant la réalité.

En hydrologie, la simulation de la transformation de la pluie en débit dans les rivières constitue un axe de recherche dynamique. Dans notre cas, nous avons utilisé le modèle GR (Génie Rural).

Avant l'application de notre modèle hydrologique HBV Light, nous avons essayé le modèle corrélative simple entre les précipitations et les lames d'eau écoulées pour la série de - données disponibles sur la période 1970/1971-2012/1013.

IV.1.1. Relation Pluie-Débit

IV.1.1.1. Études de la relation Pluie - Débit

Le débit d'un cours d'eau n'est pas toujours en relation directe avec les précipitations tombant sur son bassin versant.

Nous observons ainsi une décroissance progressive du débit en fonction du temps jusqu'au tarissement bien que lors de cette période, il tombe des pluies non négligeables.

Les figures IV.1 et IV.2, nous permettent de voir les réactions du cours d'eau aux précipitations.

Globalement, il ressort de l'examen de ces figures que le cours d'eau répond presque instantanément aux fortes chutes de pluie qui surviennent en hiver et au printemps.

Il faut toujours garder à l'esprit que le plus souvent le débit d'une rivière est en quelque sorte Un résidu aléatoire des précipitations et non un pourcentage quasi-constant de celles-ci (G. Remeniéras, 1986) par ailleurs, il ne faut pas oublier qu'un cours d'eau ne draine pas forcément toutes les eaux précipitées sur son bassin.

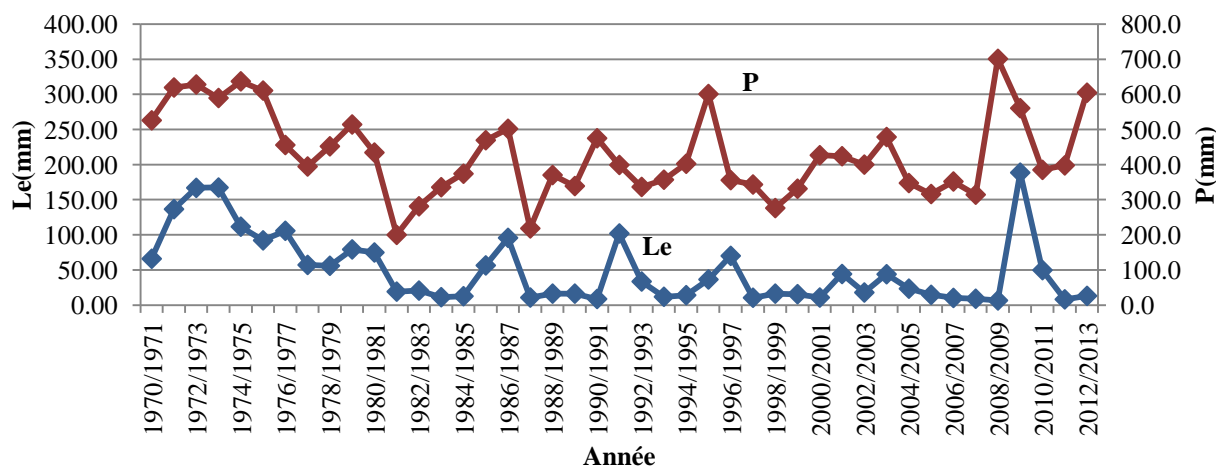


Figure IV.1: Variations interannuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées (1970-1971/2012- 2013)

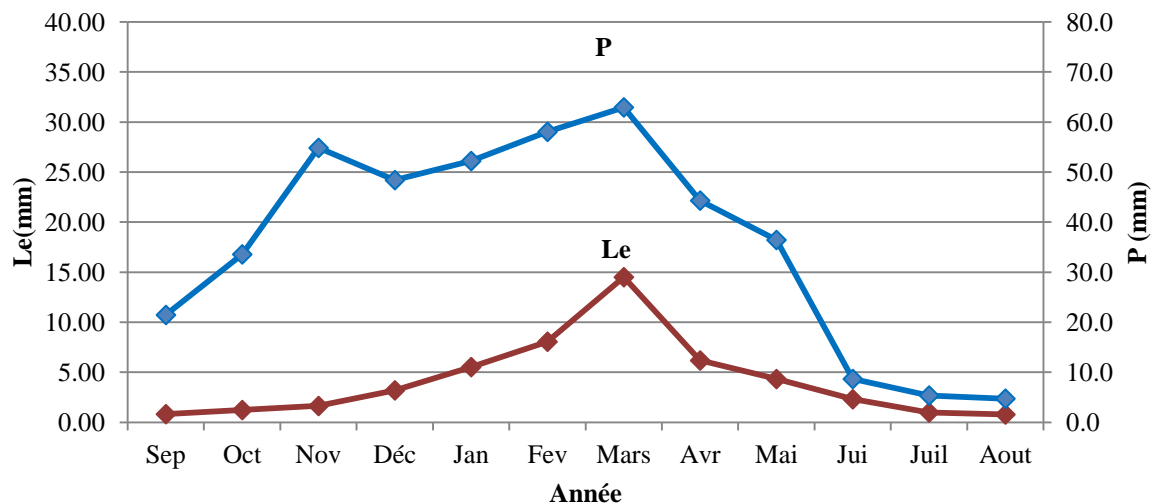


Figure IV.2: Variations mensuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées (1970-1971/2012-2013).

IV.1.1.2. Modélisation par corrélation

Nous avons soumis nos données annuelles et mensuelles, à un traitement statistique par la méthode des régressions.

- **Les régressions simples :**

Coefficient de corrélation.

- **Corrélation linéaire :**

$$Y = bx + a$$

Cette méthode n'est efficace que si le coefficient de corrélation est assez élevé. (Gherissi, 2012).

La représentation simultanée des droites $Y = f(x)$ dans le repère, met en évidence l'angle θ qui correspond à l'angle de régression auquel est liée la validité de la loi linéaire. On appelle le coefficient de corrélation r :

Tel que : "r" toujours compris entre $- (1)$ et $+ (1)$ ainsi :

Si : $r = +1$ où $r = -1$, la relation est dite fonctionnelle,

Si : $r = 0$, les variables sont indépendantes.

Un simple changement de variable peut nous conduire à une corrélation non linéaire (multiplicative ou exponentielle). Où :

$$Y = a \cdot x^h$$

$$Y = \exp (bx + a)$$

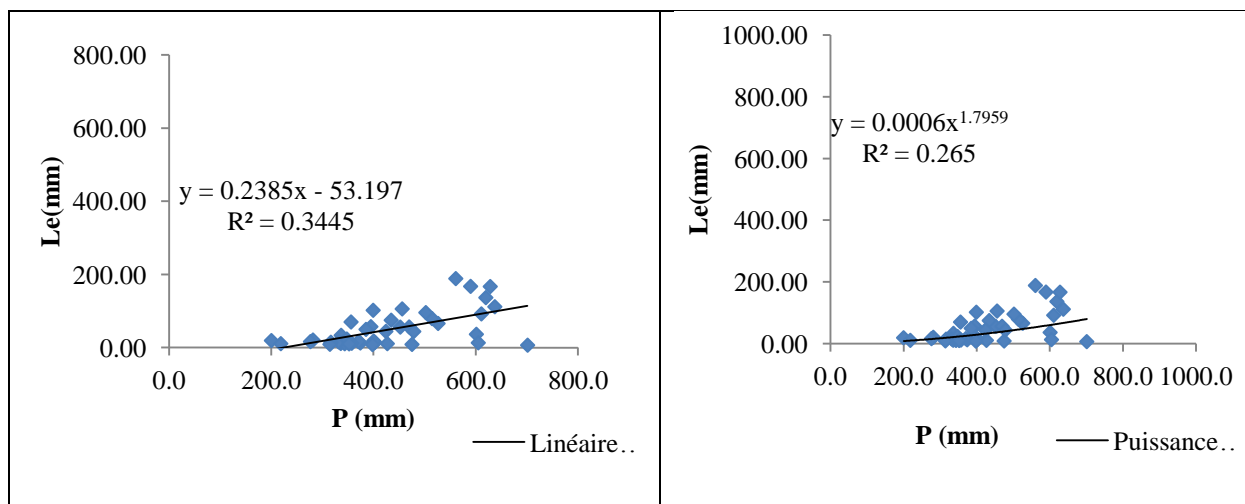
IV.1.2. Corrélation annuelle

Le Tableau IV.1 et la figure IV.3, montre les résultats du coefficient de détermination et le modèle qui relie les variables pluie-débit.

Tableau IV.1 : Représentation des différents types de régression

Type de régression	Equation et Coefficient R ²
Linéaire	Le = 0,2385P - 53,197 R ² = 0,3445
Logarithmique	Le = 98,53lnP - 544,27 R ² = 0,3317
Polynomiale	Le = -0,0002P ² + 0,3957P - 86,364 R ² = 0,3477
Puissance	Le = 0,0006P ^{1,7959} R ² = 0,265
Exponentielle	Le = 5,0723e ^{0,0042P} R ² = 0,2567

On remarque que la modélisation par corrélation des données annuelles donne des coefficients de corrélation faibles compris entre 0.2567 et 0.3445, quelques soit le type de relation choisie. (Fig.IV.3) Il faut voir là l'effet du pas de temps pris pour cette corrélation.



