

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 : **Ouvrages Hydrauliques**

Par :

**OUICI Fatima Zohra**

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

Soutenu publiquement, le / 06 / 2018, devant le jury composé de :

M <b>MEGNOUNIF A.</b>	Professeur	Univ. Tlemcen	Président
Mme <b>BABA HAMED K.</b>	Professeur	Univ. Tlemcen	Directrice de mémoire
M <b>BOUANANI A.</b>	Professeur	Univ. Tlemcen	Co-Directeur de mémoire
Mme <b>FANDI W.</b>	Maître assistante A	Univ. Tlemcen	Examinatrice
M <b>GHENIM A.N.</b>	Professeur	Univ. Tlemcen	Examineur

**2017 - 2018**

## REMERCIEMENTS

Je remercie Allah le tout puissant pour la volonté, la santé et le courage qu'il m'a donnée durant toutes ces années d'études pour enfin aboutir à ce jour-ci pour déguster le fruit de mes efforts.

Tout d'abord, ce travail ne serait pas aussi achevé et n'aurait pas pu voir le jour sans l'aide et l'encadrement de Madame **BABA HAMED K** et Monsieur **BOUANANI A**, que je remercie pour la qualité de leur encadrement exceptionnel, pour la patience, la rigueur et la disponibilité durant la préparation de ce mémoire.

Je tiens aussi à remercier Mr **MEGNOUNIF A**, qui après m'avoir fait profiter de son enseignement, a accepté de présider ce jury.

Merci à Mme **FANDI W** et Mr **GHENIM A N**, pour avoir eu la bienveillance d'accepter d'examiner ce travail.

Je remercie également Mr **DRIBAT A**. Doctorant à l'université de Konya (Istanbul) et Mlle **DERDOUR S.** et **BENDJEMA L.**, doctorantes au département d'Hydraulique de Tlemcen, pour leur aide et leur encouragement.

# Dédicaces

*A l'homme de ma vie, mon exemple éternel, mon soutien moral  
et source de joie et de bonheur, celui qui s'est toujours sacrifié  
pour me voir réussir, à toi mon père.*

*A la lumière de mes jours, la source de mes efforts, la  
flamme de mon cœur, ma vie et mon bonheur,  
A maman que j'adore.*

*Aux personnes dont j'ai bien aimé la présence dans ma vie, à  
mon frère et mes sœurs, mes nièces Feriel, Nourhane widade,  
Mariem, Jihane, Nef et Rofaida, et mes neveux Mohamed  
Adem, Anes Abdelghafar,*

*Je dédie ce travail dont le grand plaisir leur revient en  
premier lieu pour leurs conseils, aides, et encouragements.*

*Aux personnes qui m'ont toujours aidée et encouragée, qui  
étaient toujours à mes côtés, et qui m'ont accompagnée durant  
mes études sœurs de cœur Fatiha, Fatima, Latifa, Ikram,  
Khaira, Khawla, Faiza, Lila, Imen, mes aimables amis, mes  
collègues de promotion O# de 2017 - 2018.*

*Fatima Zohra*

## Résumé

Occupant une superficie de 255.5 Km<sup>2</sup>, le bassin versant d'oued Sebdou situé au Nord ouest algérien et affluent de la Tafna, jouit d'un climat semi aride.

Le bassin a fait l'objet d'une modélisation pluie-débit par l'utilisation du modèle conceptuel global HBV Light. Il a une forme allongée, présente des pentes parfois prononcées et une lithologie favorisant l'écoulement.

La mise au point d'un modèle hydrologique conceptuel pluie-débit, a permis d'identifier les tendances dans la relation pluie-débit du bassin versant. Les résultats de cette étude sont satisfaisants.

En dernier, nous avons tenté une comparaison entre le HBV Light et le GR4J pour montrer la performance du premier modèle.

**Mots clés :** Bassin versant, oued Sebdou, modélisation pluie-débit , HBV Light, GR4J.  
Performance.

## **Abstract**

Occupying an area of 255.5 km<sup>2</sup>, the Sebdou wadi watershed located in northwestern Algeria and tributary of the Tafna, enjoys a semi-arid climate. The basin was subjected to a rainfall-flow modeling using the HBV Light global conceptual model.

It has an elongated shape, sometimes pronounced slopes and lithology favoring low. The development of a conceptual hydrological rainfall-flow model has identified trends in the rainfall-discharge relationship of the watershed. The results of this study are satisfactory.

Lastly, we tried a comparison between the HBV Light and the GR4J to show the performance of the first model.

**Key words:** Catchment area, wadi Sebdou, rainfall-flow modeling, HBV Light, GR4J. Performance.

## المخلص

يستحوذ الحوض الهيدروغرافي لواد سيدو الواقع في شمال غرب الجزائر و روافد تافنا على مساحة تقدر ب 255,5 كلم<sup>2</sup> و هو يتمتع بمناخ الشبه جاف.

الهدف من هذه الدراسة هو تطوير النموذج مطر – تدفق باستخدام النموذج المفاهيمي الشامل HBV light الحوض له شكل ممدود, يتميز بوجود منحدرات بارزة, و الصخور التي تسهل الجريان. قد حدد تطوير النموذج المفاهيمي الشامل العلاقة بين المطر و التدفق للحوض وكانت النتائج مرضية. في الأخير, حاولنا المقارنة بين النموذج HBV Light و النموذج GR4J لإظهار أداء النموذج الأول.

## الكلمات المفتاحية

الحوض الهيدروغرافي , واد سيدو , التّمنجة , مطر- تدفق , HBV Light , GR4J.

## *Liste des abréviations*

**A.N.R.H** : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques.  
**Cemagref** : Centre d'Etude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts.  
**A** : Aire.  
**CB** : Critère de bilan  
**Cv**: Coefficient de variation  
**Ct** : Coefficient de torrentialité.  
**DA**: Déficit agricole.  
**Dd** : Densité de drainage.  
**ddl** : Degré de liberté.  
**ETP** : Evapotranspiration Potentielle  
**ETPcor** : Evapotranspiration Potentielle Corrigée  
**ETR** : Evapotranspiration Réelle.  
**EQM** : Erreur quadratique moyenne.  
**GR** : Génie rural  
**GR1A** : Modèle du Génie Rural Annuel à un paramètre.  
**GR2M** : Modèle du Génie Rural mensuel à 2 paramètres.  
**GR4J** : Modèle du Génie Rural mensuel à 4 paramètres.  
**HBV Light** : **H**ydrologiska **B**yråns **V**atten balansavdelning  
**I** : Indice d'aridité annuel de De Martonne.  
**Ip** : Indice de pente.  
**Le** : Lame d'eau écoulée.  
**l** : Largeur  
**L** : Longueur.  
**P** : Périmètre.  
**P** : Précipitations  
**P** : Précipitations annuelles.  
**Q** : Débit en m<sup>3</sup>/s.  
**R2** : Coefficient de détermination.  
**R** : Ruissellement (mm).  
**R** : Réservoir de routage  
**RU** : Réserve Facilement Utilisable.  
**S** : Réservoir de production  
**T** : Température  
**Tc** : Temps de concentration.  
**χ<sup>2</sup>** : Test de Khi deux.  
**Σ** : Somme  
**π**: 3,14  
**U** : Variable réduite de Gauss  
**ε** : Erreur moyenne absolue  
**δ**: Ecart type  
**σ<sup>2</sup>**: Variance

## *Liste des figures*

Figure I.1 : Répartition de l'eau dans la planète .....	2
Figure I.2 : Schéma du Cycle hydrologique .....	4
Figure I.3: Représentation schématique d'un modèle hydrologique.....	5
Figure I.4: Schéma représentant le fonctionnement d'un modèle pluie-débit .....	6
Figure I.5: Intérêt d'un modèle pluie-débit .....	7
Figure I.6 : Différentes approches de la modélisation.....	8
Figure I.7 : Schématisation des écoulements sur le versant par TOPMODEL .....	14
Figure I.8 : Représentation schématique de TOPMODEL .....	14
Figure I.9:Schéma conceptuel et le calcul effectué au sein du modèle IHACRES.....	15
Figure I.10: Cycle de l'eau dans le logiciel MIKE SHI .....	16
Figure I.11: Chronologie des modélisations utilisées dans GIBSI .....	17
Figure I.12 : Modèle semi distribué (Abadie, 2006).....	18
Figure I.13 : Structure du modèle HBV.....	19
Figure I.14 :, Schéma de la structure du modèle HBV Light .....	22
Figure I.15: Exemple de menu des paramètres de calage du modèle HBV Ligh .....	24
Figure I.16: Coefficient de ruissèlement en fonction de l'humidité du sol et la capacité maximale de stockage.....	25
Figure I.17 : Relation entre l'évapotranspiration réelle et PWP .....	26
Figure I.18 : Schéma de la structure du modèle GR2M.....	29
Figure I.19: Schéma de la structure du modèle GR4J .....	31
Figure II.1: Bassin versant de la Tafna dans l'ensemble Oranie Chott Chergui .....	34
Figure II.2 : Sous bassins de la Tafna .....	35
Figure II.3 : Situation du bassin versant de l'oued Sebdou .....	35
Figure II.4 : Réseau hydrographique du bassin de Sebdou.....	37
Figure II.5 : Courbes hypsométriques du sous bassin versant de l'oued Sebdou .....	39
Figure II.6 : Histogramme des fréquences altimétriques.....	40
Figure II.7 : Carte d'occupation du sol du bassin de Sebdou.....	43
Figure II.8 : Carte structurale de l'Oranie nord –occidentale .....	44
Figure II.9 : Log stratigraphique du fossé de Sebdou .....	47
Figure II.10 : Coupe structurale au niveau du fossé d'effondrement de Sebdou .....	48
Figure II.11 : Coupe transversale aux Monts de Tlemcen, illustrant les principaux types d'aquifères d'après B. Collignon, 1986.....	50
Figure II.12 : Localisation des aquifères dans la zone d'étude (Collignon, 1984).....	51
Figure III.1: Présentation de la station climatique de Sebdou .....	53
Figure III.2. Variation interannuelle moyenne des précipitations (1974/1975-2014/2015).....	54
Figure.III.3 : Courbe d'ajustement des précipitations à la loi normale .....	57
Figure III.4 : Variation des précipitations moyennes mensuelles, (1974/75-2014/15) .....	59
Figure III.5: Variations saisonnières des précipitations (1974/75-2014/15).....	60
Figure III.6: Variation des précipitations moyennes journalières (1974/1975-2014/2015) .....	60
Figure III.7: Variation des températures moyennes annuelles à la station de Béni Bahdel.....	61
Figure III.8: Répartition des Températures moyennes mensuelles à la station de Béni Bahdel ...	62
.....	62
Figure III.9 : Diagramme Pluviothermique pour le bassin de Sebdou .....	63
Figure III.10 : Abaque de De. Martonne .....	64
Figure III.11: Variation de l'ETP de Turc et l'ETP de Thornthwaite (1980-1981/2014-2015)	66
.....	66

Figure III.12: Variation des débits annuels à la station de Sebdou (1980/1981-2011/2012).....	69
Figure III.13: Variation mensuelle des débits (1980/1981-2011/2012).....	70
Figure III.14: Variations saisonnières des débits (1980/1981-2011/2012).....	71
Figure III.15: Pourcentage des débits saisonniers (1980/1981-2011/2012) .....	71
Figure III.16: Variation journalière des débits (1980/1981-2011/2012).....	72
Figure III.17 : Variations interannuelles des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012)...	73
Figure III.18: Courbe d'ajustement à la loi log normale des lames d'eau écoulées .....	75
Figure III.19 : Variation mensuelles des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012).....	77
Figure III.20: Variation mensuelle des précipitations et des lames d'eau écoulées.....	77
Figure III.21 : Variation saisonnière des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012).....	78
Figure III.22 : Variations journalières moyennes des lames d'eaux écoulées 1980/1981-2011/2012 .....	78
Figure : IV.1 : Exemple du menu des paramètres de calage du HBV Light.....	81
Figure : IV.2 : Organigramme montrant le processus d'entrée et de sortie du modèle HBV Light.....	82
Figure IV.3 : Visualisation de la qualité du calage.....	84
Figure IV.4 : Corrélacion entre le débit simulé et le débit observé .....	84
Figure IV.5 : Visualisation de la qualité de la validation .....	85
Figure IV.6 : Corrélacion entre Q sim – Q obs .....	86
Figure IV.7 : Résultats du calage du modèle GR4J .....	88
Figure IV.8 : Validation de modèle GR4J .....	89
Figure IV.9 : Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Turc.....	92
Figure IV.10: Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Thornthwaite.....	92
Figure IV.11 : Validation du modèle GR1A .....	93
Figure IV.12 : Résultats du calage du modèle GR2M ( <b>ETP de Thornthwaite</b> ).....	95
Figure IV.13: Résultats du calage du modèle GR2M ( <b>ETP de Turc</b> ). .....	96
Figure IV.14 : Validation du modèle GR2M .....	96

## *Liste des tableaux*

Tableau I.1 : Paramètres de captage.....	23
Tableau I.2: Paramètres de végétation.....	23
Tableau I.3 : Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants.....	30
Tableau I.4: Valeurs des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants.....	33
Tableau II.1 : Paramètres de forme.....	37
Tableau II.2: Rapports caractéristiques (Réseau hydrographique).....	38
Tableau II.3: Répartition hypsométrique du bassin versant.....	39
Tableau II.4 : Altitudes caractéristiques du bassin versant d'oued Sebdou.....	39
Tableau II.5: Classification de l'ORSTOM.....	41
Tableau II.6: Valeurs des indices de pente et reliefs du sous bassin d'oued Sebdou.....	41
Tableau II.7 : Valeurs du coefficient de torrentialité et du temps de concentration.....	42
Tableau II.8: Distribution du couvert végétal dans le bassin de Sebdou (D.F.N).....	43
Tableau II.9: Caractéristiques morphométriques du bassin versant d'oued Sebdou.....	52
Tableau III.1: Caractéristiques de la station hydroclimatique de Sebdou.....	53
Tableau III.2: Distribution des précipitations moyenne annuelle en terme croissant de la station de Sebdou sur la période de 1974-1975 à 2014-2015.....	56
Tableau III.3: Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Sebdou (Loi normale).....	56
Tableau III.4: Calcul du $\chi^2$ pour la station de Sebdou pour une loi normale.....	58
Tableau III.5: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.....	58
Tableau III.6: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations.....	58
Tableau III.7: Répartition des précipitations saisonnières.....	59
Tableau III.8: Caractéristiques de la station de mesure Béni Bahdel.....	61
Tableau III.9: Valeurs des températures mensuelles moyennes, exprimées en °C de la station de Béni Bahdel (1980/1981-2014/2015).....	61
Tableau III.10 : Précipitations et températures moyennes mensuelles (1980/1981-2014/2015).....	62
Tableau III.11 : Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De Martonne.....	63
Tableau III.12: Résultats de calcul de l'indice mensuel.....	64
Tableau III.13: Valeurs d'ETP par la méthode de Thorntwaite (1980-1981/2014-2015).....	66
Tableau III.14: Valeurs d'ETP par la méthode de Turc (1980-1981/2014-2015).....	66
Tableau III.15: Calcul de l'ETR par la méthode de Turc.....	67
Tableau III.16: Eléments du bilan hydrologique calculés pour la station de Sebdou (1980/1981-2014/2015).....	68
Tableau III.17 : Valeur du ruissellement (Tixeront – Berkaloff).....	68
Tableau III.18. Distribution interannuelle des débits de la station de Sebdou.....	69
Tableau III.19: Valeurs moyennes mensuelles des débits.....	70
Tableau III.20 : Répartition des débits saisonniers.....	71
Tableau III.21: Distribution interannuelle des lames d'eau écoulées de la station de Sebdou.....	73
Tableau III.22 : Paramètres de position et de dispersion des lames d'eau écoulées de la station de Sebdou (1980/81-2011/12).....	74

Tableau III.23: Paramètres de position et de dispersion pour la loi log normale.(1980/1981-2011/2012).....	74
Tableau III.24: Calcul du $\chi^2$ pour la station de Sebdou pour une loi log normale.....	75
Tableau III.25: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donné.....	76
Tableau III.26: Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.....	76
Tableau III.27.: Répartition des lames d'eau écoulées saisonnières.....	77
Tableau VI.1: Paramètres de captage.....	81
Tableau VI.2: Paramètres de végétation.....	81
Tableau VI.3: Résultats des paramètres d'optimisation du calage au pas pas de temps Journalier (2006/2007-2009/2010).....	83
Tableau VI.4: Résultats de validation du modèle de HBV Light.....	85
Tableau VI.5: Représentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR4J.....	87
Tableau IV.6 : Coefficient de corrélation entre les débits simulés et calculés au cours de la validation.....	88
Tableau IV.7: Résultats du modèle HBV light et GR4J.....	90
Tableau IV.8: Représentation des résultats du calage GR1A.....	91
Tableau IV.9: Résultats de la validation du modèle GR1A.....	93
Tableau IV.10: Résultats du calage de GR2M.....	94
Tableau IV.11: Résultats de la validation du modèle GR2M.....	96

## *Tables des matières*

**REMERCIEMENTS**

**DEDICACES**

**RESUME**

**LISTE DES ABREVIATIONS**

**LISTE DES FIGURES**

**LISTE DES TABLEAUX**

**TABLES DES MATIERES**

**Introduction générale** ..... 1

### **CHAPITRE I. Etat de l'art de la modélisation**

I.1. Introduction.....	2
I.2. Cycle de l'eau dans la nature.....	2
* Précipitations (P) .....	3
* Ruissellement (R).....	3
* Infiltration (I).....	3
* Évapotranspiration .....	3
- Evaporation.....	3
- Transpiration.....	3
* L'évapotranspiration potentielle (ETP).....	3
* L'évapotranspiration réelle (ETR).....	3
I.3. Modélisation en hydrologie.....	4
➤ Les variables d'entrée ( <i>variables indépendantes</i> ) .....	4
➤ Les variables d'état.....	4
➤ Les variables de sortie ( <i>variables dépendantes</i> ) .....	4
➤ Les équations mathématiques .....	4
➤ Les paramètres qui interviennent dans les équations du modèle.....	4
▪ Fonction de production.....	5
▪ Fonction de transfert .....	5
I.4. Quel est l'objectif d'un modèle pluie – débit ?.....	6
a) <i>Simulation de débits</i> .....	6
b) <i>Prédétermination des débits de crue ou d'étiage</i> .....	6
c) <i>Prévision des crues et des étiages</i> .....	6
d) <i>Influence d'aménagements sur l'hydrologie</i> .....	6
I.5. Classification des modèles hydrologiques.....	7
* Modèle mécaniste.....	7
* Modèle conceptuel.....	7
* Modèle empirique.....	7
I.5.1. Modèle déterministe.....	8
I.5.2. Modèle stochastique.....	8
I.5.3. Model à base physique.....	8
I.5.4. Modèle paramétrique.....	9
I.5.5. Modèle conceptuel ou « modèle conceptuel à réservoirs » .....	9
I.5.6. Modèle analytique.....	9
I.5.7. Modèles empiriques.....	9

I.5.8. Modèle global ou distribué.....	9
I.6. Etapes de la modélisation.....	10
I.6.1. Identification.....	10
I.6.2. Calage.....	10
➤ Calage manuel.....	10
➤ Calage automatique.....	10
➤ Calage mixte.....	10
I.6.3. Validation (évaluer).....	10
I.7. Critères d'évaluation de la modélisation.....	11
a) Critère de Nash-Sutcliffe.....	11
b) Erreur moyenne absolu.....	11
c) Erreur quadratique moyenne.....	11
d) Critère C2M.....	12
e) Critère du bilan.....	12
f) I.8. Performance d'un modèle.....	12
I.9. La robustesse.....	13
I.10. Présentation de quelques types de modèles.....	13
a) TOPMODEL.....	13
b) IHACRES.....	15
c) MIKE SHI.....	15
d) GIBSI.....	16
e) TOPKAPI.....	17
I.11. HBV Light.....	18
a- Description Mathématique.....	19
❖ Routine de neige.....	20
❖ Température.....	21
❖ Evaporation potentielle.....	21
a.1. Fonte des neiges et l'accumulation de neige.....	24
a.2. Précipitations efficaces et Humidité du sol.....	24
➤ Relation entre l'humidité du sol et la capacité du champ des eaux de ruissèlement	
.....	25
a.3. Evapotranspiration.....	26
a.4. Réponse des eaux de ruissèlement.....	27
I.12. Modèle GR du Génie Rural.....	27
I.12.1 Description du modèle pluie-débit annuel GR1A.....	27
a) Description mathématique.....	28
b) Paramètre.....	28
I.12.2. Modèle pluie-débit mensuel GR2M.....	28
a- Description mathématique.....	29
• Production.....	29
b) Paramètres.....	30
I.12.3. Modèle pluie-débit journalier GR4j.....	30
a-Description Mathématique.....	31

➤ La phase d'interception.....	31
➤ La fonction de production.....	31
b-Paramètres.....	33
I.13. Conclusion.....	33

## CHAPITRE II. Etude du milieu

II.1. Situation géographique.....	34
II.1.1. Présentation géographique du bassin versant d'Oued Tafna.....	34
- partie orientale.....	34
- partie occidentale.....	34
- partie septentrionale.....	34
II.1.2. Présentation du Bassin versant d'Oued Sebdou.....	35
II. 2. Morphométrie.....	35
II.2.1. Caractéristiques de forme.....	36
II.2.1.1. Indice de compacité de Gravelius.....	36
II.2.1.2 Rectangle équivalent.....	36
• Longueur (L).....	36
• Largeur (l).....	36
II.2.2. Etude du réseau hydrographique.....	37
II.2.2.1. Etude du chevelu hydrographique.....	37
II.2.2.1.1 Densité de drainage.....	37
II.2.2.1.2 Rapport de confluence (Rc).....	38
II.2.2.1.3.Rapport des longueurs (RL).....	38
II.2.3. Paramètres du relief.....	38
II.2.3.1 Répartition altimétrique.....	38
a) Courbe hypsométrique.....	38
II.2.3.2. Indices de pente et relief.....	40
a- Indice de pente de Roche Ip.....	40
b- Indices de pente global.....	40
c-Dénivelée spécifique (Ds).....	41
II.2.3.3. Coefficient de torrentialité.....	41
II.2.3.4. Temps de concentration.....	42
II.3. Sol et végétation du bassin versant d'Oued Sebdou.....	42
II.4. Contexte géologique et hydrogéologique.....	43
II.4.1. Géologie d'Oued Sebdou.....	43
II.4.2. Analyse lithostratigraphique.....	44
II.4.2.1. Séries anciennes.....	44
a) les grès de Boumediène.....	44
b) Les calcaires de Zarifet.....	44
c) Dolomies de Tlemcen.....	45
d) Marno-calcaires de Raouraï.....	45
e) Dolomies de Terny.....	45
f) Marno-calcaires de Hariga.....	45
g) Marno-calcaires d'Ouled Mimoun "Tithonique supérieur ".....	45
h) Argiles de Lamoricière (Berriasien-Valanginien).....	45
i) Grès de Berthelot (Hauterivien).....	45
II.4.2.2 Séries récentes.....	45
a. Formation de Sebdou.....	45
b. Formation Quaternaire.....	45

c. Travertins.....	46
d. Alluvions récentes.....	46
II.4.3. Reconstitution du Log Litho-stratigraphique.....	46
II.4.4.Cadre structural.....	48
II.4.4.1. Analyse structurale.....	48
II.4.5. Hydrogéologie de la région d'étude.....	49
II.4.5.1. Formations à fort potentiel aquifère.....	49
• Dolomie de Tlemcen.....	49
• Alluvions plio-quadernaires.....	49
II.4.5.2. Formations à faible potentiel aquifère.....	49
- Grès de Bou-Médine.....	49
- Marno-calcaires de Raourai, Hariga et d'Ouled Mimoun.....	49
- Argiles de Lamoricière.....	49
a-Aquifères karstiques perchés.....	50
➤ Synclinal de Merchiche.....	50
➤ Bassin de Meffrouche.....	50
b- Aquifères drainés par un oued.....	50
c- Aquifères s'enfouissant sous le Miocène au Nord des Monts de Tlemcen.....	50
II.5. Conclusion.....	51

### **CHAPITRE III. Hydroclimatologie**

III.1. Introduction.....	53
III.2. Présentation de la station.....	53
III.3. Etude des précipitations.....	54
III.3.1. Variation de la pluviométrie interannuelle.....	54
III.3.2. Etude statistique des précipitations annuelle à la station de Sebdou.....	55
a. Adéquation des données à une loi d'ajustement.....	55
a.1. Ajustement par la loi normale.....	57
b. Calcul des Précipitations pour une période de récurrence donnée.....	58
III.3.3. Variation des précipitations mensuelles.....	58
III.3.4. Variation des précipitations saisonnières.....	59
III.3.5. Variation des précipitations journalières.....	60
III.4. Etude des Températures.....	60
III.4.1. Variation des Températures interannuelles.....	61
III.4.2. Variation des Températures moyennes mensuelles.....	61
III.4.3 Étude du climat.....	62
III.4.3.1. Méthode de visualisation (méthode graphique de Gausson et Bagnouls).....	62
III.4.3.2. Indice d'aridité de De. Martonne.....	63
a) Indice d'aridité annuel de De. Martonne.....	63
b) Indice d'aridité mensuel de De. Martonne.....	64
III.5. Evapotranspiration potentielle (ETP).....	64
a. Méthode de Thornthwaite.....	65
b. Formule de L. Turc (1954).....	65
III.6. Evapotranspiration réelle (ETR).....	67
III.7. Calcul du bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite.....	67
III.8. Calcul du ruissellement « R ».....	68

III.9. Etude des débits .....	68
III.9.1. Variation interannuelle des débits.....	68
III.9.2. Variation moyenne mensuelle des débits.....	70
III.9.3. Variation saisonnière des débits.....	70
III.9.4. Variation journalière des débits.....	71
III.10. Etude des lames d'eau écoulées.....	72
III.10.1. Variation interannuelle des lames d'eau.....	72
III.10.2. Etude statistique des lames d'eau écoulées.....	73
a- Ajustement des lames d'eau écoulées annuelles à loi Log normale.....	74
b. Calcul des lames d'eau pour une période de récurrence donnée.....	76
III.10.3. Variations mensuelles des lames d'eau écoulées.....	76
III.10.4. Variations saisonnières des lames d'eau écoulées.....	77
III.10.5. Variations journalières des lames d'eau écoulées.....	78
III.11. Conclusion.....	79

#### **CHAPITRE IV. Modélisation de la fonction pluie-débit d'oued Sebdu**

IV.1. Introduction.....	80
IV.2. Application du modèle HBV Light.....	80
a. Calage du modèle.....	82
b. Validation du modèle.....	84
IV.3. Application du modèle GR4J.....	86
a. Calage du modèle.....	86
b. Validation du modèle.....	88
IV.4. Comparaison des performances du modèle HBV Light et GR4J.....	89
IV.5. Modèle annuel GR1A.....	91
a. Calage du modèle.....	91
IV.6. Modèle mensuel GR2M.....	92
a. Calage du modèle.....	94
b. Validation du modèle GR2M.....	96
IV.7. Conclusion.....	97
<b>Conclusion générale.....</b>	<b>98</b>
<b>Références bibliographiques</b>	

# INTRODUCTION GENERALE

---

## Introduction générale

L'eau n'est pas seulement une ressource, c'est un enjeu de civilisation et un potentiel économique considérable.

La région de Tlemcen est considérée comme le château d'eau de l'Ouest algérien. Elle est occupée en grande partie par le grand bassin versant de la Tafna.

Actuellement le bassin versant de la Tafna dispose de cinq barrages fonctionnels (Beni Bahdel, Meffrouche, Sidi Abdelli et Hammam Boughrara et enfin le barrage de Sikkak).

En effet, toutes les études d'aménagement de la majorité des ouvrages dans la région ont été basées soit sur des données des périodes antérieures relativement humides, soit sur des méthodes empiriques élaborées sur un bassin donné.

Il est très intéressant de reprendre l'étude hydrologique d'un sous bassin versant de la Tafna en utilisant d'une part des données mesurées dans le bassin (précipitations, apport liquide, évapotranspiration.....etc.) Sur une période la plus longue possible, avec une approche statistique pour un meilleur traitement, ensuite introduire ses données dans un modèle récapitulatif de simulation. C'est l'objectif principal de ce travail.

Dans cette optique, nous avons choisi un sous bassin de la Tafna : le bassin de l'oued Sebdou.

Ce travail s'articule en quatre chapitres successivement :

- ❖ **Le premier chapitre** : s'attèle à décrire l'état de l'art de la modélisation Pluie -Débit.
- ❖ **Le deuxième chapitre** : se focalise sur la présentation du bassin d'étude, il englobe la situation géographique, la morphométrie, la géologie et l'hydrogéologie de la région d'étude qui serviront à connaître les principales unités lithostratigraphiques et hydrodynamiques reconnues dans la zone d'étude.
- ❖ **Dans le troisième chapitre**: nous procédons à une étude des paramètres hydrologiques du sous bassin qui seront introduits par la suite dans le modèle. Ces paramètres permettront de donner une idée sur le climat régnant dans la région.
- ❖ **Le Dernier chapitre**: sera consacré à l'application d'un modèle pluie-débit à réservoirs (HBV Light) sur les données de l'oued Sebdou. Pour mettre en évidence la performance d'un tel modèle, un deuxième code de calcul du génie rural (GR) sera appliqué afin de permettre une comparaison entre les deux modèles utilisés et voir lequel des deux est le plus performant.
- ❖ Enfin, et en guise de conclusion, nous terminerons notre travail par une conclusion générale dans laquelle, nous synthétiserons les résultats trouvés et tenterons de donner quelques perspectives.