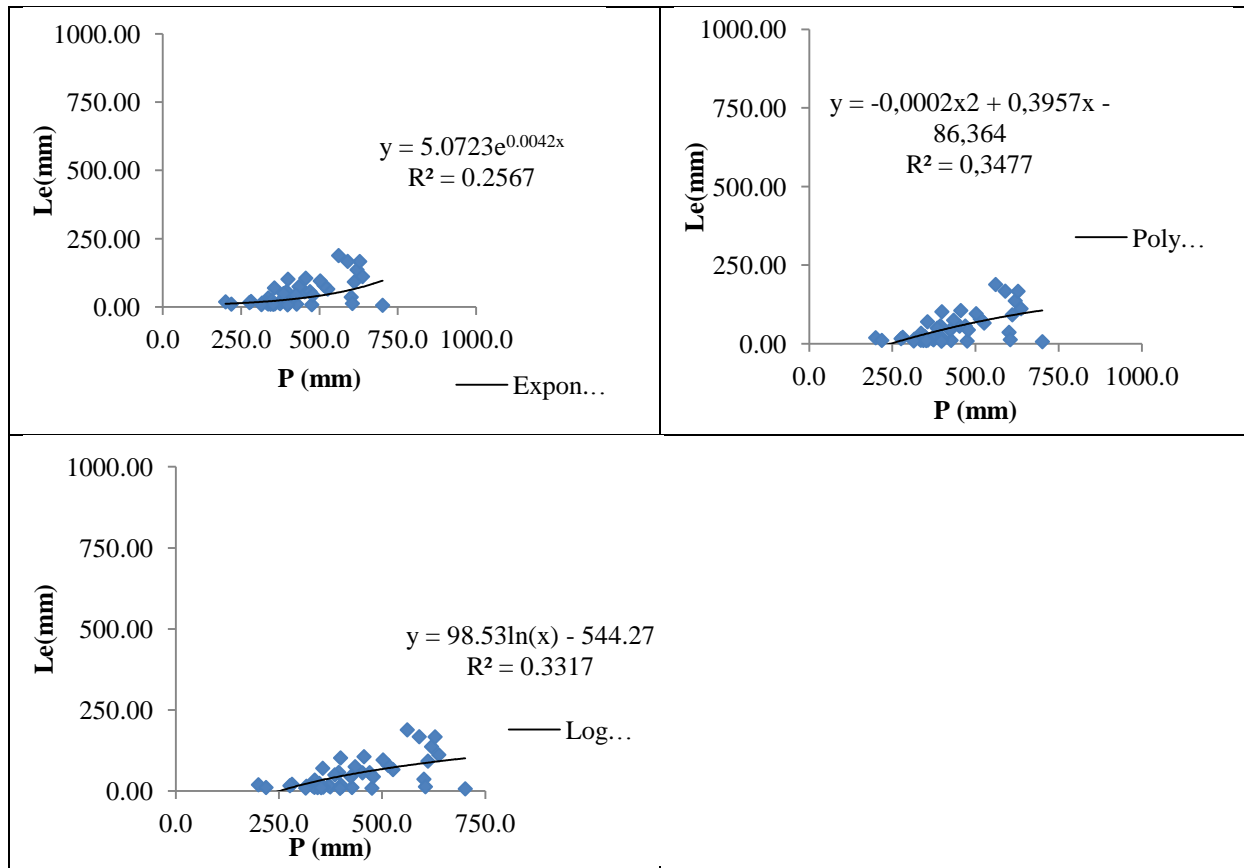


Figure IV.3: Corrélation Pluie-Débit (données annuelles) (1970-1971/2012-2013).

La modélisation par corrélation entre les données annuelles (pluies et les lames d'eau écoulées) donne des coefficients de corrélation moyens à mauvais compris entre 0.51 et 0.59 pour les différents types de relations choisies. Les caractéristiques physiques, la taille, la géologie, le climat et la structure du bassin associé à l'intensité, la répartition spatio-temporelle des précipitations, le caractère karstique, les pertes et les transferts souterrains vers d'autres bassins versants ne sont pas pris en considération et peuvent constituer la principale cause.

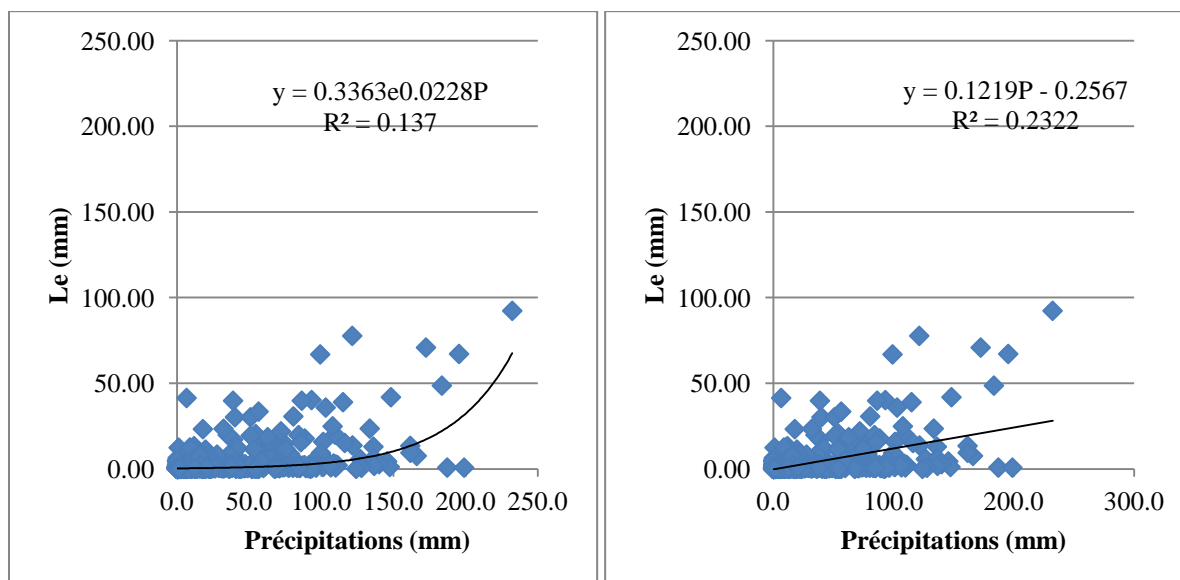
IV.3.2. Corrélation mensuelle

Les résultats de cette corrélation sont exposés sur le tableau IV.2 :

Tableau IV.2 : Représentation des différents types de régression.

Type de régression	Equation et Coefficient R ²
Linéaire	$Le = 0,1219P - 0,2567$ $R^2 = 0,2322$
Logarithmique	—
Polynomiale	$Le = 0,0011P^2 - 0,0278P + 2,0063$ $R^2 = 0,3023$
Puissance	—
Exponentielle	$Le = 0,3363e^{0,0228P}$ $R^2 = 0,137$

Le modèle Polynomiale présente mieux mais faiblement significatif la relation entre les précipitations et les lames d'eau écoulées.



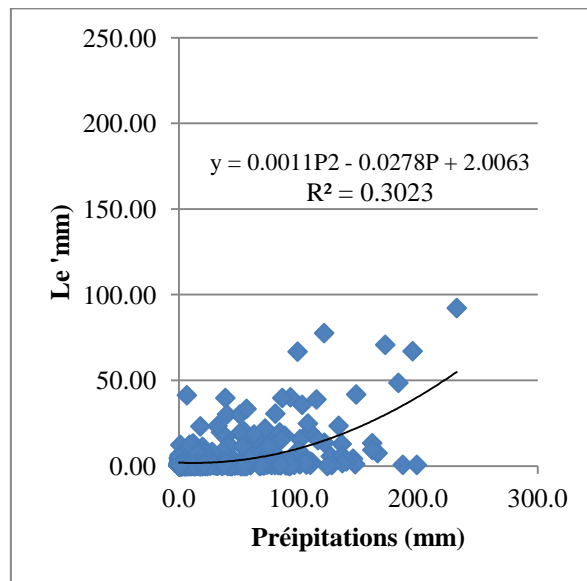


Figure IV.4:Corrélation Pluie-Débit au pas de temps mensuel (1970-1971/2012-2013).

N'ayant pas eu des relations significatives pluie –débit, nous allons dans la suite des travaux appliquer d'autres modèles globaux prenant en compte certains paramètres relatifs à la forme, aux conditions climatiques etc..

IV.2. Modélisation de la relation Pluie-Débit par l'utilisation du modèle HBV Light

IV.2.1. Introduction

Le modèle HBV Light est considéré comme modèle conceptuel global et semi-distribué très utilisé dans le monde entier. Il est appliqué, dans des conditions de bassins versants très variées, et qui a montré une grande capacité d'adaptation. Il existe plusieurs versions et a différents paramètres permettant leur application à des conditions hydrologiques particulières.

Ces méthodologies sont intéressantes mais introduisent un important degré de complexité dans les processus de modélisation.

Ce modèle simule le débit journalier en utilisant comme entrées les températures, les précipitations et les débits journaliers, ainsi que les estimations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle. Il prend en compte les caractéristiques topographiques comme la superficie et l'altitude pour la discrétisation spatiale du domaine d'étude en zones homogènes pour la version semi-distribuée.

Le modèle HBV consiste en une fonction de production pour l'écoulement vertical où la fonte de la neige est calculée par la méthode des degrés-jours, où la recharge de la nappe et l'évapotranspiration réelle sont des fonctions du stockage en eau actuel dans le réservoir sol et où la formation de l'écoulement de surface se fait à travers trois réservoirs dont le premier est non-linéaire (Seibert, 1997).

Pour les fonctions de production neige et sol, les calculs sont réalisés pour chaque zone. Ainsi le modèle est semi-distribué alors que les paramètres de la fonction de transfert sont globaux par sous-bassin.

De nombreux modèles hydrologiques ont vu le jour au cours des vingt dernières années surtout en regard de la relation pluie – débit, ils sont devenus aujourd'hui des outils indispensables à toutes les études et recherches dans le domaine de l'estimation, de la valorisation et de la gestion des ressources en eau.

Le modèle du HBV peut être utilisé pour :

- étendre les eaux de ruissellement des séries de données (ou de combler les Lacunes),
 - la qualité des données de contrôle,
 - les études de bilan hydrique,
 - la prévision du ruissellement (alerte contre les inondations et le fonctionnement du réservoir),
 - calculer les inondations de conception pour la sécurité des barrages,
 - étudier les effets des changements au sein du bassin versant ;
 - simuler les débits à la sortie des bassins versants non jaugés ;
 - simuler les effets du changement climatique

IV.2.2. Menu du modèle HBV Light

Les étapes suivantes décrivent d'une manière intégrale la saisie et la sauvegarde des entrées du quotidien des précipitations P (mm), températures T (°C), des débits Q observés (mm. j-1) et les valeurs de l'évapotranspiration mensuelle moyenne ETP (mm. mois-1).

IV.2.2.1. Nom du bassin : Catchment name\data

ptq.dat (données journalières des précipitations, températures et débits mesurés)

evap.dat (Évapotranspiration moyen mensuel)

par.dat (15 paramètres du modèle) (Fig.IV.5)

clarea.dat (surface du bassin)

Optionnel: t_mean.dat, ptcalt.dat, gw.dat and gwinfo.dat, ce fichier est optionnel :.\catchmentname\résulta (fichier des résultats)

Le programme peut être démarré à partir de l'Explorateur (HBV *. exe). Cependant, il peut être plus confortable de créer un raccourci du HBV.

Data files (input). (Entrées)

Tous les fichiers suivants doivent être situés dans le même répertoire... \ data\

PTQ-file

Le PTQ-file (ptq.dat) contient des séries chronologiques des précipitations quotidiennes [mm /jour], des températures [° C] et des débits [mm / jour]. Le nom du fichier d'entrée est toujours ptq.dat et le format est le suivant :

a) en tête de deux lignes, la première contient un nom pour le bassin versant (pas de virgule dans cette ligne), la deuxième ligne n'est pas utilisée par le programme.

b) Date (AAMMJJ ou AAAAMMJJ), les précipitations, la température, le débit observé décharge d'une ligne par jour (séparé par des virgules).

The screenshot shows a software window titled "Parameter (semi-distributed version)". It contains two columns of input fields for "Vegetation zone 1". The left column includes parameters like TT [°C], CFMAX [mm/(d °C)], SFCF [-], CFR [-], CWH [-], FC [mm], LP [-], and BETA [-]. The right column includes PERC [mm/d], UZL [mm], KO [1/d], K1 [1/d], K2 [1/d], MAXBAS [d], and Cet [1/°C]. Below these is a "Simulation period" section with fields for "Start of 'warming-up' period:", "Date", and "No." for both "from" and "to" values. There are also buttons for "Load Parameter", "Save Parameter", "Cancel", and "OK", and a "Model-Run-No" field with the value "002".