## CHAPITRE I

# Etat de l'art de la modélisation

---

## I.1. Introduction

L'étude de la modélisation hydrologique est l'une des sciences les plus importantes qui étudie la relation entre les précipitations et les débits. C'est d'abord une relation mathématique et physique qui n'a pas donné au début une vision globale de cette relation. Par conséquent, les scientifiques ont développé plusieurs modèles pour étudier cette relation. Plusieurs questions parviennent à l'esprit !

- qu'est-ce qu'un modèle ?
- qu'elles sont les composants d'un modèle ?
- qu'elles sont les étapes d'un modèle ?
- et qu'elle est l'importance d'un modèle ?

Nous essayerons dans ce chapitre de répondre à toutes ces questions, mais avant, faisons passer en revue cette équation du cycle de l'eau qui guide les modèles hydrologiques.

## I.2. Cycle de l'eau dans la nature

L'eau est le secret de vie des êtres vivants sur cette terre, représentant 97% de l'eau salée et 3% de l'eau douce, inégalement réparties selon les conditions climatiques (Fig.I.1).

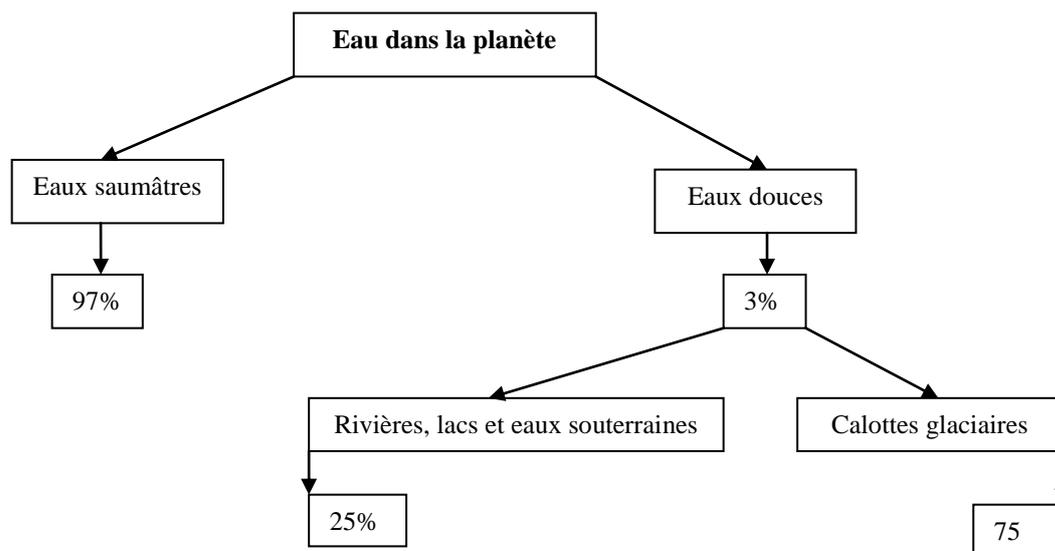


Figure I.1 : Répartition de l'eau dans la planète

Le cycle de l'eau passe par plusieurs étapes (Fig. I.2):

L'énergie solaire est la source d'énergie du cycle qui permet une évaporation (**E**) intense à la surface des océans et à moindre niveau à la surface des continents. A cette action, vient s'ajouter la transpiration des plantes. La transpiration et l'évaporation sont souvent regroupées en un seul terme appelé l'évapotranspiration (**E.T.P**). La gravité complète le cycle en ramenant les précipitations (**P**) sur la surface puis dans les ruissellements (**R**). Quand elle s'infiltré (**I**) dans le sol, l'eau rencontre différentes régions (Renard, 2007)

Le cycle de l'eau dans la nature peut être traduit par cette équation du bilan :

$$P = E + R + I$$

avec:

\* **Précipitations (P)**: Elles sont mesurées à l'aide d'un pluviomètre ou pluviographe. La pluie marquée au compte du jour j comprend la pluie tombée du jour j à 6 heures du matin au jour (j + 1) à 6 heures du matin.

C'est la pluie journalière. La pluie mensuelle et la somme des pluies journalières, la pluie annuelle est la somme des pluies mensuelles.

En terme de moyenne et de même que pour les autres paramètres climatiques l'OMM (organisation mondiale de météorologie) propose une série d'au moins 30 ans dans la série chronologique pour que la moyenne ait une signification statistique.

\* **Ruissellement (R)**: C'est l'écoulement en surface et qui est favorisé par un sol imperméable et une pente assez importante. Ce paramètre est déterminé par jaugeage au niveau des oueds. Le ruissellement alimente les retenues de barrages.

\* **Infiltration (I)**: C'est la partie d'eau qui rejoint le sous-sol pour alimenter les nappes d'eau souterraines. Ce paramètre n'est pas mesuré mais il est souvent déterminé par des méthodes indirectes (surtout par des modèles de simulation hydrogéologiques).

\* **Évapotranspiration**: Ce facteur est la résultante de deux paramètres :

- **Evaporation** : perte d'eau dans l'atmosphère qui se produit sur un sol nu.

- **Transpiration**: phénomène biologique qui se produit à l'intérieur des plantes ; grâce à l'énergie lumineuse du soleil, les plantes chlorophylliennes puisent dans le sol par leurs racines l'eau nécessaire à leur développement et la rejettent par leur système foliaire dans l'atmosphère. C'est le phénomène de **photosynthèse**.

Les agronomes distinguent deux types d'évapotranspiration:

\* **L'évapotranspiration potentielle (ETP)**: c'est l'évapotranspiration qui se produirait lorsque le sol est suffisamment humide et que la surface n'impose aucune contrainte restrictive au flux de vapeur. C'est donc en fait, la quantité d'eau qui serait évaporée et transpirée si les réserves en eau étaient suffisantes pour compenser les pertes maximales.

\* **L'évapotranspiration réelle (ETR)**: celle que l'on obtient réellement lorsqu'il y a des contraintes (ex : pluies insuffisantes)

Les paramètres qui régissent l'évapotranspiration sont: la température, le vent, l'hygrométrie (état d'humidité), le rayonnement, le type de végétation et l'état hydrique du sol (Gouzrou, 2013).

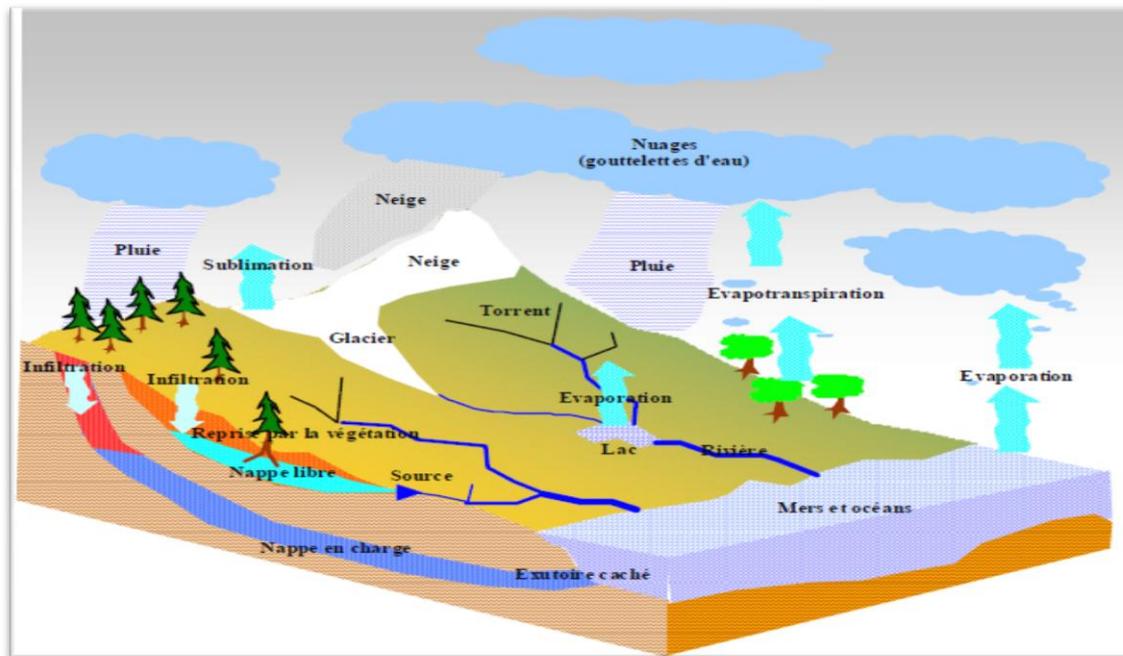


Figure I.2: Schéma du Cycle hydrologique. (Laborde, 2009)

### I.3. Modélisation en hydrologie

La modélisation hydrologique est la représentation simplifiée partielle ou totale du cycle hydrologique (Marchandise, 2007).

Le terme "*modèle*" désigne un ensemble de relations mathématiques destiné à trouver une représentation schématique d'un processus donné. En hydrologie, un modèle de transformation Pluie-Débit tente de traduire par des expressions mathématiques des relations qui existent entre les différents processus physiques qui forment le cycle terrestre de l'eau. Une théorie exhaustive et déterministe de tous ces phénomènes est très complexe à mettre sur pied et l'on s'efforce de trouver des simplifications qui permettent de faciliter cette tâche tout en restant le plus proche de la réalité. (Chkir, 1994)

En hydrologie, un modèle pluie-débit est généralement défini par : (Fig.I.3) :

- **Les variables d'entrée (*variables indépendantes*):** appelées aussi **forçages** en raison du rôle moteur qu'elles jouent sur un grand nombre de processus. Il s'agit généralement des chroniques de pluie et d'évapotranspiration ou de température.
- **Les variables d'état:** qui correspondent aux **variables internes** du système et qui rendent compte de son état.
- **Les variables de sortie (*variables dépendantes*):** qui représentent **la réponse** du système. Il s'agit généralement des débits à l'exutoire mais aussi parfois de la piézométrie ou d'une autre variable intéressant le modélisateur.
- **Les équations mathématiques** qui relient les variables de sortie aux variables d'entrée et aux variables d'état. Celles-ci permettent de représenter de façon plus ou moins explicite les processus impliqués dans le fonctionnement du bassin versant étudié.
- **Les paramètres** qui interviennent dans les équations du modèle, et qui représentent la part non explicitée du fonctionnement du bassin dans ces équations. Ils peuvent avoir une signification physique ou non. Ils servent à adapter les relations régissant le modèle au fonctionnement réellement observé (Perrin *et al*, 2009).

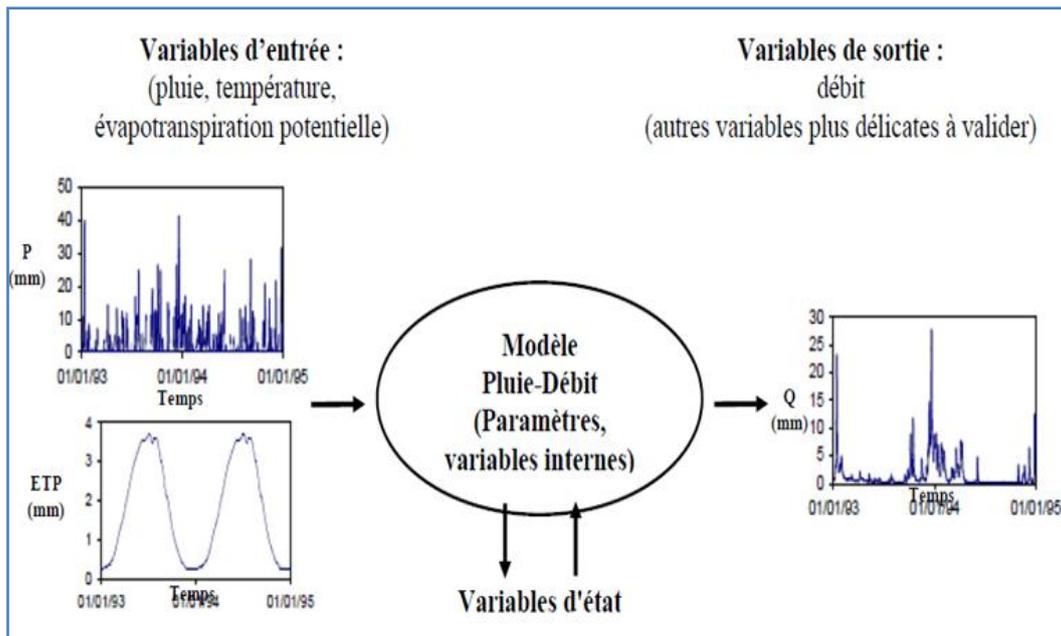


Figure I.3: Représentation schématique d'un modèle hydrologique (Perrin *et al.* 2009).

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.4.) (Boudahraa, 2007) :

#### ▪ Fonction de production

Le critère d'universalité d'un modèle hydrologique fait que sa fonction de production se doit d'être transposable à d'autres bassins versants. Elle doit donc reposer sur quelques éléments du climat et de l'hydrodynamique transposables en hydrologie.

Elle doit pouvoir séparer, dans la mesure du possible, l'influence du climat dans la production de l'écoulement de celle des caractéristiques physiographiques du bassin versant.

Les éléments du climat qui sont le plus souvent pris en compte sont: les précipitations et l'évapotranspiration potentielle. La végétation est généralement considérée comme faisant partie, ainsi que la nature du sol, des caractéristiques propres du bassin versant.

La fonction de production est essentiellement basée sur le bilan hydrique appliqué à une représentation schématique du sol, c'est à dire, des différents niveaux de stockage. Pour celle-ci, on a généralement recours à une analogie avec une succession de un ou plusieurs réservoirs qui permettent de gérer l'espace souterrain. Le remplissage et la vidange de ces réservoirs ainsi que leur interaction sont exprimés sur la base de lois physiques plus ou moins simplifiées selon l'approche globale du modèle (Chkir, 1994).

#### ▪ 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. (Bourek, 2010)

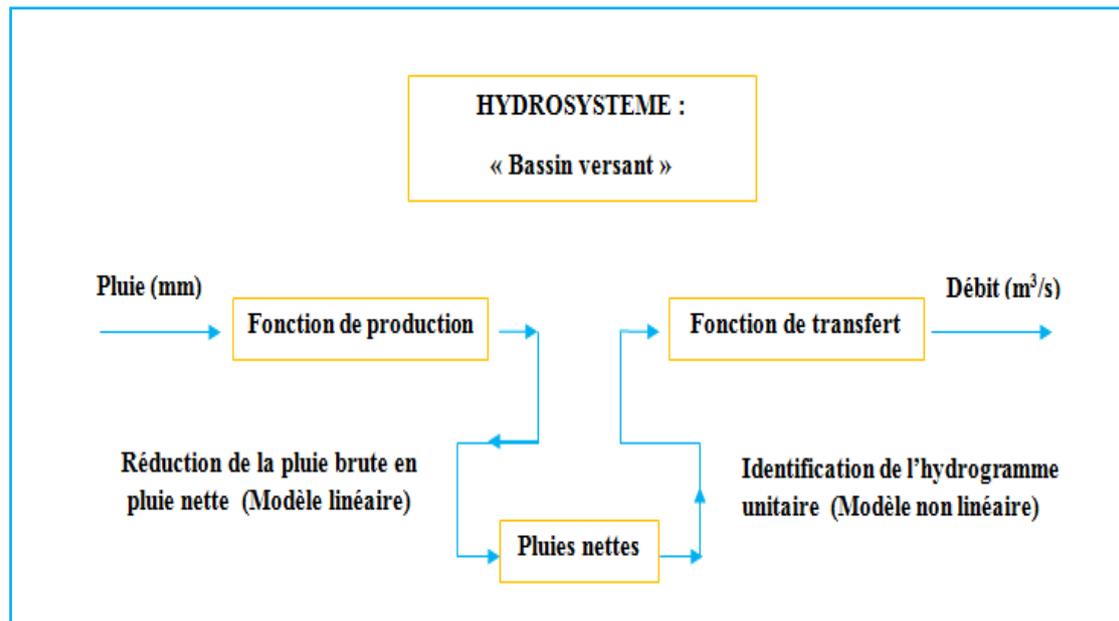


Figure. I.4: Schéma représentant le fonctionnement d'un modèle pluie-débit [inspiré du schéma de Versiani (1983) et Boudahraa (2007)]

#### I.4. Quel est l'objectif d'un modèle pluie – débit ?

**a) 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.

**b) Prédétermination des débits de crue ou d'étiage:** On désire savoir avec quelle fréquence des débits de crue supérieurs à un seuil de risque ou des faibles débits (en deçà d'un débit réservé) 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 des aménagements dans le lit du cours d'eau.

**c) Prévission des crues et des étiages:** Il s'agit d'évaluer par avance (avec un délai de quelques heures à quelques jours), en 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.

**d) Influence d'aménagements sur l'hydrologie:** On désire pouvoir prédire les changements de la réponse du bassin suite à des modifications 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.

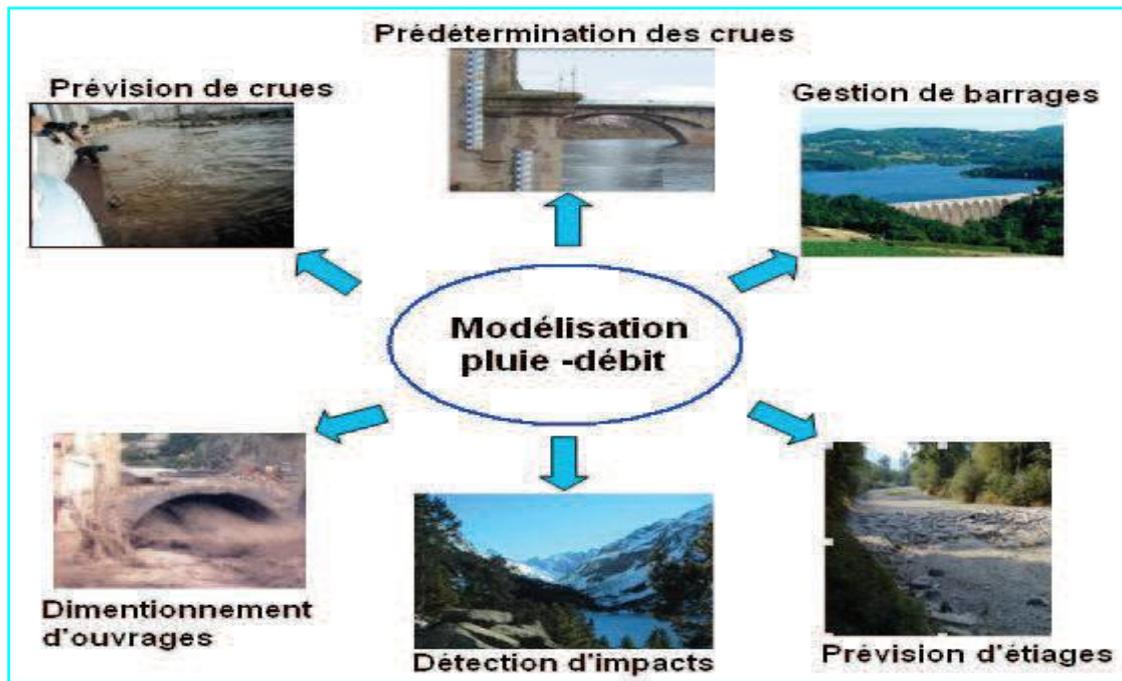


Figure I.5: Intérêt d'un modèle pluie-débit (Bouanani R, 2010)

## I.5. Classification des modèles hydrologiques

Le premier modèle hydrologique était dû à Perreault en 1674. Il était annuel, global sur le bassin versant de la Seine à Paris. Il annonçait que l'écoulement correspondait au sixième de la pluie. Depuis, la modélisation hydrologique s'est largement développée et l'on peut différencier les modèles disponibles selon le type d'approche utilisé pour représenter le cycle hydrologique. Nous avons repris la classification de Kauark Leite (1990), qui résume en trois groupes les différentes autres classifications existant dans la littérature.

### \* Modèle mécaniste

- modèle basé physiquement.
  - modèle théorique.
  - modèle déterministe.

### \* Modèle conceptuel

- modèle paramétrique.
  - modèle quasi déterministe.

### \* Modèle empirique

- modèle boîte noire.
  - modèle analytique (Chkir, 1994).

Le terme de modèle recouvre une large variété d'outils, à la philosophie et aux objectifs différents. Les approches habituellement utilisées en modélisation pluie-débit apparaissent en sombre dans la figure I.6.

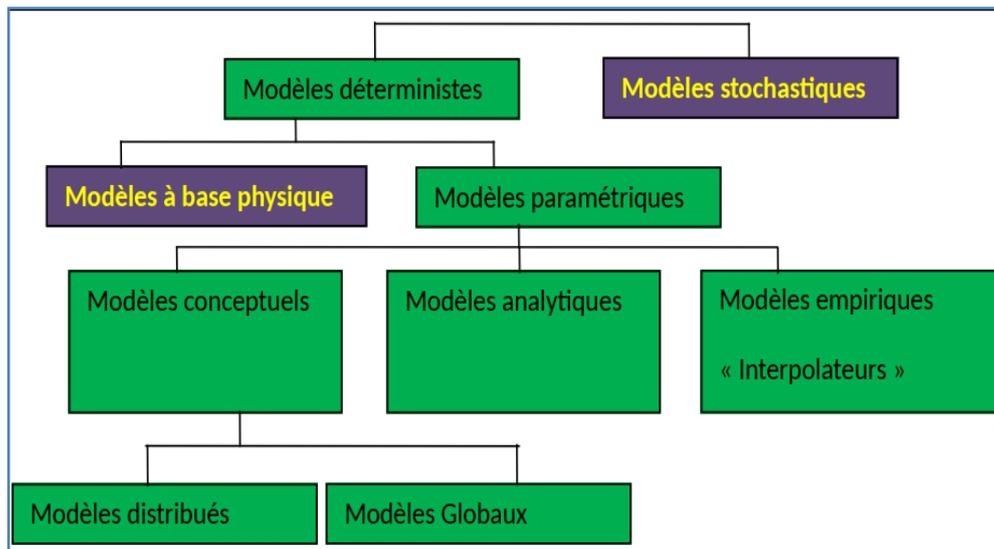


Figure I.6: Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002)

### I.5.1. Modèle déterministe

Modèle qui associe à chaque jeu de variables de forçage, de variables d'état et de paramètres, une valeur réalisation unique des variables de sortie (Maftai, 2002).

### I.5.2. Modèle stochastique

L'une au moins des variables de forçage ou des variables d'état ou des paramètres est une variable aléatoire. Par voies de conséquence, la ou les variables de sortie sont des variables aléatoires. La reconstitution de la distribution des variables de sortie nécessite des simulations répétées en tirant aléatoirement la valeur de la variable d'entrée. On parle de simulation de Monte Carlo (Vauclin, 1991).

### I.5.3. Model à base physique

Les modèles physiques, quant à eux, utilisent les équations de mouvement et de continuité pour représenter les différents processus du cycle hydrologique. En théorie, un modèle physique est construit de manière à ce que l'ensemble de ses paramètres soit mesurable et devrait pouvoir être utilisé sans calibration (bien que ce ne soit pas possible en pratique, Beven, 2011). L'information sur laquelle reposent ces modèles provient majoritairement d'essais en laboratoire (permettant de connaître la nature des sols ou ces propriétés physiques) ou de campagnes d'acquisition de données au site d'étude, et cette information est ensuite extrapolée à plus grande échelle. Bien qu'en théorie, les modèles physiques ne requièrent que des données mesurables, lorsque considérées à l'échelle des bassins versants entiers, ces données qui ne sont mesurées que ponctuellement ne permettent pas de connaître entièrement l'hétérogénéité du bassin versant (Wheater, 2002).

#### I.5.4. Modèle paramétrique

Modèle incluant des paramètres dont la valeur doit être estimée par calage. (Boursali, 2016)

#### I.5.5. Modèle conceptuel ou « modèle conceptuel à réservoirs »

La transformation des pluies en débits est décomposée à l'aide de réservoirs se vidangeant les uns dans les autres et dont le fonctionnement est réglé par un certain nombre de paramètres. Ces modèles présentent divers inconvénients : leurs paramètres n'ont pas une signification physique évidente, ils ne peuvent pas intégrer de façon immédiate les changements d'occupation des sols des bassins et ne fournissent pas de résultats concernant le fonctionnement interne du bassin. Cependant ils ont un avantage majeur : ils sont robustes, performants et leur mise en œuvre est facilitée par le fait qu'ils ne nécessitent que peu de données. (ODDOS, 2002)

**Modèle conceptuel** → **Modèle boîte grise**

#### I.5.6. Modèle analytique

Modèle pour lequel les relations entre les variables de sortie et les variables de forçage ont été établies par analyse de séries de données mesurées. L'exemple type est celui des modèles linéaires : les paramètres du modèle sont liés aux coefficients de corrélation entre les variables. Notons que l'analyse des données peut conduire au choix de relations non linéaires entre les variables (Vauclin, 1991).

#### I.5.7. Modèles empiriques

Le type de fonctions reliant les variables est fixe a priori (fonctions polynomiales, fonctions sigmoïdes). Le niveau de complexité (nombre de fonctions à utiliser, ordre du polynôme) étant fixe, le calage consiste alors à déterminer la combinaison de fonctions s'ajustant le mieux aux données mesurées. Les réseaux de neurones sont l'exemple le plus répandu de ce type de modèles en hydrologie. Les outils d'interpolation s'avèrent généralement être de piètres extrapolateurs. Ils sont donc à utiliser avec prudence en dehors de la gamme de valeurs pour laquelle ils ont été calés. (Vauclin, 1991).

**Modèle empirique** → **Modèle boîte noire**

#### I.5.8. Modèle global ou distribué

Selon comment sont considérés le territoire étudié et les processus hydrologiques, on parle de modèle global ou de modèle distribué. Le bassin est considéré comme une seule entité qui réagit dans son ensemble. Les caractéristiques physiques et les grandeurs météorologiques sont considérées comme uniformes à l'échelle du bassin versant assimilé à

une unité ponctuelle. Il s'agit de valeurs moyennes applicables à tout le bassin versant. Les processus hydrologiques sont simulés pour l'ensemble du bassin versant.

## I.6. Etapes de la modélisation

Le processus de modélisation hydrologique passe par plusieurs étapes :

### I.6.1. Identification

Pour pouvoir définir et caractériser le système, ses frontières et sa structure, définir l'événement, les variables et les paramètres et émettre les hypothèses et le choix des échelles de temps et d'espace caractéristiques des processus de base. (Gherissi, 2012)

### I.6.2. Calage

Le calage consiste à ajuster les valeurs numériques attribuées aux paramètres du modèle pour reproduire au mieux la réponse observée. C'est le processus de choix de jeux de valeurs des paramètres. Cette opération, peut se faire *manuellement* par une procédure "essai erreur", ou *automatiquement* par une procédure d'optimisation en cherchant la valeur optimale d'un critère donné (communément appelé fonction objectif) qui améliore la cohérence entre la réponse observée et simulée du bassin (Madsen, 2000), ou même par *calage mixte* en combinant les deux méthodes précédentes. Il existe plusieurs méthodes dans la littérature pour déterminer cette valeur optimale telle que la méthode de détermination directe. Nous pouvons citer par exemple la méthode d'optimisation de Rosenbrock (Rosenbrock, 1960) et la méthode Simplex (Nelderer Mead, 1965).

- **Calage manuel** : Cette méthode consiste à donner des valeurs aux paramètres du modèle et évaluer manuellement l'erreur entre les valeurs de sortie et les valeurs observées et l'échantillon de référence pour faciliter cette opération on a une représentation graphique.
- **Calage automatique** : Ce calage optimise automatiquement les paramètres du modèle par l'utilisation d'un algorithme numérique pour trouver un extremum d'un critère numérique donné afin de déterminer l'ensemble des paramètres qui satisferont un critère donné de précision à travers différentes combinaisons possibles (Kingumbi, 2006).
- **Calage mixte** : Le calage mixte consiste à combiner les deux méthodes précédentes. On détermine manuellement l'intervalle de variation des paramètres, puis on utilise la méthode automatique pour trouver les valeurs de paramètres optimales.

### I.6.3. Validation (évaluer)

Le modèle, en comparant la réponse simulée par le modèle à une sollicitation expérimentale et la réponse réelle, à partir de données différentes de celle utilisées pour le calage. (Gherrissi, 2012)

## I.7. Critères d'évaluation de la modélisation

L'évolution et la performance d'un modèle hydrologique se rapporte à des critères qui sont des critères analytiques ou graphiques selon les objectifs de l'étude, ces critères sont les suivants:

### a) Critère de Nash-Sutcliffe

Le coefficient de Nash est d'utilisation courante par les hydrologues pour apprécier la pertinence des résultats de modélisation. Il renseigne sur les écarts entre les valeurs calculées par le modèle et les valeurs observées. Il s'écrit:

$$Nash = \left[ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{calc})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \right] \quad \text{Où:} \quad (\text{Eq.I.1})$$

$Q_{cal,i}$  : valeur calculée,

$Q_{obs,i}$  : valeur observée,

$\bar{Q}_{obs}$  : moyenne des valeurs observées ( $i = 1$  à  $n$ ).