Figure IV.5 : Exemple du menu des paramètres de calage du HBV Light

Tableau IV.3: Paramètres de captage

Nom	Unité	Plage valide	Description
PERC	mm/d	[0,inf)	Paramètre de seuil
Alpha	-	[0,inf)	Coefficient de non linéarité
UZL	mm	[0,inf)	Paramètre de seuil
K0	1/d	[0,1)	Coefficient 0 de stockage (ou de récession)
K1	1/d	[0,1)	Coefficient 1 de stockage (ou de récession)
K2	1/d	[0,1)	Coefficient 2 de stockage (ou de récession)
MAXBAS	Δt	[1,100]	Longueur de pondération triangulaire de fonction
Cet	1/°C	[0,1]	Facteur potentiel de correction de l'évaporation
PCALT	%/100m	(-inf,inf)	Changements de précipitations avec l'altitude Variables
TCALT	°C/100m	(-inf,inf)	Variation de la température avec l'altitude Variables
Pelev	m	(-inf,inf)	Elévation de données des précipitations dans les fichiers PTQ
Telev	m	(-inf,inf)	Elévation des données des températures dans les fichiers PTQ
PART	-	[0,1]	Partie de la recharge qui est ajouté à la boîte des eaux souterraines
DELAY	d	[0,inf)	Période de temps pendant laquelle la recharge est répartie

Tableau IV.4: Paramètres de végétation

Nom	Unité	Plage valide	Description
TT	°C	(-inf,inf)	Température de seuil
CFMAX	mm/d°C	[0,inf)	Facteur de degrés-Δt
SFCF	-	[0,inf)	Facteur de correction de chutes de neige
CFR	-	[0,inf)	Coefficient de regel
CWH	-	[0,inf)	Capacité de rétention d'eau
CFGlacier	-	[0,inf)	Facteur de correction de glacier
CFSlope	-	(0,inf)	Facteur de correction de pente
FC	mm	(0,inf)	Humidité maximale de stockage du sol
LP	-	[0,1]	Valeur de l'humidité du sol au-dessus duquel AET atteint PET
BETA	-	(0,inf)	paramètre qui détermine la contribution relative aux eaux de ruissellement de la pluie ou de la fonte des neiges

a. Calage du modèle

Le calage du modèle consiste à déterminer, sur une gamme de données précise, la valeur des paramètres optimaux qui permet de réduire le maximum possible la différence entre l'hydrogramme observé et celui simulé par le modèle

Pour les modèles pluie-débit, les paramètres sont ajustés de manière à ce que la simulation des débits corresponde le plus étroitement possible avec la série de débits mesurés sur la période de calage. L'étape de calage, encore appelée calibration, joue plusieurs rôles (Cosandey et Robinson.M, 2000).

Le tableau des résultats apparaît comme suit :

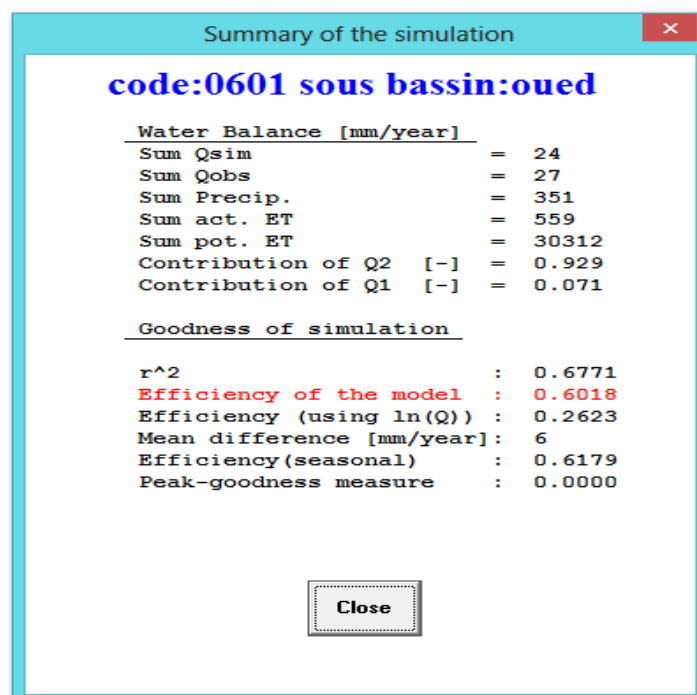


Figure IV.6 : Visualisation du tableau des résultats du calage

Nous résumerons dans le tableau IV.5, les paramètres de calage, coefficient de détermination R², et les critères de performance:

Tableau IV.5: Résultats des paramètres d'optimisation du calage au pas de temps journalier (1996/1997-2000/2001).

Critères	Oued Chouly
TT	3.53
CFMAX	3.6
SFCF	0.65
CFR	0.8
CWH	6
FC	1060
LP	1
BETA	1.51
PERC	0.28
UZL	100
K0	0
K1	0.999
MAXBAS	0.0028
Cet	0.006
Nash%	60.18
R²	0.6771
ε	0.01
EQM	0.01
C2M	0.43
CB%	77

ε : Erreur moyenne absolue

EQM : Erreur quadratique moyenne

$$\text{C2M} = \frac{\text{Nash}}{2 - \text{Nash}}$$

CB : Critère du bilan

La figure IV.7, montre une bonne concordance entre les débits calculés et les débits observés, il est bien montré par la corrélation (fig. IV.8).

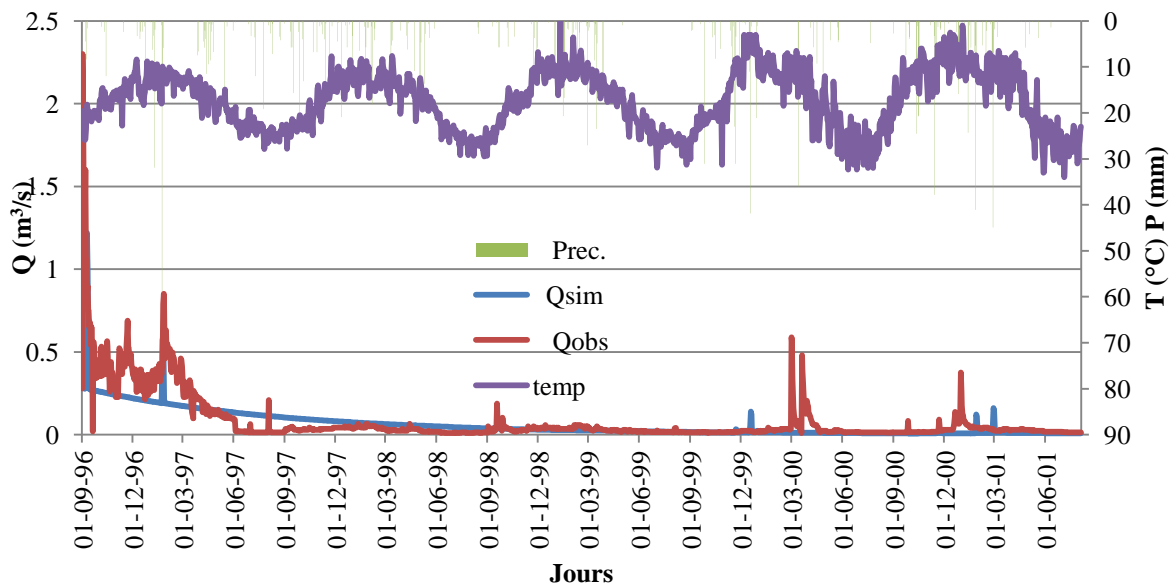


Figure IV.7: Visualisation de la qualité du calage

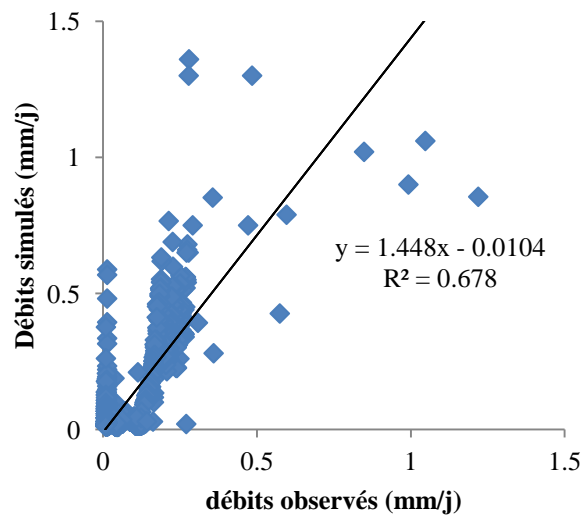


Figure IV.8 : Corrélation entre le débit simulé et le débit observé

b. Validation du modèle

La phase de la validation enregistre une valeur de Nash négative qui égale à 9 et un coefficient de détermination $R^2 = 0.47$ (Fig. IV.9 et IV.10) et tableau IV.4. Ceci peut s'expliquer par l'irrégularité des précipitations au cours des jours et surtout de l'état du sol (saturation et occupation) et des conditions géologiques. Aussi la période de validation étant plus arrosée que celle où la calibration a été réalisée (c'est presque le double).

Tableau IV.6: Résultats de validation du modèle de HBV Light

Critères de performance	Oued Chouly
Nash %	09.10
R ²	0.4683

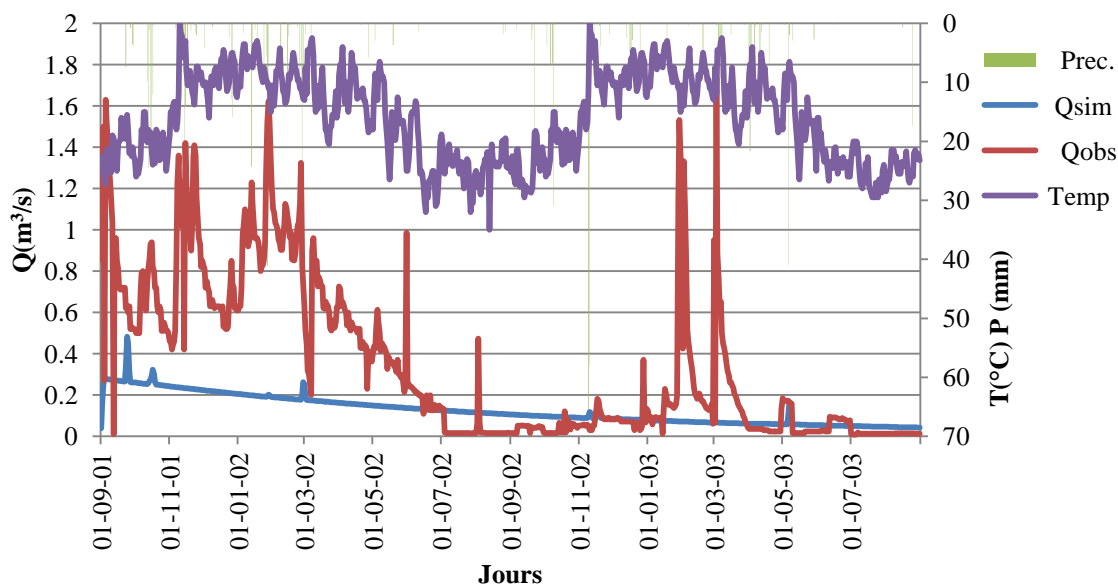


Figure IV.9: Visualisation de la qualité de la validation

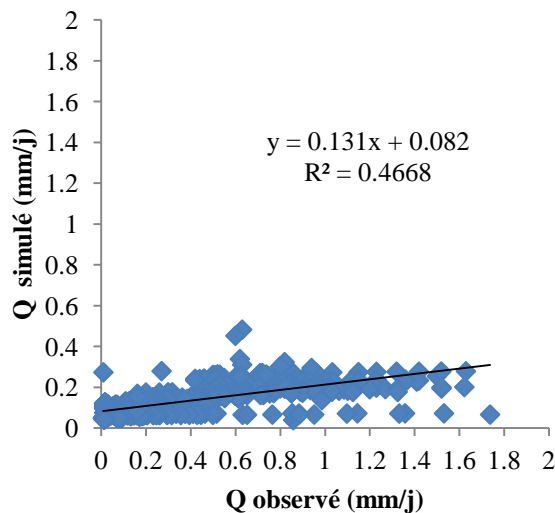


Figure IV.10 : Corrélation entre Q simulé et Q observé durant la validation

Pour mieux cerner cette relation pluie – débit, nous avons essayé d’appliquer le modèle GR déjà utilisé par plusieurs auteurs dans la région afin de pouvoir comparer les résultats trouvés.