Le coefficient de Nash varie entre  $-\infty$  et 100%. Si le modèle est parfait, tous les  $i$  valeurs calculées sont égaux aux  $i$  valeurs observées. Le coefficient de Nash est égal à 100%.

Un fort écart entre les valeurs calculées et les valeurs observées se traduit par un coefficient de Nash nettement inférieur à 100%. Un modèle qui affecterait à toutes les valeurs calculées, la moyenne des valeurs observées, présenterait un coefficient de Nash de zéro (Lavabre et al, 2003).

### b) Erreur moyenne absolu

Elle est notée  $\varepsilon$  et définie par la moyenne des écarts entre les débits observés et les débits calculés (Habaieb, 1992 in Boudahraa, 2007) :

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

$n$  : Nombre d'observations

$Q_{ci}$  : Débit calculé

$Q_{oi}$  : Débit observé

Plus cette erreur se rapproche de zéro, plus l'estimation des débits est considérée meilleure.

### c) Erreur quadratique moyenne

Cette erreur se calcule comme étant la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre les débits observés et les débits calculés (Habaieb, 1992 in Boudahraa, 07) :

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

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

**d) Critère C2M**

Pour avoir une idée globale des performances du modèle sur l'échantillon bassin, toutes les performances obtenues en mode de validation peuvent être moyennées. Cependant, l'un des principaux problèmes associés à ce critère, c'est qu'il n'a pas de limite inférieure et peut varier entre  $-\infty$  et 100%. En raison de différents problèmes (insuffisance du modèle, données, calibration...), très faibles performances (i.e. très négative) peuvent être obtenues sur certaines de ces bassins, ce qui peut biaiser la performance moyenne. Un remède à ce problème peut être de transformer le critère de Nash - Sutcliffe en critère borné (Mathevet et al, 2003, Oudin et al, 2006 *in* Baahmed, 2015). Ce critère peut être définie par :

$$C2M = \frac{\text{Nash}}{(2 - \text{Nash})} \quad (\text{Eq.I.4})$$

**e) Critère du bilan**

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

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

Par comparaison entre les débits moyens observés et calculés, ce critère indique la capacité du modèle à reproduire le volume d'eau total observé sur la période observée. Différemment aux critères précédents, ce critère ne fait plus référence à une adéquation temporelle à chaque pas de temps entre le débit calculé et le débit observé (de la même façon que certains critères graphiques tels que la courbe des débits classés éludent cette référence temporelle) (*in* Baahmed, 2015). Il ne pourrait donc être utilisé comme seul critère d'optimisation, un débit constant égal au débit moyen donnant un critère parfait. Une valeur de 100 pour le critère de bilan indiquera un bilan parfait. La formulation utilisée permet de faire des moyennes comme pour les critères précédents.

**I.8. Performance d'un modèle**

Un modèle permet de reproduire des chroniques de débit  $Q_{calc}$  à partir de données (les entrées du modèle) de pluie  $P$  et d'évapotranspiration potentielle  $ETP$ . Le modèle sera d'autant plus satisfaisant que les débits  $Q_{calc}$  seront proches des débits  $Q_{obs}$  effectivement observés.

Apprécier la validité du modèle consiste donc à juger de la proximité des deux séries chronologiques  $Q_{obs}$  et  $Q_{calc}$ . Pour ce faire, nous avons considéré deux approches possibles. Un modèle est dit performant s'il est capable de bien retranscrire en phase de calage les débits observés sur un bassin. Nous allons dans un premier temps comparer les critères de Nash en phase calage. Et Pour mieux apprécier la précision des résultats nous allons supposer les conditions suivantes :

- Si  $\text{Nash} > 0,8$   $\longrightarrow$  le modèle est bon sur la période,
- Si  $0,7 < \text{Nash} \leq 0,8$   $\longrightarrow$  le modèle est satisfaisant,

- Si  $0,6 < \text{Nash} \leq 0,7$  —————> le modèle est acceptable,
- Si  $0,5 < \text{Nash} \leq 0,6$  —————> le modèle est peu acceptable,
- Si  $\text{Nash} \leq 0,5$  —————> le modèle est mauvais.

Nous avons deux sous – périodes de calage et il faudrait comparer les modèles sur ces deux sous – périodes.

- Si le modèle en phase de calage est bon sur les deux sous périodes alors il est « très performant »,
- Si le modèle en phase de calage est bon sur l'une des deux sous – périodes et satisfaisant sur l'autre alors il est « performant »,
- Si le modèle en phase de calage est satisfaisant sur les deux sous – périodes alors il est « moins performant ».

Les modèles qui ont des valeurs de critères de Nash 70% sur les deux sous périodes ne nous intéressent pas, ils sont considérés comme étant « mauvais ». Parce qu'en général on attend d'un modèle hydrologique que son critère de Nash soit supérieur à 80% (Perrin 2000).

### I.9. La robustesse

Le calage indique que le modèle choisi est un outil d'interpolation satisfaisant, il ne permet pas de juger des capacités d'extrapolation du modèle : de ses performances lorsqu'il est utilisé avec des données qui n'ont pas servi à son calage. C'est l'objet de la validation. Le contrôle des performances du modèle sur des jeux de données n'ayant pas servi à son calage donne cependant quelques indications sur les capacités d'extrapolation du modèle.

A l'instar de la performance, la robustesse est l'une des qualités les plus importantes et les plus souhaitables des modèles. On évalue la robustesse d'un modèle par sa capacité de fournir des performances de même qualité qu'en phase d'optimisation.

- Si le modèle en validation est bon sur les deux sous – périodes alors il est très robuste.
- Si le modèle en phase de validation est bon sur l'une des deux sous – périodes et satisfaisant sur l'autre alors il est robuste.
- Si le modèle en phase de validation est satisfaisant sur les deux sous – périodes alors il est moins robuste. (Hoffer, 2005)

### I.10. Présentation de quelques types de modèles

Il existe plusieurs exemples de modèles hydrologiques, notamment les suivants :

#### a) TOPMODEL

(Topography based hydrological MODEL) est un modèle hydrologique initialement développé par (Beven & Kirkby, 1979), (Beven, 1989), (Beven, 1992) à l'Université de Lancaster. C'est un modèle physique-conceptuel semi-spatialisé. Il s'agit d'un modèle pluie-débit qui suit une approche articulée autour de deux idées centrales:

- le ruissellement se produit sur des zones contributives variables,
- la topographie influence la manière dont se produit le ruissellement.

L'originalité de TOPMODEL réside dans la définition de l'indice topographique. Cet indice est un paramètre dynamique qui traduit la propension qu'a un pixel à se saturer plus ou moins vite. TOPMODEL modélise le sol à l'échelle du versant de la façon suivante (fig.I.7):

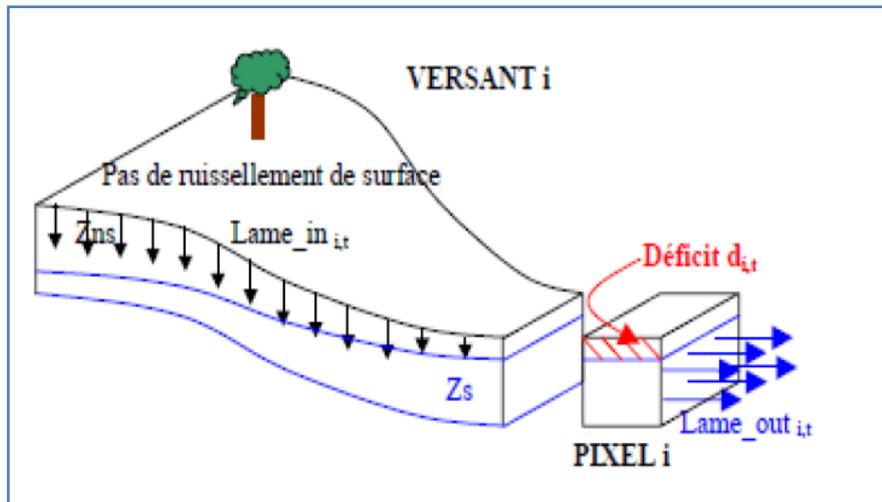


Figure I.7 : Schématisation des écoulements sur le versant par TOPMODEL (Estupina, 2004). TOPMODEL modélise donc les processus latéraux sous la forme d'une nappe temporaire s'écoulant vers le réseau hydrographique. On lui associe différents modules d'interception, de fonte des neiges, d'évapotranspiration, de transfert de surface etc ... (Fig. I.8).

TOPMODEL n'a pas la prétention d'être un modèle complet, mais plutôt un ensemble de concepts qui doivent être utilisés de façon appropriée. Il est facile à mettre en œuvre, il utilise peu de paramètres, il est facile à initialiser en début d'événement et il est compatible avec les MNT et les SIG (Estupina, 2004).

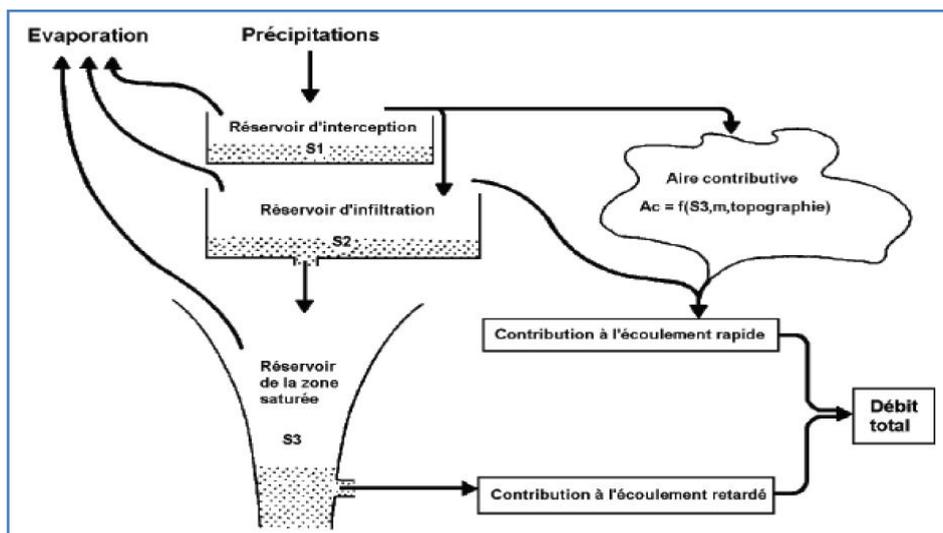


Figure I.8 : Représentation schématique de TOPMODEL (S1, S2, S3 : niveaux dans les réservoirs, m: un des paramètres du modèle) (d'après Beven et Kirkby, 1979 in Perrin, 2000).

## b) IHACRES

Le modèle IHACRES (identification of unit Hydrograph and component flow from Rainfalls, Evaporation and streamflow data), est le résultat d'une collaboration entre CEH (centre of ecology and Hydrology) du Royaume-Unit et l'Université nationale de l'Australie (ANU). Ce modèle peut être appliqué pour des investigations dans des petits bassins versants équipés pour des études spéciales ou pour des études régionales dans les grands bassins. La version du modèle IHACRES (Jakeman *et al.*, 1990) retenue est un modèle à six paramètres à caler. Il comprend un module de production non linéaire et un module de transfert linéaire (fig.I.9). (in Khalifa, 2011)

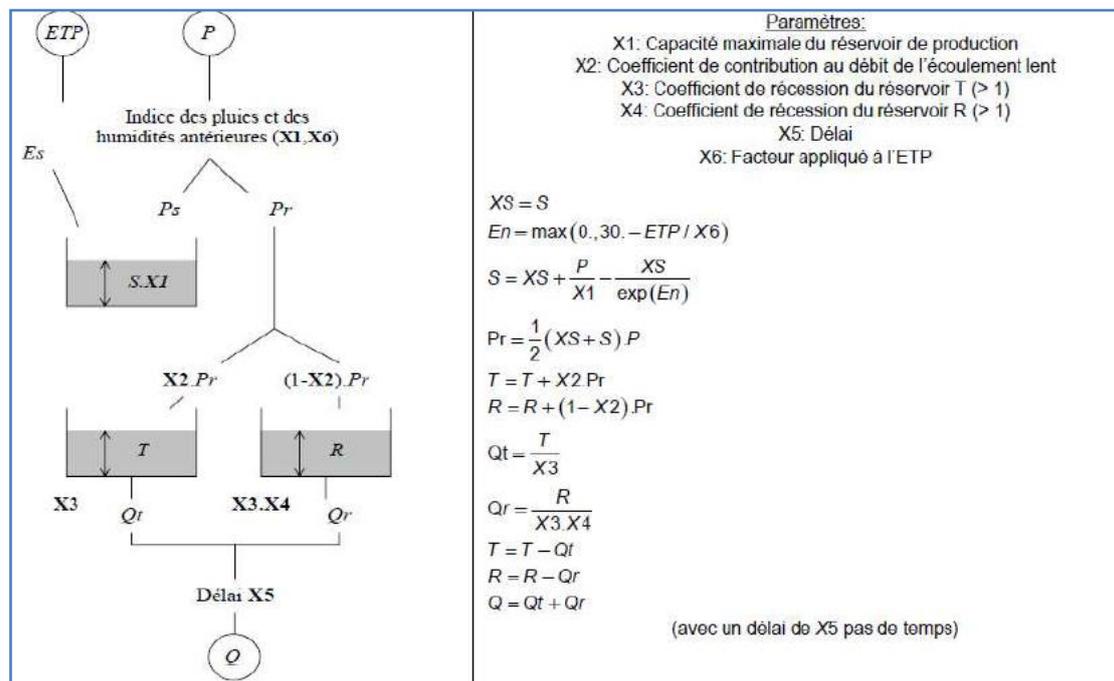


Figure I.9: Schéma conceptuel et le calcul effectué au sein du modèle IHACRES  
(D'après Oudin in Khalifa, 2011)

## c) MIKE SHI

Ce modèle d'inspiration mécaniste, a été élaboré au Danish Hydraulic Institute. MIKESHE a pour objet la modélisation de la partie continentale du cycle de l'eau et peut être, en théorie, appliqué à des surfaces allant de la parcelle à la totalité du bassin versant. Parmi les domaines d'application de MIKE SHE, nous retrouvons l'étude classique de la dynamique du bassin versant, ainsi que le suivi des pollutions, mais également, dans un contexte plus tourné vers la prévision, les études d'impacts relatives aux modifications du bassin (occupation des sols, aménagement...), ou de scénarios climatiques (sécheresse, fortes pluies...) (Abbott et al, 1986 in Maison, 2000).