IV.3. Modélisation de la relation Pluie-Débit par l'utilisation du modèle GR

Certains modèles comme ceux du Génie Rural présentent beaucoup d'avantages car ils comportent peu de paramètres et peuvent rendre compte du comportement hydrologique du bassin. Ils ont été testés sur des bassins versants allant de moins de 10 Km² à plus de 100 000Km² et des contextes climatiques très variés. Ils sont également utilisés pour une large gamme d'application opérationnelle telles que la prédétermination des crues, la prévision des crues et d'étiage, la détection d'impact, la gestion ou dimensionnement d'ouvrage.

C'est dans cette optique, que nous avons tenté d'appliquer le modèle GR facile d'utilisation et déjà utilisé dans le bassin de la Tafna, pour le comparer à notre modèle HBV Light.

La version que nous avons retenue est la version Excel disponible sur le site du CEMAGREF.

IV.3.1. Modèle journalier GR4J

Le modèle GR4J a été calé sur plus de 400 bassins versants du monde (Perrin, 2000). Notons cependant que pour l'ensemble des bassins, la période de données hydrométriques disponible ne couvre en général pas la période d'observation climatique. La fonction objective utilisée est le critère de Nash et Sutcliffe appliqué sur les racines carrées des débits, cette transformation permettant un calage équilibré entre périodes de crues et d'étiage (Oudin et al., 2006). Le critère de Nash-Sutcliffe original est utilisé ensuite pour évaluer le modèle, ceci afin de fournir des éléments de comparaison avec les résultats des autres modèles hydrologiques. Les résultats en calage sont assez satisfaisants dans l'ensemble puisque plus de la moitié des 214 bassins versants en France sont modélisés avec des critères de Nash supérieurs à 0.80 (Perrin, 2000 ; Perrin et al., 2003).

Nous allons aussi calculer l'erreur du bilan à partir des débits observés et des débits simulés par les modèles hydrologiques sur les périodes de calage.

Le modèle GR4j est un modèle journalier à 4 paramètres de réglage. La version utilisée a été mise au point par Perrin en 2002 et améliorée par Perrin et al. en 2003. Les paramètres de réglage au nombre de quatre (04) :

- X1 : Capacité du réservoir de production (mm),
- X2 : Paramètre d'échange (mm),
- X3 : Capacité à un jour du réservoir de routage (mm),
- X4 : Délai (temps de base de l'hydrogramme unitaire) (jour).

et contient deux réservoirs, un de routage et un réservoir sol. (Marion, 2009)

Pour prédire le débit journalier nous avons utilisé à l'entrée du modèle des valeurs des pluies journalières observées (mm), l'ETP calculée par la méthode de Oudin (mm) et des débits journaliers observés exprimés en lames d'eau écoulées (mm).

Les données utilisées sont relatives à la période (1995-1996/2002-2003) mesurés au niveau de la station de Chouly.

IV.3.1.1.Calage du modèle

Les résultats du calage du modèle sont illustrés dans le tableau qui suit:

Tableau IV.7 : Résultats du calage du modèle GR4J

Critères		Chouly (1995-1996/2002-2003)
ETP Oudin	X1	492.75
	X2	0.04
	X3	41.26
	X4	2.58
	Nash %	82.5
	Bilan%	97.7
	R0	0.70
	S0	0.60
	R ²	0.8018

X1 : Capacité du réservoir de production (mm),

X2 : Paramètre d'échange (mm),

X3 : Capacité du réservoir de routage (mm),

X4 : Délai (jours),

R0 : Capacité du réservoir de routage (max. : 60mm),

R² : Coefficient de détermination.

D'après les résultats du tableau précédant et la plus ou moins bonne superposition des deux courbes, des débits simulés et calculés (Fig.IV.11), nous pouvons dire que le modèle est assez bien calé.

Tableau IV.8: Valeurs des paramètres après calibration du modèle

Bassin versant	ETP Oudin	
	S	R
Oued Chouly	0.04-0.596	0.225-0.750

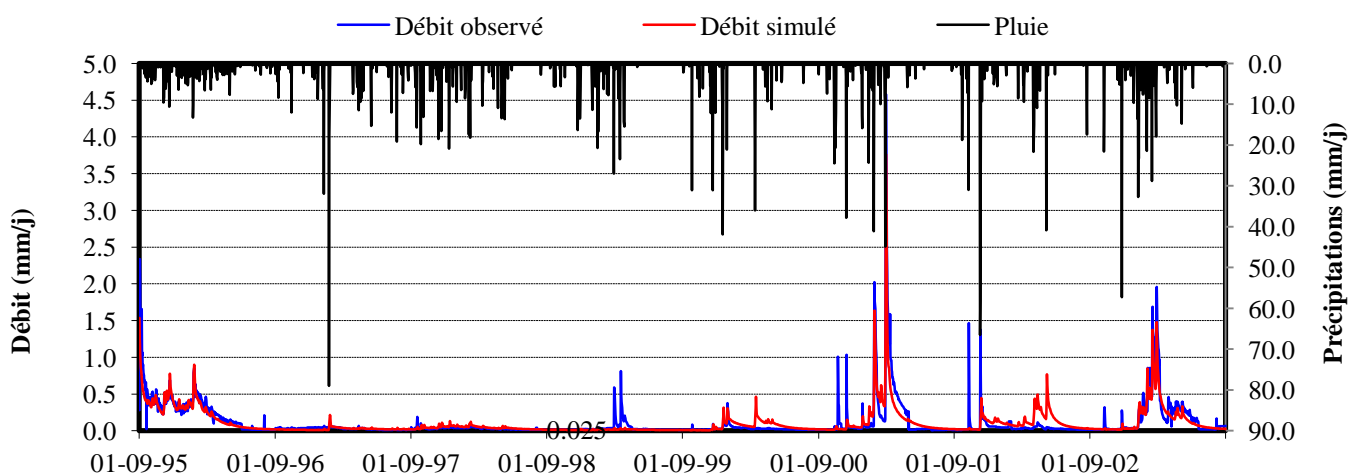


Figure IV.11: Visualisation de la qualité du calage

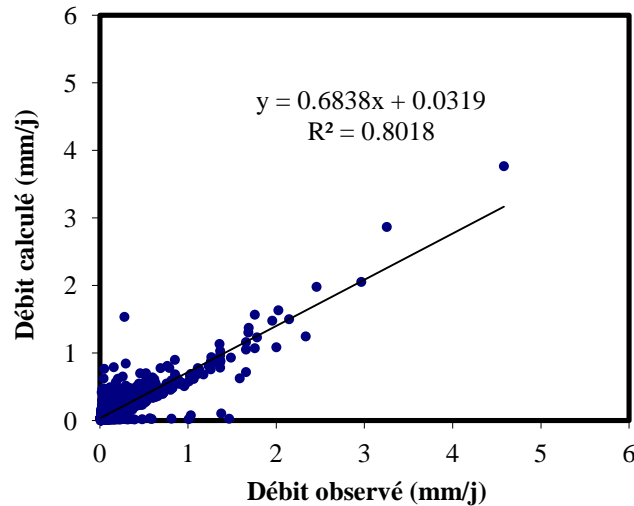


Figure IV.12: Corrélation entre les débits observés et les débits simulés

Selon l'évolution du taux de remplissage du réservoir de routage (Fig.IV.13), nous pouvons dire qu'une partie importante des eaux souterraines, karstiques subissent des échanges avec les formations adjacentes alimentant l'écoulement.

La variabilité journalière de l'écoulement est plus importante que celle annuelle et mensuelle. Elle se traduit dans le modèle par le niveau du réservoir de production qui varie entre 0.04 mm et 0.596 mm (Fig.IV.13) et la capacité du réservoir de routage qui varie entre 0.255mm et 0.750mm (Fig.IV.14) et (Tableau IV.8).

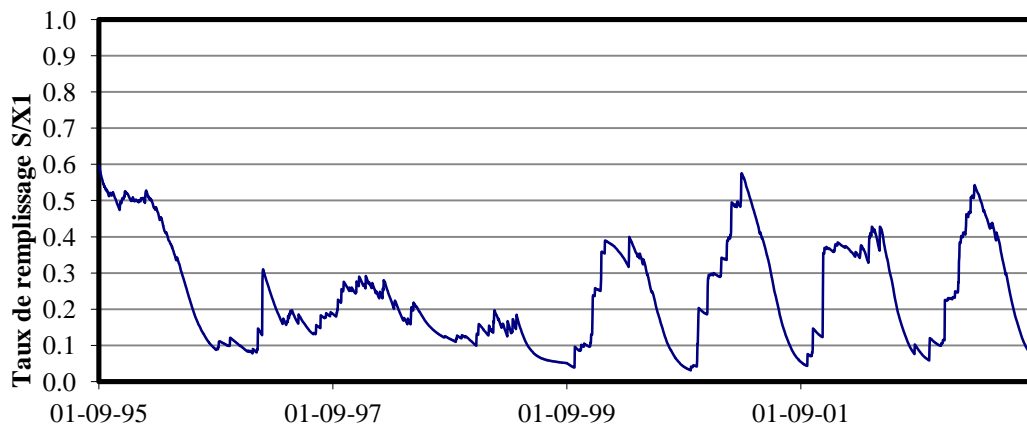


Figure IV.13: Courbe du niveau S du réservoir de production.