Ce modèle est organisé en deux entités. La première (MIKE SHE WM) concerne l'hydrodynamique du bassin, alors que la seconde (MIKE SHE AD) est dévolue au transport des solutés. Le caractère mécaniste de ce modèle provient de l'utilisation de différents

modèles mathématiques pour décrire chacune des composantes du cycle hydrologique et du cycle des polluants. De ce fait, la discrétisation du bassin versant s'effectue classiquement par un découpage en strates horizontales et en colonnes homogènes. Ce modèle, tout comme DEDALE-3D est donc, bien évidemment, tridimensionnelle (Fig. I.10).

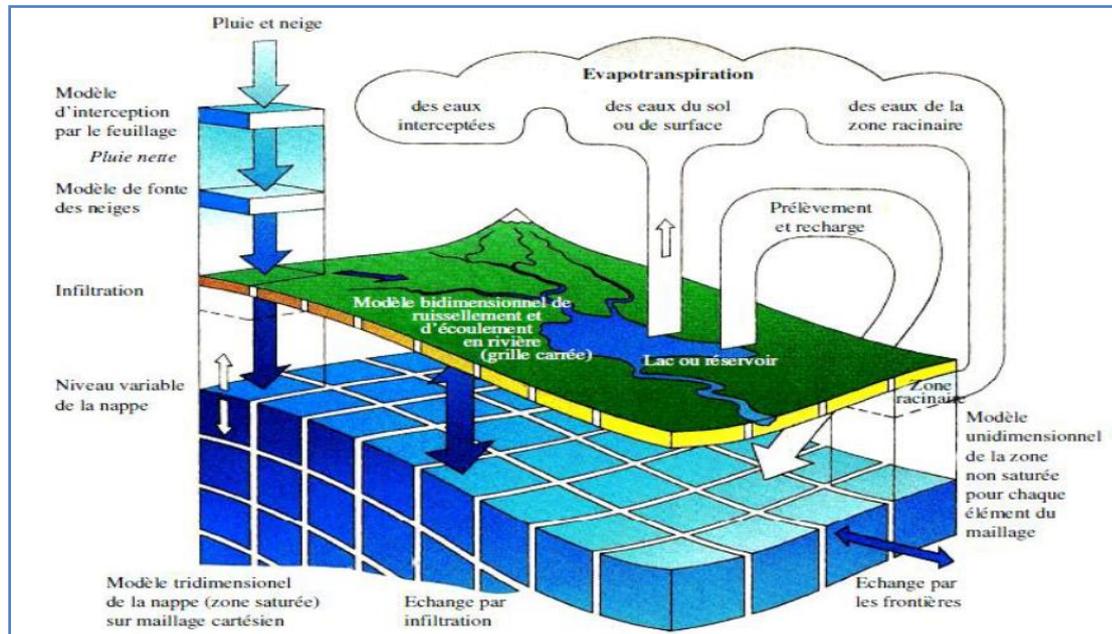


Figure I.10 : Cycle de l'eau dans le logiciel MIKE SHI :  
Processus modélisé (De Bruyn, 2004).

Le transfert des polluants, les cinétiques, les processus d'adsorption/désorption ou encore les prélèvements racinaires sont modélisés de manière classique (cinétiques du premier ordre, isotherme d'adsorption...).

Du fait du caractère fortement mathématique de ce modèle, la connaissance préalable de nombreuses données s'avère indispensable. Nous notons entre autre la pluviométrie, les températures, l'occupation des sols, le type de culture, la texture des sols, les usages des sols, la topographie...

Toutefois, MIKE SHE dispose de nombreuses bases de données intégrées, ce qui lui confère un certain intérêt car la mise en place de campagnes d'acquisition n'apparaît indispensable que si l'utilisateur souhaite enrichir le plus possible la modélisation.

Dans un premier temps, l'utilisation des banques de données à disposition peut se révéler suffisante.

#### d) GIBSI

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

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

Il est intéressant de noter que ce modèle suit une chronologie bien précise en ce qui concerne l'application successive des différents modèles (Fig. I.11).

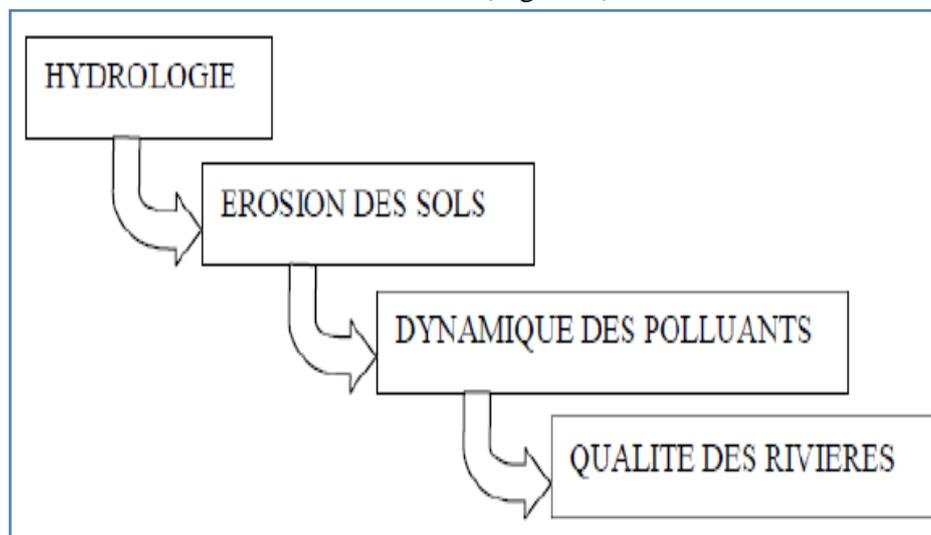


Figure I.11: Chronologie des modélisations utilisées dans GIBSI.

### e) TOPKAPI

TOPKAPI signifie (Topographic Kinematic Approximation and Integration). Il a été conçu et développé par (Liu & Todini, 2002). Il s'agit d'un modèle hydrologique distribué à base physique. Les équations de l'onde cinématique sont intégrées à différentes échelles pour permettre une résolution de la transformation pluie-débit et de la propagation de la crue dans la rivière rapide. Il prend en compte l'évapotranspiration, la fonte des neiges et les transferts de l'eau dans le sol, en surface et dans les cours d'eau. En particulier, il modélise l'apparition du ruissellement superficiel par saturation des zones contributives. Les paramètres de ce modèle sont invariants par changement d'échelle et se déterminent à partir de différentes données : le MNT, la carte des sols, la carte de la végétation, la carte d'occupation des sols. Il a été utilisé pour l'analyse de crues extrêmes, la détermination des impacts des changements climatiques, l'extension à des bassins non jaugeés, le couplage avec des modèles généraux de circulation.

Remarque : nous essayerons de développer dans ce qui suit le modèle HBV light qui est l'outil utilisé dans nos travaux et qui fait l'objet de notre thématique et celui du Génie Rural

GR déjà utilisé par plusieurs auteurs en Algérie et plus particulièrement dans le bassin de la Tafna pour en faire une comparaison avec le HBV Light.

### I.11. HBV Light

Le modèle Suédois HBV (**H**ydrologiska **B**yråns **V**atten balansavdelning), (Lindström *et al.*, 1997) développé par SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute) est devenu un outil largement utilisé dans le monde de prédiction du débit pour les bassins versants non jaugés. Le modèle hydrologique universel HBV est un modèle conceptuel global ou semi distribué (Fig. I.12) à l'échelle du bassin versant et qui est capable de calculer le débit pour divers sous bassins (Lindström *et al.* 1997). Ce modèle est connu pour sa robustesse, malgré sa simplicité relative. Pour simplifier d'avantage le modèle, certaines composantes peuvent être rendues inactives.

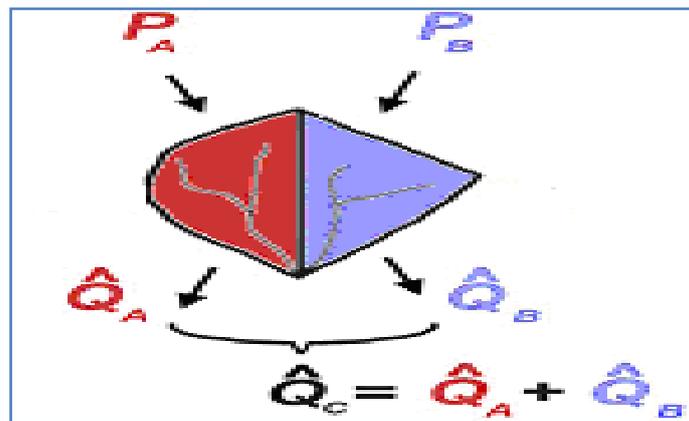


Figure I.12: Modèle semi distribué (Abadie, 2006)

Le modèle HBV et ses variantes ont été appliqués dans un grand nombre de pays et d'environnements (Graham, 2000). Bergström (1992) mentionne des applications à plus de 200 bassins dans 30 pays, y compris des bassins nivaux et glaciaires des Alpes, de l'Himalaya, de Nouvelle-Zélande, du Groenland et d'Amérique du Nord, des bassins arctiques en Scandinavie et en Alaska du Nord, et des bassins à environnements de basse latitude tant humides que semi-arides comme au Panama. Le modèle HBV a également été appliqué à des bassins de la Tunisie (Ouachani, 2003, 2004).

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.

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 mensuelles de température et l'évapotranspiration potentielle. Le modèle inclut aussi un module qui traite les précipitations d'entrée soit de la pluie ou 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 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 est contenu assez d'eau dans le sous-sol. Le résultat principal du modèle est le ruissellement à l'exutoire du bassin versant, qui a trois composantes (en millimètre par jour  $\text{mm.j}^{-1}$ ): les eaux de ruissellement pur  $Q_0$  ( $\text{mm.j}^{-1}$ ), hypodermique  $Q_1$  ( $\text{mm.j}^{-1}$ ) (contribution de l'écoulement près de la surface) et le débit de base  $Q_2$  ( $\text{mm.j}^{-1}$ ) (contribution de l'écoulement des eaux souterraines), (Fig.I.13). Le modèle a un certain nombre de paramètres qui doivent être calibrés en fonction des observations disponibles.

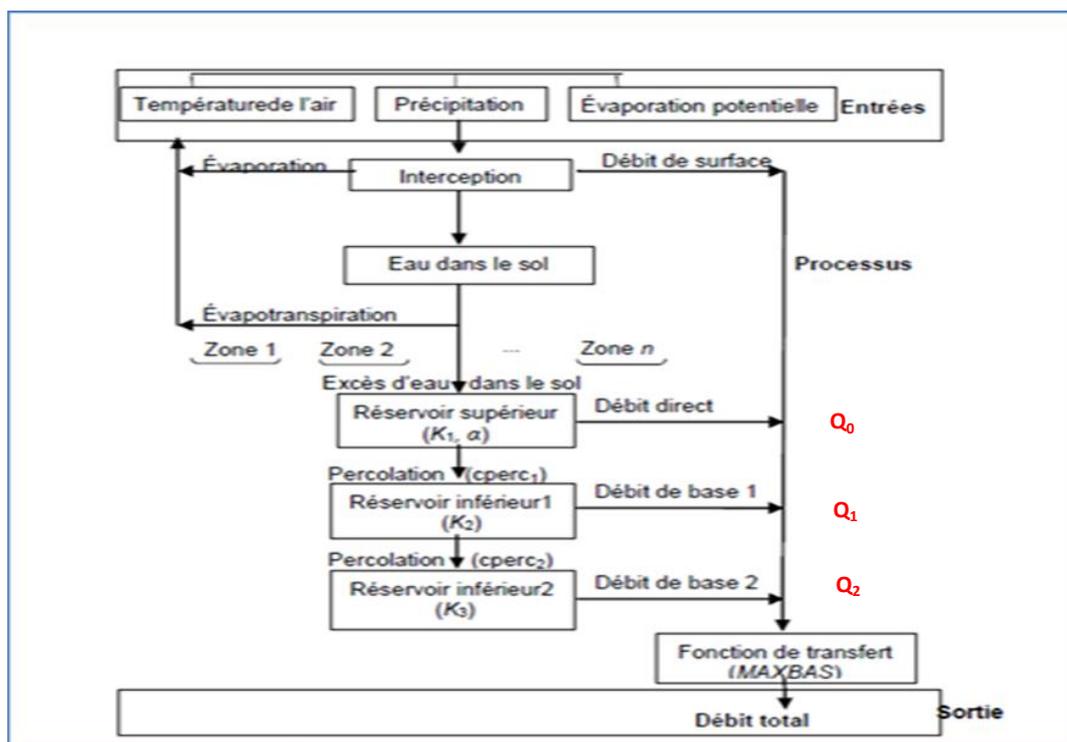


Figure I.13: Structure du modèle HBV

### a- Description Mathématique

Cette description modèle est élaborée sur la base des travaux de thèse de Bouguerne, (2017).

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  $TT$  [ $^{\circ}\text{C}$ ]. Toutes les précipitations simulées à la neige, lorsque la température est inférieure à  $TT$ , sont multipliées par un facteur de correction des chutes de neige,  $SFCF$  [-].

#### ❖ Routine de neige

La fonte des neiges est calculée avec la méthode des degrés-jours.

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

**Le paramètre CFMAX** varie normalement entre (1,5 et 4)  $\text{mm } ^{\circ}\text{C j}^{-1}$  (en Suède), avec des valeurs plus basses pour les zones boisées. Comme approximation les valeurs 2 et 3,5 peuvent être utilisées respectivement pour **CFMAX** dans le paysage boisé et ouvert. 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 :

$$\text{Congélation de la fonte} = \text{CFR} \cdot \text{CFMAX} (TT - T(t)) \quad (\text{Eq.I.7})$$

Avec :

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

**CFR** : Coefficient de recongélation

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

**T(t)** : 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])

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

**FC** : Humidité maximale de stockage du sol (mm),

**SM** : Humidité du sol (mm),

Recharge en eau souterraine (mm),

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

**BETA** : paramètre qui détermine la contribution relative des eaux de ruissellement de la pluie ou la fonte des neiges (-)

L'évaporation réelle de la boîte sol est égale à l'évaporation potentielle si  $\text{SM}/\text{FC}$  est au dessus **LP** [-] tout en linéarisant, alors que la réduction est utilisée lorsque  $\text{SM}/\text{FC}$  est inférieur à **LP**

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

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

$E_{\text{pot}}$ : Evapotranspiration (mm)

La recharge en eau souterraine est ajoutée à la zone des eaux souterraines supérieure (**SUZ** [mm]). **PERC** [mm j<sup>-1</sup>] définit la percolation maximale prise à partir de la partie supérieure de la boîte en bas des eaux souterraines (**SLZ** [mm]). Les eaux de ruissellement

des réservoirs des eaux souterraines sont calculées comme la somme de deux ou trois sorties d'équations linéaire selon que **SUZ** est supérieure à une valeur seuil, **UZL** [mm]. Le débit de base (groundwater GW) (avec ou sans débit de ruissèlement) est calculé par l'équation :

$$Q_{GW}(t) = K_2SLZ + K_1SUZ + K_0\max(SUZ - UZI, 0) \quad (\text{Eq.I.10})$$

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

**PERC** : Percolation maximale (mm.j<sup>-1</sup>),

Ce ruissèlement est enfin transformé par une fonction de pondération triangulaire définie par le paramètre **MAXBAS** pour donner le ruissèlement simulé  $Q_{sim}(t)$  [mm d<sup>-1</sup>].

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Où :} \\ Q_{sim}(t) = \sum_i^{MAXBAS} C_i Q_{GW}(t-i-1) \\ C(i) = \int_{i-1}^i \frac{2}{MAXBAS} - \left| U \cdot \frac{MAXBAS}{2} \right| \frac{4}{MAXBAS^2} du \end{array} \right\} \quad (\text{Eq.I.11})$$

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]

$$P(h) = P_0 \left( 1 + \frac{PCALT (h-h_0)}{10000} \right) \quad (\text{Eq.I.12})$$

$P_0$  et  $T_0$  ce sont des précipitations mesurées (mm),

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

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

#### ❖ **Température**

Les données de température sont nécessaires dans les bassins versants avec ceux de la neige, elles sont calculées comme moyenne pondérée des stations dans et autour du bassin versant. Lorsque différentes zones d'élévation sont utilisées, la température sera corrigée pour l'élévation au-dessus du niveau de la mer avec habituellement  $-0.6$  °C par 100 m (paramètre **TCALT**).

#### ❖ **Evaporation potentielle**

Des estimations de l'évaporation potentielle peuvent être fournies par des calculs utilisant, par exemple, la formule de Penman ou des mesures par évaporimètres. Normalement, les valeurs moyennes mensuelles sont supposées être suffisantes. L'évaporation moyenne à long terme peut être corrigée en utilisant les écarts de la température par rapport à sa moyenne à long terme.

La moyenne à long terme de l'évaporation potentielle,  $E_{pot,M}$  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.

$$E_{pot}(t) = (1 + C_{ET}(T(t) - T_M)) \cdot E_{pot,M} \quad (\text{Eq.I.13})$$

Mais :  $0 \leq E_{pot}(t) \leq 2.E_{pot,M}$

Avec :

$E_{pot}(t)$  : Evaporation potentielle corrigée au jour j

$C_{ET}$  : Facteur de correction ( $^{\circ}C^{-1}$ )

$T(t)$  : Température au jour t ( $^{\circ}C$ )

$T_M$  : Température moyenne à long terme pour ce jour de l'année ( $^{\circ}C$ )

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

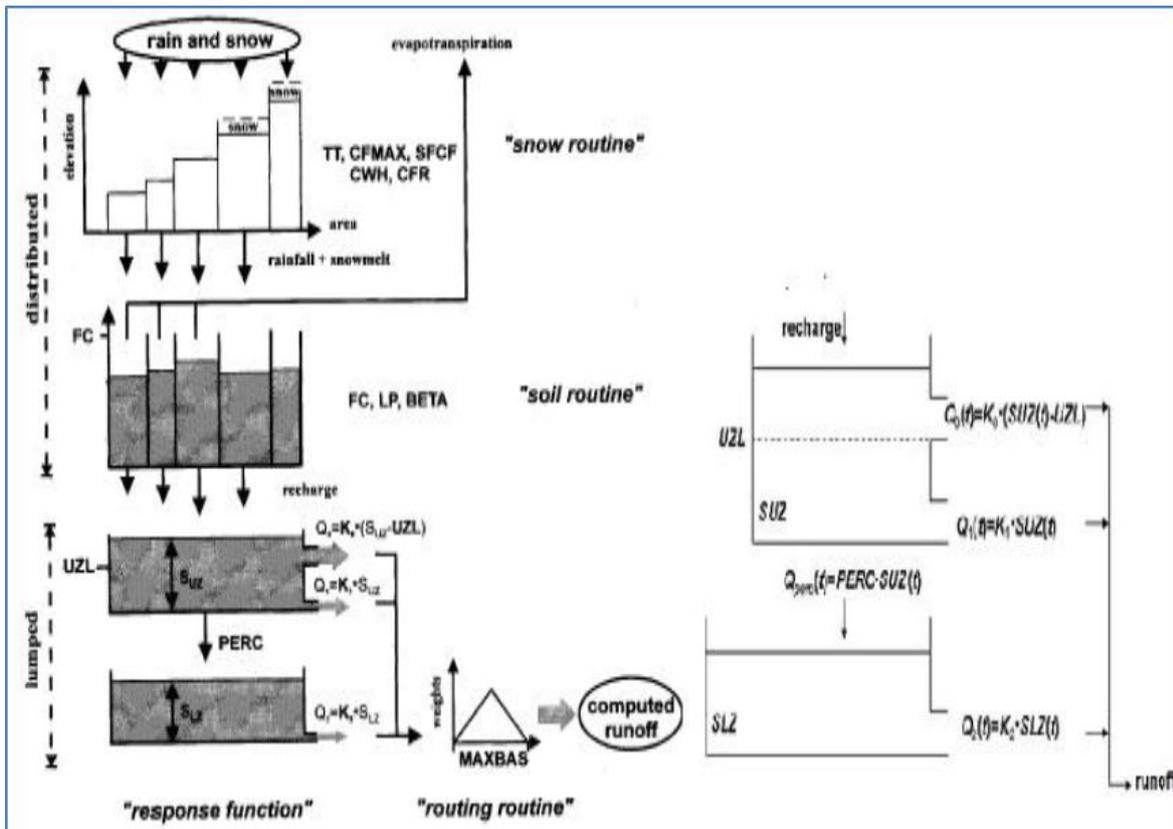


Figure I.14: Schéma de la structure du modèle HBV Light

a) Paramètres de simulation,

b) fonction de réponse du modèle HBV Light.

$T_M$  : Température moyenne à long terme ( $^{\circ}C$ )

Recharge : Entrée de la routine du sol (mm jour<sup>-1</sup>)

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<sup>-1</sup>)

$K_1$  : Coefficient de récession (jour dans la zone du sous-sol j<sup>-1</sup>)

$Q_1$  : Composante de ruissèlement (mm .jour<sup>-1</sup>)

$K_2$  : Coefficient de récession (j<sup>-1</sup>)

FC : Capacité de stockage maximale d'humidité du sol

$Q_2$  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 manuelle au cours du calage du modèle.

MAXBAS : Temps de base de l'hydrogramme unitaire

FC : La plus grande teneur en eau dans le réservoir supérieur

L'ensemble des paramètres de simulation sont donnés arbitrairement au début de traitement après avoir enregistré les données journalières des précipitations, des températures, des débits mesurés et les 12 valeurs moyennes de l'ETP mensuelle (tableau .I.1 & tableau .I.2) (Fig. I.15).

Tableau I.1 : Paramètres de captage.

Nom	Unité	Plage valide	Description
<b>PERC</b>	mm/d	[0,inf)	Paramètre de seuil
<b>Alpha</b>	-	[0,inf)	Coefficient de non linéarité
<b>UZL</b>	mm	[0,inf)	Paramètre de seuil
<b>K0</b>	1/d	[0,1)	Coefficient 0 de stockage (ou de récession)
<b>K1</b>	1/d	[0,1)	Coefficient 1 de stockage (ou de récession)
<b>K2</b>	1/d	[0,1)	Coefficient 2 de stockage (ou de récession)
<b>MAXBAS</b>	$\Delta t$	[1,100]	Longueur de pondération triangulaire de fonction
<b>Cet</b>	1/°C	[0,1]	Facteur potentiel de correction de l'évaporation
<b>PCALT</b>	%/100m	(-inf,inf)	Changements de précipitations avec l'altitude Variables
<b>TCALT</b>	°C/100m	(-inf,inf)	Variation de la température avec l'altitude Variables
<b>Pelev</b>	m	(-inf,inf)	Elévation de données des précipitations dans les fichiers PTQ
<b>Telev</b>	m	(-inf,inf)	Elévation des données des températures dans les fichiers PTQ
<b>PART</b>	-	[0,1]	Partie de la recharge qui est ajouté à la boîte des eaux souterraines
<b>DELAY</b>	d	[0,inf)	Période de temps pendant laquelle la recharge est répartie

Tableau I.2: Paramètres de végétation

Nom	Unité	Plage valide	Description
<b>TT</b>	°C	(-inf,inf)	Température de seuil
<b>CFMAX</b>	mm/d°C	[0,inf)	Facteur de degrés- $\Delta t$
<b>SFCF</b>	-	[0,inf)	Facteur de correction de chutes de neige
<b>CFR</b>	-	[0,inf)	Coefficient de regel
<b>CWH</b>	-	[0,inf)	Capacité de rétention d'eau
<b>CFGlacier</b>	-	[0,inf)	Facteur de correction de glacier
<b>CFSlope</b>	-	(0,inf)	Facteur de correction de pente
<b>FC</b>	mm	(0,inf)	Humidité maximale de stockage du sol
<b>LP</b>	-	[0,1]	Valeur de l'humidité du sol au-dessus duquel AET atteint PET
<b>BETA</b>	-	(0,inf)	paramètre qui détermine la contribution relative aux eaux de ruissellement de la pluie ou de la fonte des neiges

The screenshot shows a software interface for parameter calibration. The title bar reads "Parameter (semi-distributed version)". The main area is divided into several sections:

- Vegetation zone 1:** A group of parameters including TT [°C] (0.1), CFMAX [mm/(d °C)] (5.2), SFCF [-] (0.21), CFR [-] (2), CWH [-] (0.01), FC [mm] (511), LP [-] (0.47), and BETA [-] (2.7).
- Soil and Snow Parameters:** PERC [mm/d] (3.4), UZL [mm] (0.01), KO [1/d] (0.11), K1 [1/d] (0.001), K2 [1/d] (0.1), MAXBAS [d] (2.2), and Cst [1/°C] (0.0001).
- Calibration Parameters:** PCALT [% per 100m] (10) and TCALT [°C per 100m] (0.6).
- Simulation period:** A table with columns for Start of 'warming-up' period, Date, and No. The start date is 790101. The simulation runs from 200101 (No. 7671) to 250508 (No. 9625).
- Control Buttons:** "Load Parameter", "Save Parameter", "Model-Run-No" (002), "Cancel", and "OK".

Figure I.15: Exemple de menu des paramètres de calage du modèle HBV Light

### a.1. Fonte des neiges et l'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, 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.

### a.2. 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, estimées 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 I.14 donne les précipitations efficaces en fonction de la teneur en humidité du sol.

$$P_{\text{eff}} = \left(\frac{SM}{FC}\right)^{\beta} (P + S_m) \quad (\text{Eq.I.14})$$

Où  $P_{\text{eff}}$ : Précipitations efficaces [mm],

SM : Humidité réelle du sol [mm],

FC: Capacité de stockage maximale dans le sol [mm],

P: Hauteur des précipitations quotidiennes [mm],

$\beta$ [-] un paramètre du modèle (coefficient de forme).

Pour un déficit d'humidité du sol donné (mesuré par le rapport de (SM/CF),  $S_m$  est le paramètre, connu sous le nom de coefficient de forme,  $(P + S_m)$  contrôle la quantité de l'eau qui contribue au ruissellement.

La Figure I.16 montre la relation entre l'humidité du sol (SM), sur la capacité du terrain, le coefficient de forme  $\beta$ [-] et le coefficient de ruissellement qui est défini comme le rapport des précipitations effectifs à la profondeur d'eau totale disponible.

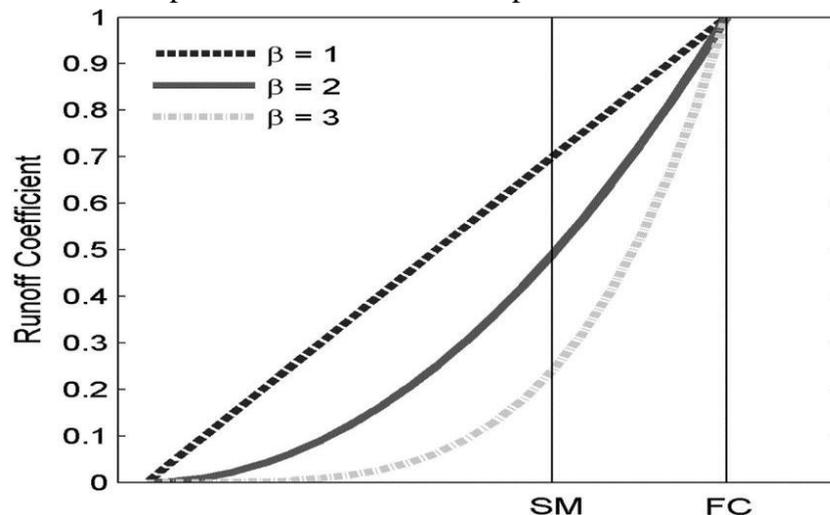


Figure I.16: Coefficient de ruissellement en fonction de l'humidité du sol et la capacité maximale de stockage (ISMH, 2005).

La figure I.16, montre que l'humidité SM augmente avec le coefficient de forme  $\beta$ [-] et admet, une valeur constante quelque soit la valeur  $\beta$ [-] pour une valeur de la capacité maximale de stockage.

### ➤ Relation entre l'humidité du sol et la capacité du champ des eaux de ruissellement

Tant que la capacité sur le terrain et le coefficient de forme FC sont utilisés comme paramètres d'étalonnage (Fig. I.16). Il est à noter que le coefficient de ruissellement 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. Par exemple, si le coefficient de ruissellement est estimé à 0,7, les 70% des précipitations contribuent aux eaux de ruissellement et le reste (30 pour cent) s'infiltré dans le sous-sol. La valeur initiale de l'humidité du sol est ensuite mise à jour qui est 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.

### a.3. 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

$$PE_a = (1 + C(T - T_m)) \cdot PE_m \quad (\text{Eq.I.15})$$

Où :

$PE_a$  : Ajustement de l'évapotranspiration potentielle [mm],

$T$  : Température quotidienne moyenne,

$T_m$  : Température moyenne mensuelle à long terme,

$PE_m$  : 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 calculée sont couplées grâce à l'utilisation du point de flétrissement permanent du sol (PWP).

$$\left\{ \begin{array}{ll} E_a = PE_a \left( \frac{SM}{PWP} \right) & \text{Si } SM < PWP \\ E_a = PE_a & \text{Si } SM \geq PWP \end{array} \right\} \quad (\text{Eq.I.16})$$

$E_a$  : Evapotranspiration réelle [mm],

$PWP$  : Point de flétrissement permanent du sol [mm].