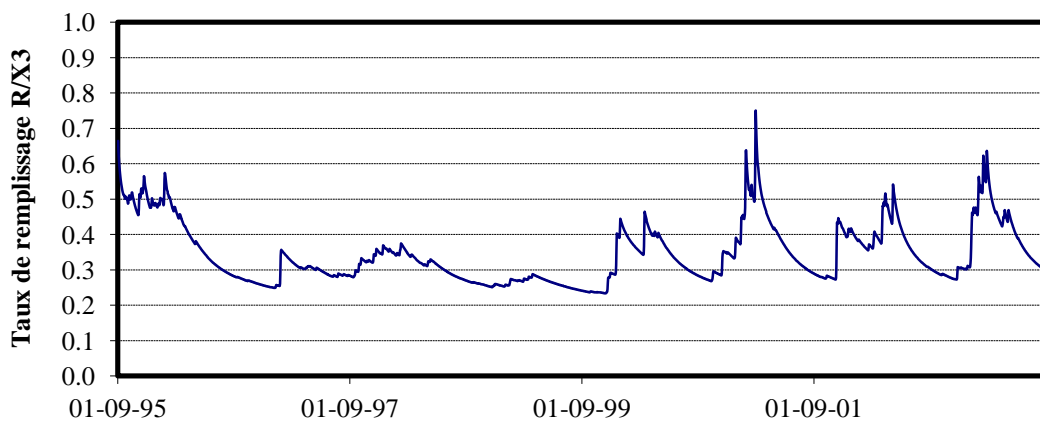


Figure IV.14: Courbe du niveau R du réservoir de routage.

IV.3.3.1.2. Validation du modèle

Pour la validation nous avons utilisé de nouvelles données des précipitations et d'évapotranspirations correspondant à la période (1997-1998/2002-2003) et qui n'ont pas été utilisées lors du calage.

Le Tableau IV.9, montre la valeur du coefficient de détermination.

Tableau IV.9 : Résultats de la validation du modèle GR4J

Bassin versant	Coefficient de détermination
Oued Chouly	0.6673

Selon le coefficient de détermination et la représentation de la fonction débit simulé et débit observé, la modélisation pluie-débit réalisée par l'utilisation du GR4J donne des bons résultats. La représentation de la répartition des points selon la droite $y = x$ est importante pour déceler l'alignement des points de celle-ci.

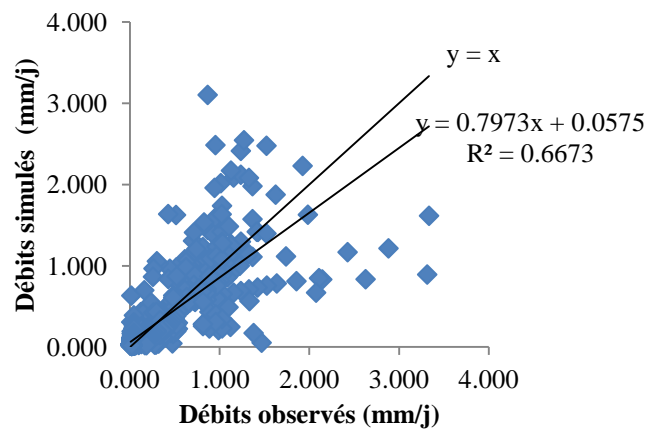


Figure IV.15: Validation du modèle GR4J.

L'analyse du graphique (Fig.IV.15), montre que le nuage de points est plus ou moins aligné harmonieusement autour de la droite d'équation $y = x$ à l'exception de quelques points.

IV.4. Comparaison entre les résultats du modèle HBV Light et le GR4J

Les résultats obtenus par les deux modèles sont synthétisés dans le Tableau IV.10:

Tableau IV.10: Résultats du modèle HBV light et GR4J

	Critères	HBV Light	GR4J
Calage	Nombres de paramètres de calage	15	4
	Nash %	60.18	82.5
	R ²	0.6771	0.8018
	ϵ	0.01	0.0015
	EQM	0.01	$9.47 \cdot 10^{-3}$
	C2M	0.43	0.70
	CB%	77	97
Validation	Nash %	9.10	59.6
	R ²	0.4683	0.6673

Le HBV Light appliqué au bassin d'oued Lakhdar (ex Chouly) ne se montre pas performant à le comparer avec le modèle GR. En effet, le GR met en évidence un coefficient de Nash plus important à la fois en période calage qu'en validation.

IV.5. Modèle annuel GR1A

Afin de montrer l'effet du nombre de paramètres sur la modélisation de la relation pluie-débit et de mettre en évidence la robustesse d'un modèle par rapport à un autre, nous avons tenté d'appliquer nos données sur des pas de temps annuel et mensuel.

Le modèle GR1A (modèle du Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est un modèle pluie-débit global à un seul paramètre qui a un 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 (Andreassian *et al.*, 2007).

Dans cette étude, pour prédire le débit à une année donné, nous utilisons à l'entrée du modèle des valeurs des pluies annuelles observées en mm, des ETP calculées par la méthode de Turc et Thornthwaite en mm, et des débits annuels (exprimée en lames d'eau écoulées) en mm.

IV.5.1. Calage du modèle

Le calage du modèle a été réalisé après le passage par un certain nombre de simulations. Nous avons procédé au calage du paramètre X du modèle en appliquant des changements sur ce dernier en commençant comme point de départ par une valeur fixée à et la faisant accroître successivement avec un intervalle de 0.01 jusqu'à la valeur supérieure limite donnée par le modèle 3.5 jusqu'à l'obtention d'un critère de Nash optimum égale ou supérieur à 80% (sachant qu'un bon critère de Nash-Sutcliffe a une valeur proche de 1) et un coefficient de

corrélation entre les débits simulés et les débits observés plus acceptable. Les résultats du calage sont présentés dans le Tableau IV.11.

Tableau IV.11: Représentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR1A.

Données annuelles	ETP (Turc)				ETP (thornthwaite)			
	X	Nash	Bilan	Coef de détermination (R ²)	X	Nash	Bilan	Coef de détermination (R ²)
Oued Chouly (1971-1987)	1.28	80.0%	98.6	0.7895	1.23	78.1	99.9	0.7947

A partir des valeurs des coefficients de détermination, le calage paraît satisfaisant. Les valeurs du critère de Nash obtenues sont bonnes, elles sont supérieures à 70 % (Tableau IV.11). Le bilan est assez équilibré, il est ≈ 100% pour la formule de Thornthwaite. Toutefois, la méthode de Turc donne de meilleurs résultats pour Nash par rapport à ceux de Thornthwaite.

Les coefficients de correction de l'évapotranspiration X=1.23 et 1.28 étant positifs, ceci nous laisse penser que l'évapotranspiration est importante. Ils traduisent aussi les échanges avec des nappes profondes tout au long de l'oued. En effet, le caractère karstique de notre bassin confirme cette réponse.

Les résultats du calage sont bien illustrés par les figures IV.16, IV.17, IV.18 et IV.19.

a- Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Turc.

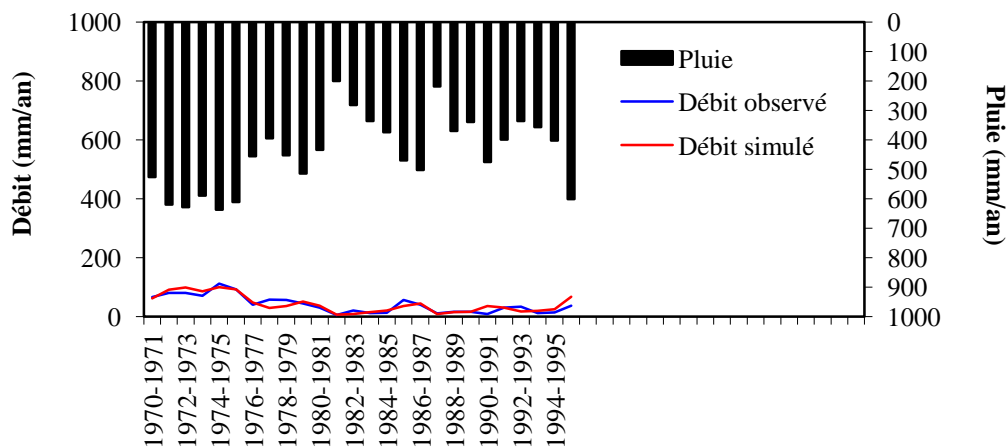


Figure IV.16: Visualisation de la qualité du calage.

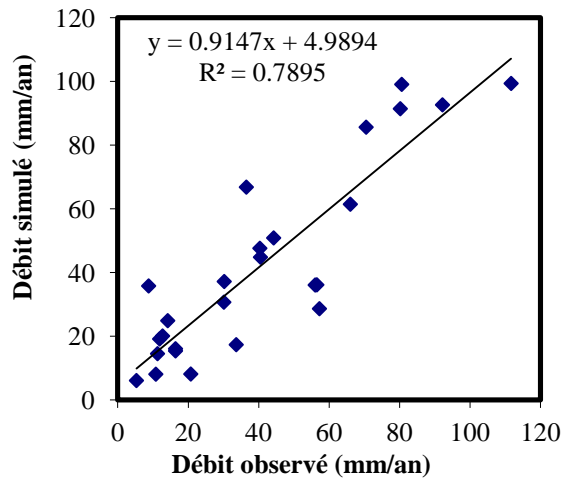


Figure IV.17: Corrélation entre les débits observés et les débits simulés.

b- Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Thornthwaite.

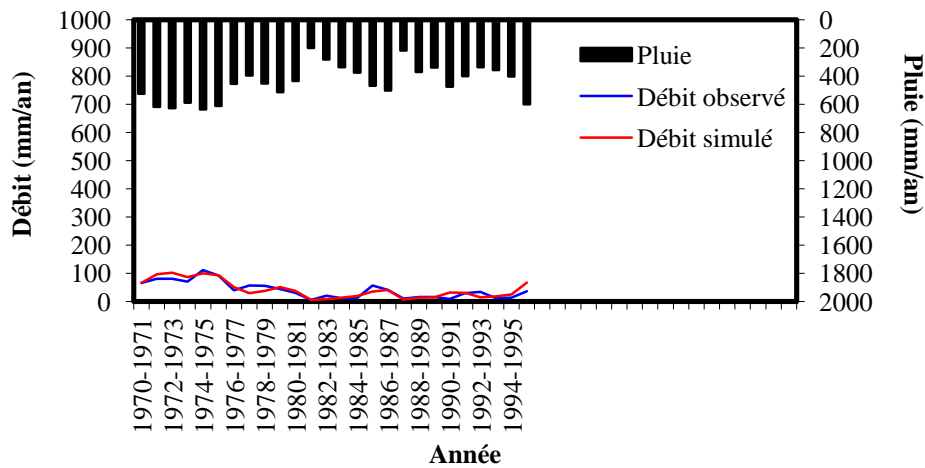


Figure IV.18: Visualisation de la qualité du calage

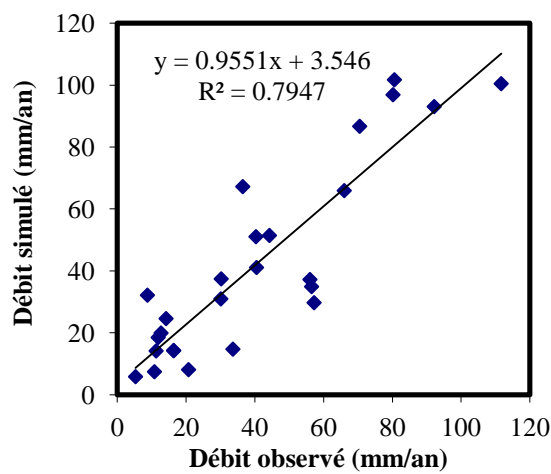


Figure IV.19: Corrélation entre les débits observés et les débits simulés.

Les courbes des lames d'eau écoulées calculés et celles mesurées montrent que le modèle de Turc. Et de Thornthwaite sont presque pareilles.

IV.5.2. Validation du modèle

La validation porte sur l'application des modèles sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage, elle est relative à la période (1987-1988/1995-1996).

Nous représentons sur le tableau IV.12, les résultats de la validation pour les deux ETP utilisées (Turc et Thornthwaite).

Tableau IV.12: Variations du coefficient de corrélation.

Données Annuelles	Coefficient de détermination (R ²)	
	ETP (Turc)	ETP(Thornthwaite)
Oued Chouly	0.8301	0.8252

A partir des résultats obtenus (Tableau IV.12 et la figure IV.20), la modélisation pluie-débit élaborée par utilisation du GR1A sur nos données donne des résultats acceptables.

La répartition globale des points paraît acceptable.

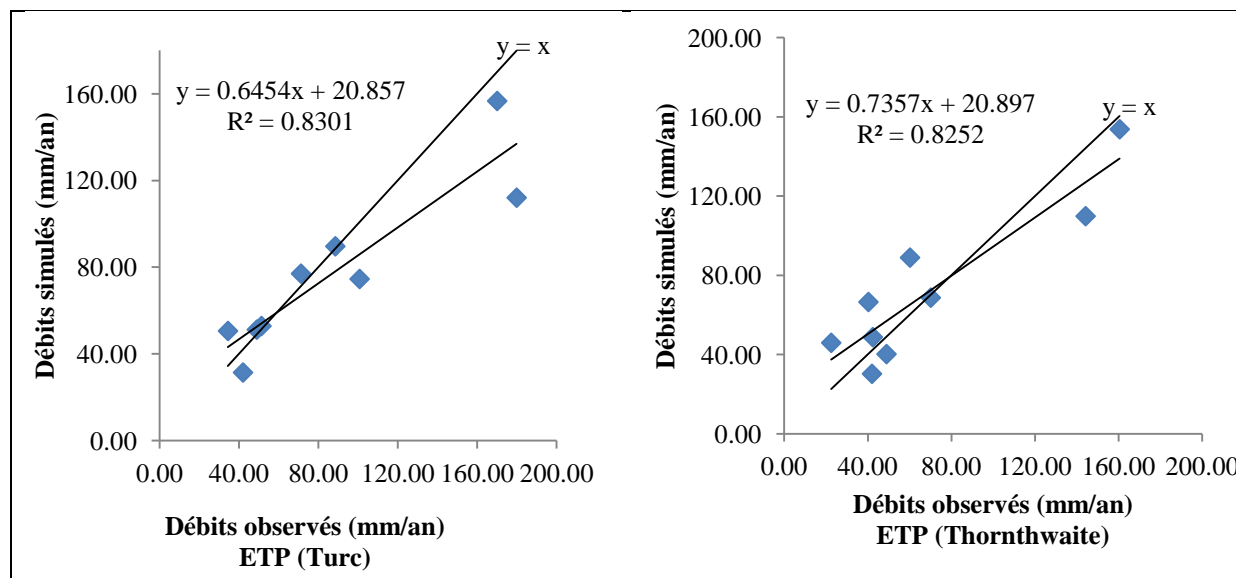


Figure IV.20: Validation du modèle GR1A selon l'ETP de Turc et Thornthwaite.

IV.6. Modèle mensuel GR2M

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

X1 : capacité du réservoir de production (mm),

X2 : coefficient d'échanges souterrains.

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. Il s'est distingué comme le modèle fournissant globalement les meilleurs résultats de modélisation.

Pour prédire le débit à un mois donné nous avons utilisé à l'entrée du modèle des valeurs 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). Les données utilisées sont respectivement relatives aux périodes (1970/1971-1986/1987) / (1987/1988-1996/1997) pour le calage et la validation mesurés au niveau de la station d'Oued Chouly.

IV.6.1. Calage du modèle

Le calage du modèle se fait par introduction des données, et la vérification de l'ajustement du modèle par analyse des résultats numériques et graphiques. Afin de quantifier la précision des résultats, deux critères d'ajustement sont retenus, soit le coefficient de corrélation R et le coefficient de Nash.

Nous avons procédé aux changements des valeurs des paramètres X1 et X2 du modèle entre les valeurs limites comprises entre 140 et 2640 (mm) pour X1 et 0.21 à 1.31 pour X2 avec un intervalle de 0.001 jusqu'à l'obtention d'un critère de Nash optimum supérieur ou égale à 70% et un coefficient de corrélation entre les débits simulés et les débits observés significatif proche de 1.

Les résultats du calage obtenus sont regroupés dans le tableau IV.13 et représentés dans les figures (VI.21 et VI. 22).

Tableau IV.13: Représentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR2M.

Critères		Chouly 1970-1971/1985-1986
ETP Turc	X1	992.27
	X2	0.88
	Nash %	81.8
	Bilan %	98
	R0	30
	R ²	0.7974
ETP Thornthwaite	X1	601.85
	X2	0.80
	Nash %	79
	Bilan %	92.8
	R0	30
	R ²	0.8048

X1 : Capacité du réservoir de production (mm),

X2 : Paramètre d'échange,

R0 : Niveau de remplissage initial (max. : 60mm),

R² : Coefficient de détermination.

D'après les résultats du tableau IV.13 et la coïncidence des deux courbes, celle des débits simulés et calculés (Fig. IV.21, IV.22, IV.23 et IV.24), nous pouvons dire que le modèle est assez bien calé, toutefois l'évapotranspiration résultant de la formule de Turc offre un meilleur résultat par rapport à celle de Thornthwaite.

Selon le graphe de l'évolution du taux de remplissage du réservoir de production (Fig.IV, 23 et IV.26), nous pouvons dire qu'une partie importante reste sous forme de perte par infiltration au niveau du réseau de failles caractérisant le bassin qui fait retarder la réponse au niveau de la station hydrométrique.

Ainsi l'évolution du taux de remplissage du réservoir de routage peut expliquer un échange avec les formations adjacentes.

La variabilité mensuelle de l'écoulement est plus importante que celle annuelle, traduit par l'effet de compensation statistique qui règle la moyenne annuelle. Cette irrégularité des débits mensuels se traduit dans le modèle par le niveau du réservoir de production qui varie entre 133.82mm et 491.90 mm (Fig. IV24) et la capacité du réservoir de routage qui varie entre 7.43 mm et 35.04 mm (Fig. IV.23) pour Turc. Pour Thornthwaite, la capacité de réservoir de production varie entre 70.88 mm et 381.96 (Fig.IV 28) et 5.11et 40.82mm (Fig.IV.27) pour la capacité du réservoir de routage (Tableau IV.14).

Tableau IV.14: Valeurs des paramètres après calibration et performances du modèle.

Bassin versant	ETP Turc		ETP Thornthwaite	
	S	R	S	R
Oued Chouly	133.82 - 491.90	7.43 - 35.04	70.88 - 381.96	5.11 - 40.82

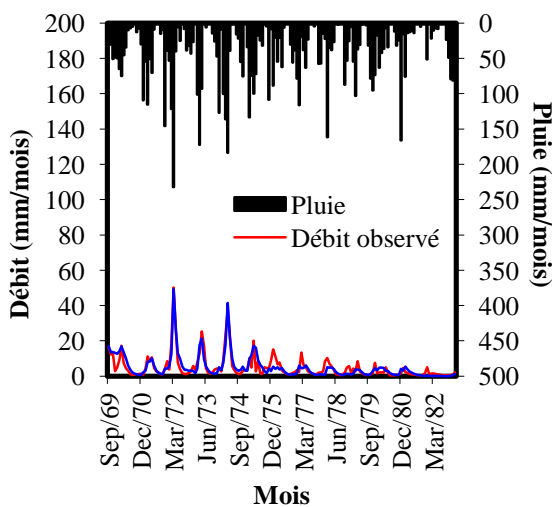


Figure IV.21: Visualisation de la qualité du calage (Turc).

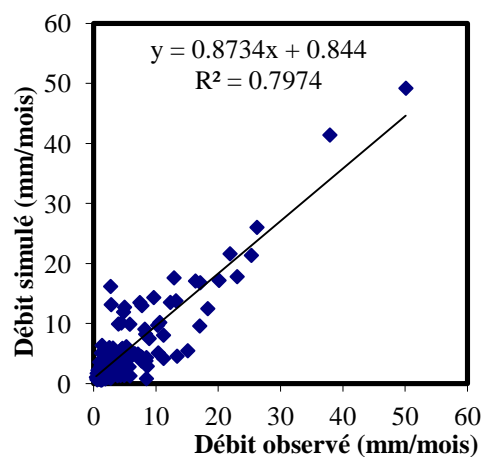


Figure IV.22: Corrélation entre les débits observés et les débits simulés (Turc).

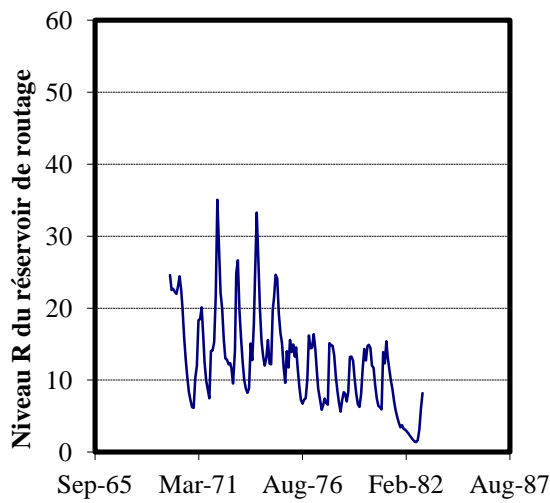


Figure IV.23: Courbe du niveau R du réservoir de routage (Turc).

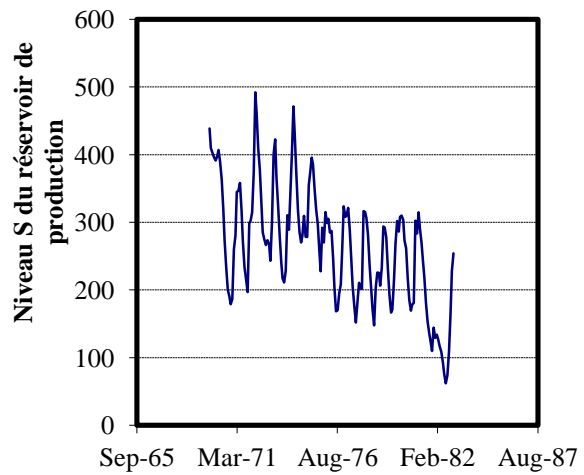


Figure IV.24: Courbe du niveau S du réservoir de production (Turc).

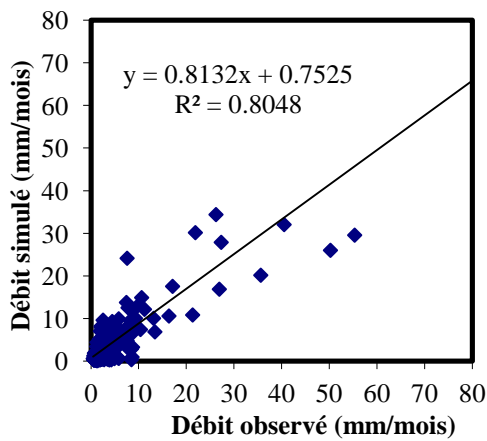


Figure IV.25: Corrélation entre les débits Observés et les débits simulés (Thornthwaite)

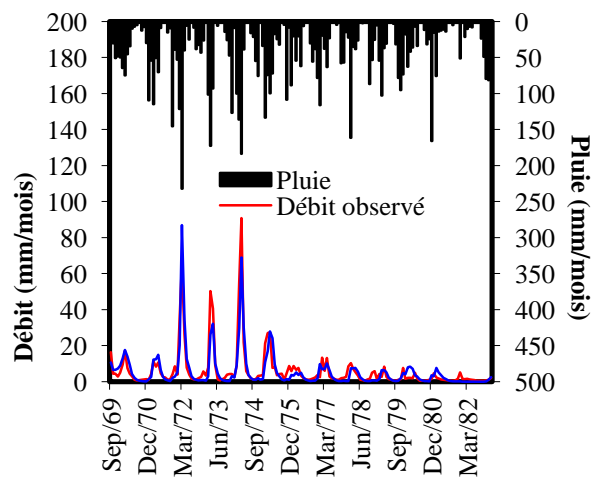


Figure IV.26: Visualisation de la qualité du calage (Thornthwaite)

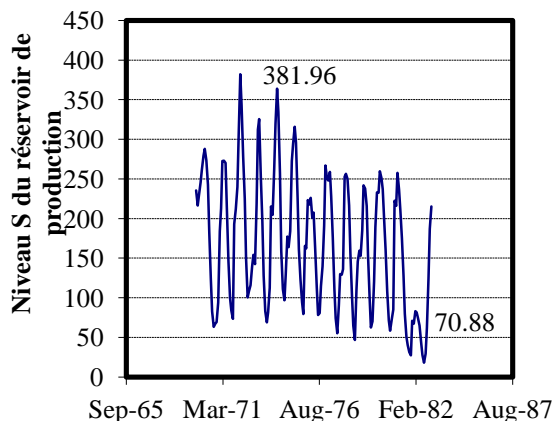


Figure IV.27: Courbe du niveau S du Réservoir de production (Thornthwaite).

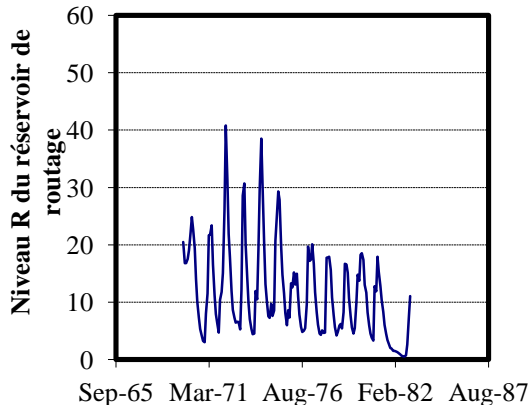


Figure IV.28: Courbe du niveau S du Réservoir de routage (Thornthwaite).

IV.6.2. Validation du modèle

Pour la validation, nous avons utilisé de nouvelles données des précipitations et d'évapotranspirations correspondant à la période (Janvier 1983/Décembre 2001) et qui n'ont pas été utilisées lors du calage.

Le Tableau IV.15, montre les variations du coefficient de corrélation par les deux types de données de l'évapotranspiration (Turc et Thornthwaite).

Tableau IV.15: Coefficients de détermination entre les débits simulés et calculés de la validation

Bassin versant	Coefficient de détermination (R ²)	
	ETP (Turc)	ETP (Thornthwaite)
Oued Chouly	0.8611	0.8658

Selon le coefficient de corrélation de la fonction débit observée et débit simulé (Tab. 15), la modélisation pluie-débit réalisée par l'utilisation du GR2M donne des bonnes résultats.

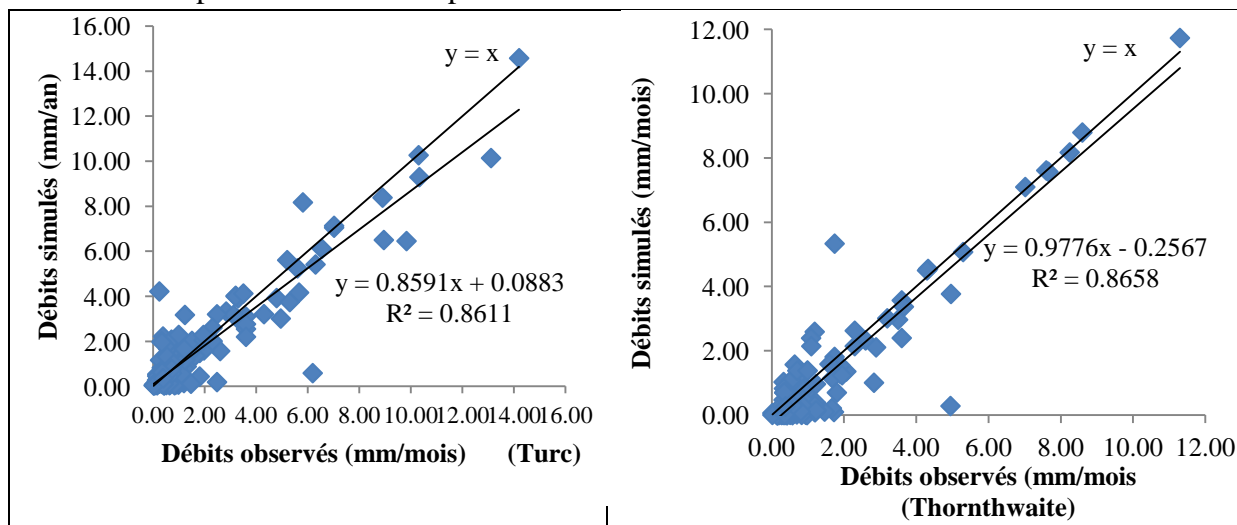


Figure IV.29: Validation du modèle GR2M selon l'ETP de Turc et de Thornthwaite

IV.7.Conclusion

Les résultats de simulation sont jugés satisfaisants avec le GR4J car on a un calage acceptable et une validation parfaite par contre la validation par l'utilisation du HBV Light elle est non compatible avec notre bassin elle nous a donné des coefficients de Nash moins bons que ceux trouvés par le GR. Suite à ces coefficients de Nash de l'ordre d'une dizaine de pourcent, nous pouvons alors dire que le bassin versant d'oued Chouly est inadapté au modèle HBV Light lorsque les périodes expriment une grande variation.

Les résultats trouvés ne nous permettent pas encore de conclure de l'adaptation d'un modèle par rapport à un autre au bassin. Il sera important pour les prochaines études de procéder à un contrôle des données en amont pour juger leur qualité et leur fiabilité.

Conclusion générale

Conclusion générale

La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est inévitable dès lors que l'on s'intéresse aux problématiques relatives à la gestion des ressources en eau, à l'aménagement du territoire, ou à l'une des différentes facettes du risque hydrologique (inondation, sécheresse). Elle est sensée pouvoir décrire de façon fidèle les différentes étapes de la transformation pluie en débit, et en particulier les processus liés à la formation des crues et à l'apparition des étiages.

Dans cette étude nous avons tenté d'appliquer deux modèles globaux pour déterminer lequel est le plus performant à savoir le modèle HBV Light et celui du Génie rural GR sur un affluent de la Tafna à savoir Oued Lakhdar (ex Chouly).

Et dans ce contexte, on a commencé notre mémoire par l'état de l'art de la modélisation pour montrer que de nombreux modèles hydrologiques sont utilisés dans la littérature ayant chacun ses spécificités et son domaine d'application et sa capacité à représenter la réalité.

Les résultats obtenus dans notre cas peuvent être évalués comme suit :

Le bassin de l'Oued Lakhdar occupant une superficie de 170 km², a une forme allongée favorisant une érosion linéaire et régressive avec un chevelu assez dense.

L'étude géologique et structurale, fondée sur les travaux de Benest (1985), Auclair et Biehler (1967) et Collignon (1986) a permis de décrire lisiblement la lithostratigraphie qui montre que la série type des monts de Tlemcen affleure dans le bassin étudié (calcaire, marne, dolomie et les grès de Boumediène).

De l'étude climatologique, il ressort que le bassin est caractérisé par une période humide qui s'étend d'Octobre à Mai, avec des pluies irrégulières et un été chaud et sec où la pluviométrie est relativement faible à nulle.

La moyenne interannuelle des précipitations est de 431,1 mm/an (1970/1971-2012/2013). La série des précipitations suit une loi normale.

La moyenne des températures est de 17 °C, le régime thermique est caractérisé par des amplitudes annuelles assez fortes qui permettent d'accentuer le phénomène de l'évapotranspiration.

L'étude hydrologique, reflète un régime d'écoulement irrégulier lié à l'irrégularité du régime pluvial avec une lame d'eau moyenne de 48.23 mm

Conclusion générale

Afin de mettre en évidence une relation rationnelle entre la pluie-débit, nous avons appliqué tout d'abord le modèle global HBV Light et tenté de le comparer avec un second modèle GR.

Les résultats des différents critères que nous avons utilisé (Nash, rapport du bilan, l'erreur du bilan) ont donné des résultats qui s'avèrent intéressants. Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs élevées des critères de qualité. La phase du calage a donné de bons résultats exprimés par le critère de Nash. Il n'en demeure pas de même pour la validation concernant le modèle HBV Light.

A travers l'analyse du critère de Nash et du coefficient de corrélation, le modèle GR appliqué sur notre bassin d'étude a révélé de meilleurs résultats que le HBV Light.

Les modèles ont permis de montrer que les conditions climatiques jouent un rôle important dans les comportements hydrologiques des cours d'eau et des conditions de recharge des aquifères.

A l'issue de tout ce qui a été démontré et pour une meilleure gestion de la ressource en eau nous proposons d'élargir la série de données afin de contrôler les valeurs extrêmes et d'appliquer d'autres modèles distribués pour inclure d'autres paramètres et spatialiser l'information sur tout le bassin versant.

Références Bibliographiques

Références bibliographiques

- AMIAR S. (2014)**- Modélisation pluie- débit : Outil de prévision des crues le Mieux adapté par le modèle hydrologique GR. *Mém. Magister en Hydraulique. Univ, Tlemcen.* 159p
- ANDREASSIAN V., CHARLES P., CLAUDE M. (2007)** - Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR)-Cemagref, *UR Hydrosystèmes et Bioprocédés*, 16 p.]
- AUCLAIR D., BIEHLER J. (1967)**- Etudes géologiques des Hautes Plaines Oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Public Service Géologique d'Algérie. Ann. Série n° 34*, pp. 3 - 45., 8 fig.
- BABA-HAMED K. & KERZABI R. (1991)** – Contribution à l'Etude hydrogéologique de la haute Tafna en amont du barrage BENI – BAHDEL (MONTES DE TLEMCCEN). *Mém. Ing. Etat, univ. Tlemcen, Tome 1 et 2, 424 p., 154 Fig., 61 Tab., 5 pl., 15 ph.h.t.*
- BAAHMED Dj. (2015)**- Bilan hydrique et évaluation des ressources en eau superficielle du bassin versant de la Macta, *Thèse Doctorat, Univ. d'Oran*, pp.13-19., fig. 2.1., tab. 2.1.
- BABA- HAMED K. (2001)** - Contribution à l'étude hydrologique de trois sous-bassins de la Tafna (bassin de Sebdou, de Mouilah et d'Isser). *Mémoire de Magister. Univ. Oran.* 195p.
- BENADDA L. (2000)**- Etude d'un projet de mise en valeur pour l'irrigation du périmètre d'El Fhoul à partir d'Oued Sikkak. *Mémoire d'Ingénieur, Université de Tlemcen (Algérie)*, 196p.
- BENEST M. (1985)** - Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord – Est Marocain au cours du Jurassique supérieur et au Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôts et Dynamique sédimentaire. *Document Laboratoire Géologique, Université de Lyon1. Fasc. I et II*, 367 p.
- BENMOUSSAT, A (2011)** - Impact de l'activité agricole sur la qualité des eaux souterraines à travers le bassin de la Tafna. *Doctorat. Univ Tlemcen.* 156p.
- BERREZOUG N. (2016)** - Hydrologie et modélisation Pluie-Débit de l'oued Boukiou (NW algérien) *Mémoire de Master. Univ. Tlemcen.* 155p.
- BOUANANI A. (2004)**- Hydrologie, Transport solide et modélisation. Etude de quelques bassins de la Tafna (NW – Algérien). *Thèse de Doctorat d'état, Université de Tlemcen*, 250 p., 81 Fig.
- 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). *1^{er} Congrès sur la géologie du Maghreb*, pp. 83-87., 4 fig.
- BOUANANI R. (2010)** - Modélisation de la fonction pluie-débit. Application au bassin versant de la Tafna (NW-Algérien). *Mém. Magister, Univ. Tlemcen*, 110 p.

Références bibliographiques

- BOUGUERNE A. (2017)** - Relation pluie- débit et concentration des polluants dans les Oueds Boussalem et Rhumel. Est Algérien. Thèse de doctorat, Univ Batna 2 ,248p
- BOUREK R. (2010)**- Modélisation pluie – débit. Application au bassin versant de la Mactaa (NW Algérien). *Mémoire de Magister*, Université de Tlemcen, 118 p., 57 fig.
- BOURSALI I. (2016)** - Application de la fonction pluie-débit au bassin versant de la TAFNA Cas de l’oued Khemis-TLEMCCEN (NW Algérien) .Mém. Magister, Univ. Tlemcen, 128 p.
- COLLIGNON B. (1986)**- Hydrogéologie appliquée des aquifères karstiques des Monts de Tlemcen. *Thèse de Doctorat*, Université d’Avignon, France, 1986, Tome 1 et 2, 282 p., 13 annexes.
- COSANDEY, C. (2003)**- Les eaux courantes, Editions Belin, Collection Géographie, Paris.
- DJELLOULI F. (2015)**- Caractérisation hydrologique du bassin d’Oued Louza à l’aide d’un modèle pluie-débit global. *Larhyss journal*, ISSN 1112-3680, n°23, pp. 275-286.
- 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*, Université de Tlemcen, Algérie, 208 p.
- DOUVINET J., DELAHAYE D., LANGLOIS P. (2007)**- De la morphométrie à un champ de mesure de l’efficacité structurelle d’un bassin versant. Actes du colloque international de Géomatique et d’Analyse Spatiale SAGEO’2007, Clermont-Ferrand, 16 p.
- EDIJATNO, NASCIMENTO, N.O., YANG, X., MAKHLOUF, Z. ET MICHEL, .(1999)** - GR3J: a Daily water shed model with three free paramètres. *Hydrological Sciences Journal* 44(2), 263-277.
- ESTUPINA BORRELL V. (2004)**- Vers une modélisation adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair. Application à de petits bassins versants du sud de la France. *Thèse de Doctorat*, Institut National Polytechnique de Toulouse, 254 p., 167 fig.
- FANDI, W. (2011)**- Caractérisation des écoulements dans un bassin versant par l’étude des évènements : Cas du bassin versant de Sikkak (N-W Algérie), Thèse de Magister, Univ. Tlemcen, pp. 253 p.
- GHERISSI R. (2012)**- Hydrologie et modélisation pluie-débit: cas du bassin versant de l’Oued Lakhdar (ex : Chouly) (Tafna, Nord-Ouest Algérie). *Mémoire de magister*, Université de Tlemcen, 143 p.
- GHERISSI R. (2017)**- Validation des modèles hydrologiques GR2M et GR4J sur le bassin versant de l’Oued Lakhdar (Tafna-NW Algérien). *Revue Techniques Sciences Méthodes*, n° 5. doi.org/10.1051/tsm/20170587, pp. 87-103.

Références bibliographiques

HAUCHARD, E. (2001) - De la dynamique non linéaire à la dynamique du relief en géomorphologie, Application aux bassins versants de la marge Nord-occidentale du Bassin de Paris, Thèse de Doctorat, MTG, Université de Rouen, 3 Volumes, 2001, 730 p.

HOFFER H K. (2005). Comparaison de différents schémas de modélisation hydrologique au pas de temps mensuel. Mémoire de fin d'étude d'ingénieur de l'équipement rural, groupe des écoles ENR-ETSHER, 66p

KHALIFA A. (2011). Tentative d'amélioration des techniques de régionalisation des modèles hydrologiques pluie-débit. Mém, Master 2, Univ. Pierre et Marie Curie, École des Mines de Paris & École Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts.

LABORDE JP. (2009). Eléments d'hydrologie de surface, Univ Nice Sophia antipolis, 188p

MADSEN H. (2000) – Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology* 235 pp.276-288.

LAMBERT, R. (1996) - Géographie du cycle de l'eau, Editions Presses Universitaires du Mirail (PUM), Toulouse.

MAFTEI C.P (2002) – Etude concernant les écoulements superficiels, modélisation spatialisée de l'écoulement sur le bassin versant de Voinesti-Roumani, 75 p.

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, 303 p., 161 fig.

MAKHLOUF Z. (1994)- Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. *Thèse de Doctorat*, Université de Paris XI Orsay, 426 p.

MATHEVET T. (2005). Quels modèles pluie-débit globaux pour le pas de temps horaire ? Développement empirique et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants. Thèse de Doctorat, ENGREF (Paris), Cemagref (Antony), France, 463 pp.)

MOUELHI S. (2003) - Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de Doctorat, École Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, Cemagref (Antony), France, 323 p.

MOUELHI S., MICHEL, C., PERRIN, C. ET ANDREASSIAN, V., (2006A). Linking stream flow to rainfall at the annual time step: the Manabe bucket model revisited. *Journal of Hydrology* 328, 283-296, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.12.022.

MOUELHI S., MICHEL, C., PERRIN, C. ET ANDRÉASSIAN, V., (2006B). Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology* 318 (1-4), 200-214, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.06.014.

Références bibliographiques

NASCIMENTO N.O. (1995) - Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. *Thèse de Doctorat*, CERGRENE/ENPC, Paris, 550 p.

NASH J.E., SUTCLIFFE J.V. (1970)- River flow forecasting through conceptuel models. Part I. A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, n° 10, pp. 282-290.

OTMANE A., BABA-HAMED K., SAFA A. (2015) - Prédétermination des valeurs de pluies et crues extrêmes dans le bassin versant d'Oued Mekerra. *Mémoire de Magister*, Université d'Oran 2, 187p.

LOUDIN L. (2004) - Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. *Thèse de Doctorat*, Cemagref. Ecole Nationale du Génie Rural, des eaux et des forêts, centre de Paris, 495 p., 13 fig.

PERRIN C. (2000)- Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. *Thèse de Doctorat*, INPG (Grenoble) / Cemagref (Antony), 530 p., 112 fig.

TURC L., (1955). Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agr.* 6, 5-131)

VELTRI M., VELTRI P. et MAIOLO M. (1996)- On the fractal dimension of natural channel network. *Journal of Hydrology*, vol. 187, 137-144 p.

Résumé

Le bassin versant de l'Oued Lakhdar (Ex: oued Chouly) est un affluent de la Tafna, occupe une superficie de 170 Km² a fait l'objet d'une modélisation pluie-débit, par l'utilisation des modèles HBV Light (Hydrologiska Byråns Vatten balansavdelning) et le GR (Génie Rural).

Le bassin avec sa forme allongée reçoit en moyenne plus de 400mm/an de précipitations et jouit d'un climat semi aride. Il est caractérisé par ses formations karstiques permettant une infiltration importante, les sources offrent un grand soutien à l'oued en période de hautes et moyennes eaux. La lame d'eau écoulée sur le bassin est estimée à plus de 39.65mm/an.

L'application des modèles globaux HBV Light et GR a mis en évidence la robustesse et l'adaptabilité du GR à travers des coefficients de Nash et de détermination importants pour la calibration et la validation.

Mots clés : Oued Lakhar, Tafna, HBV Light, GR, Performance.

Abstract

The watershed of Wadi Lakhdar (Wadi Chouly) is a tributary of the Tafna, occupies an area of 170 Km² was the subject of a rainfall-flow modeling, using the HBV Light models (Hydrologiska Byråns Vatten balansavdelning) and GR (Rural Engineering).

The basin with its elongated shape receives on average more than 400mm / year of precipitation and enjoys a semi arid climate. It is characterized by its karstic formations allowing an important infiltration, the sources offer a great support to the oued in period of high and medium waters. The water flow is estimated at more than 39.65mm / year.

The application of the HBV Light and GR global models has demonstrated the robustness and adaptability of the GR through significant Nash and determination coefficients for calibration and validation.

Key words: Wadi Lakhar, Tafna, Light HBV, GR, Performance.

المخلص

ان خوض وادي الأخضر (مثل أواد شولي) أحد روافد تافنة ، ويحتل مساحة قدرها 170 كم مربع ، كان موضوعاً لنمذجة تدفق الأمطار ، باستخدام نماذج HBV Light (Hydrologiska). Byråns Vatten balansavdelning) و GR (Rural Engineering).

يتلقى الحوض ذو الشكل المطول أكثر من 400 مم / سنة من الهطول ويتمتع بمناخ شبه جاف. يتميز بتشكيلاته الكارستية التي تسمح بتسلل مهم ، وتقدم المصادر دعماً كبيراً للخزانات تقدر الشريحة المائية في الواد بأكثر من 45 ملم في السنة. وقد أظهر تطبيق نماذج HBV Light و GR ا قوة ومثانة GR من خلال معاملات ناش الهامة ومعاملات التحديد من أجل المعايرة والتحقق من الصحة.

الكلمات المفتاحية: واد الاخضر، تافنا، HBV Light، GR، الاداء .