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.

Le graphique de la figure I.17, indique que lorsque le  $PWP$  est proche de la capacité au champ, l'évapotranspiration réelle qui sera plus élevée, et vice-versa. Sur la base des observations, les paramètres du modèle  $FC$ ,  $PWP$  peuvent être tous deux estimés par l'étalonnage du modèle.

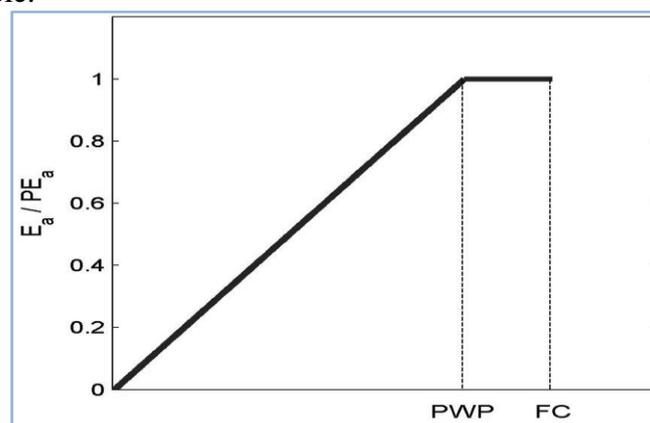


Figure I.17: Relation entre l'évapotranspiration réelle et PWP

#### a.4. Réponse des eaux de ruissellement

Ce module évalue le ruissellement à l'exutoire du bassin 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 la figure I.14. 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).

#### I.12. Modèle GR du Génie Rural

La simulation du débit à l'exutoire d'un bassin versant est nécessaire voire 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 – GR) 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.

Les modèles GR ont été développés pour des pas de temps de fonctionnement spécifiques : annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et journalier (GR4J).

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 (voir par exemple les travaux d'Andréassian *et al.* 2006),
- ✚ évaluation d'un modèle par comparaison à d'autres structures de modèle.

##### I.12.1 Description du modèle pluie-débit annuel GR1A

Le modèle GR1A (modèle du Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est un modèle pluie-débit global à un seul paramètre. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1990, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit

robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications d'évaluation et de gestion de la ressource en eau.

### a) 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 proportionnelle à la pluie  $P_k$  de la même année, avec un coefficient d'écoulement dépendant de  $P_k$ , de la pluie  $P_{k-1}$  de l'année  $k-1$  et de l'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne  $E$ . Le modèle s'écrit :

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[ 1 + \left( \frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{X.E_k} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\} \quad (\text{Eq.I.17})$$

Où

- $Q_k$  : Débit simulé de l'année  $k$
- $P_k$  : Pluie observée de l'année  $k$
- $P_{k-1}$  : Pluie observée de l'année  $k-1$
- $E_k$  : Evapotranspiration potentielle de l'année  $k$
- $X$  : Paramètre du modèle à optimiser

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.

### b) 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].

## I.12.2. Modèle pluie-débit mensuel GR2M

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à 2 paramètres Mensuel) est un modèle pluie-débit global à deux paramètres. 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), Makhoulf (1994), Makhoulf et Michel (1994), Mouelhi

(2003) et Mouelhi et al. (2006b), qui a permis d'améliorer progressivement les performances du modèle.

La version présentée ici est celle de Mouelhi et al. (2006b) qui paraît la plus performante. 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.

### a- Description mathématique

Un schéma de la structure est donné par figure I.18,  $P_k$  est la pluie mensuelle du mois  $k$  et  $E$  l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois calendaire.

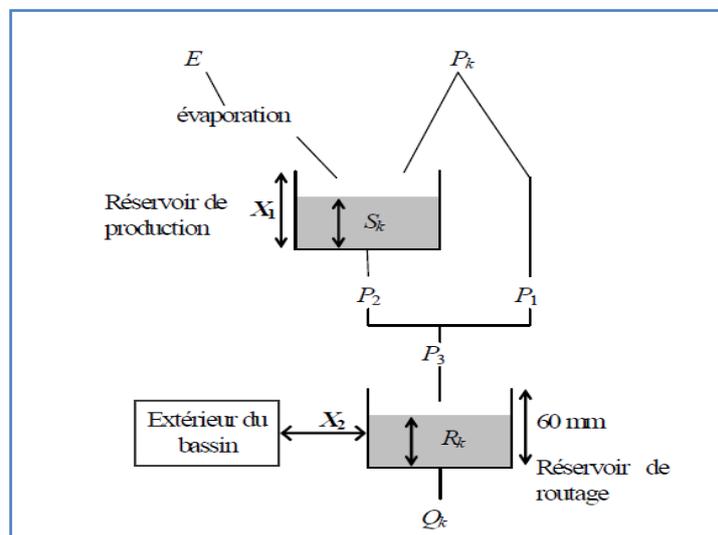


Figure I.18: Schéma de la structure du modèle GR2M

Les équations qui régissent le modèle sont les suivantes :

#### • Production

La fonction de production du modèle repose sur un réservoir de suivi d'humidité du sol, très similaire à celui existant dans le modèle GR4J. Du fait de la pluie  $P$ , le niveau  $S$  dans le réservoir devient  $S_1$  défini par :

$$S_1 = \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} \quad \text{où } \varphi = \tan h \left( \frac{P}{X_1} \right) \quad (\text{Eq.I.18})$$

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

$$P_1 = P + S - S_1 \quad (\text{Eq.I.19})$$

Du fait de l'évapotranspiration, le niveau  $S_1$  devient  $S_2$ :

$$S_2 = \frac{S_1(1-\psi)}{1+\psi\left(1-\frac{S_1}{X_1}\right)} \quad \text{où } \psi = \tan h\left(\frac{E}{X_1}\right) \quad (\text{Eq.I.20})$$

$E$  est l'évapotranspiration potentielle. Le réservoir se vidange ensuite en une percolation  $P_2$  et son niveau  $S$ , prêt pour les calculs du mois suivant, est alors donné par :

$$S = \frac{S_2}{\left[1+\left(\frac{S_2}{X_1}\right)^3\right]^{1/3}} \quad \text{Et} \quad P_2 = S_2 - S \quad (\text{Eq.I.21})$$

La pluie totale  $P_3$  qui atteint le réservoir de routage est donnée par :  $P_3 = P_1 + P_2$

Le niveau  $R$  dans le réservoir devient alors :  $R_1 = R + P_3$

Un terme d'échange en eau est alors calculé par :  $F = (X_2 - 1) \cdot R_1$

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

$$R_2 = X_2 \cdot R_1$$

Le réservoir, de capacité fixe égale à 60 mm, se vidange suivant une fonction quadratique. Le débit est donné par :

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + 60} \quad (\text{Eq.I.22})$$

### b) 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 tableau I.3.

Tableau I.3 : Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants

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

### I.12.3. Modèle pluie-débit journalier GR4j

Le modèle GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journaliers), (Fig.I.19) est un modèle pluie-débit global à quatre paramètres. 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 Nascimento (1995), Edijatno et al. (1999), Perrin (2000), Perrin (2002) et Perrin et al. (2003). La version qui sera appliquée dans ce travail est celle de Perrin et al. (2003).

Le modèle GR4J dispose de certaines fonctions qui sont communes avec le modèle GR2M (par exemple la fonction de production liée au réservoir sol). Son module de routage est plus



$$Es = \frac{s(2-\frac{s}{A})}{1+\left[2-\frac{s}{A}\right] \times V} \times V \quad \text{Avec } V = \tanh\left(\frac{En}{A}\right) \quad (\text{Eq.I.26})$$

Depuis ces équations, il en résulte un troisième terme qui est la percolation qui est donnée :

$$Perc = S \left[ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{s}{2.25 A} \right)^{-4} \right] \right]^{-\frac{1}{4}} \quad (\text{Eq.I.27})$$

Cette quantité d'eau est subdivisée en deux parties :

Les 90% ou (0.9) sur le schéma sont transférées par un hydrogramme unitaire, noté HU1 et un réservoir de routage. Les 10% (0.1 sur le schéma) restante sont transférées par un seul hydrogramme noté HU2. Ces deux hydro-grammes caractérisent le paramètre X4 cité plus haut.

Les hydrogrammes sont calculés par le contenu du réservoir noté S :

$$S = S - Perc$$

Nous aurons par rapport au deux hydrogrammes HU1 ET HU2 la notation suivante : SH1 et SH2

$$\text{pour } 0 < t < X4 \quad SH1_{(t)} = \left[ \frac{t}{X4} \right]^{\frac{5}{2}} \quad (\text{Eq.I.28})$$

$$SH2_{(t)} = \frac{1}{2} \left[ \frac{t}{X4} \right]^{\frac{5}{2}} \quad (\text{Eq.I.29})$$

$$\text{Pour } X3 < t < 2 \times X4 \quad SH2 = 1 - \frac{1}{2} \left[ 2 - \frac{t}{X4} \right]^{\frac{5}{2}} \quad (\text{Eq.I.30})$$

$$t \geq X4 \quad SH1_{(t)} = 1 \quad , \quad SH2_{(t)} = 2 \quad (\text{Eq.I.31})$$

Un échange souterraine est mis en évidence par F qui est déterminé par :

$$F + X2 \times \left[ \frac{R}{X3} \right]^{\frac{7}{2}} \quad (\text{Eq.I.32})$$

R : Niveau d'eau dans le réservoir.

Le niveau d'eau dans le réservoir de transfert noté R est mis à jour par l'ajout d'une quantité Q9 désignant une sortie d'eau dans l'hydrogramme HU1 qui dépend aussi de l'échange souterrain F, R s'écrit de la forme :

$$R = \max(0, R + Q9 + F) \quad (\text{Eq.I.33})$$

Ce niveau se vidange par la suite sous une forme de sortie Qr :

$$Qr = R \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{R}{X3} \right)^4 \right]^{\frac{1}{4}} \right\} \quad (\text{Eq.I.34})$$

Le niveau s'écrit en final :  $R = R - Qr$

La deuxième sortie de l'hydrogramme HU2 est soumise aux mêmes conditions d'échange que celle issue de HU1, par contre c'est cette partie qui va définir la composante de l'écoulement Qd.

$$\text{Le débit final du modèle s'écrit de la forme : } Q = Qr + Qd \quad (\text{Eq.I.35})$$

## b) Paramètres

Le modèle GR4J ne comporte que quatre paramètres à caler:

X1: Capacité du réservoir de production (mm)

X2: Coefficient d'échanges souterrains (-)

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

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

Sur un large échantillon de bassins versants, on obtient les valeurs données dans le Tableau. I.4 suivant :

Tableau I.4: Valeurs des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants

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

### I.13. Conclusion

La modélisation a été un développement majeur depuis quelques années et plusieurs modèles ont été développés pour étudier la relation entre les précipitations et le débit afin de voir l'évolution de cette relation dans le temps, qu'elle soit annuelle, mensuelle ou journalière.

La modélisation hydrologie joue un rôle important dans la gestion de la ressource en eau, pour protéger cette richesse et éviter les risques qui touchent la sécurité humaine soit à court terme où à long terme, elle donne une prévision sur les crues, la pollution de l'eau, le réchauffement climatique ...., on trouve plusieurs modèles ont été développés selon la région et les paramètres physique donnent des résultats acceptables.

## CHAPITRE II

# Etude du milieu

---

## II.1. Situation géographique

### II.1.1. Présentation géographique du bassin versant d'Oued Tafna

Le bassin versant de la Tafna, situé au Nord ouest du territoire algérien, s'étend sur la totalité de la wilaya de Tlemcen sur une superficie de 7245 km<sup>2</sup>. Selon la nouvelle structuration des unités Hydrologiques en Algérie, le bassin versant de la Tafna appartient à l'ensemble de l'Oranie Chott Chergui (Fig.II.1).

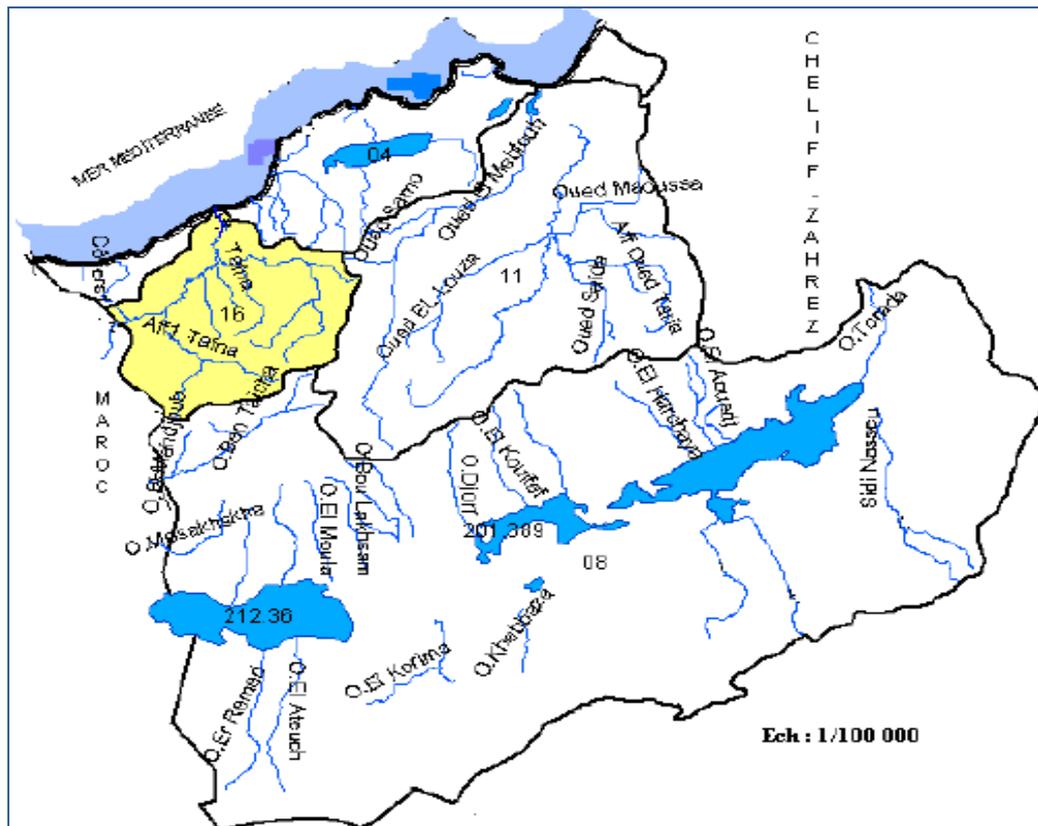


Figure II.1 : Bassin versant de la Tafna dans l'ensemble Oranie Chott Chergui (Bouanani, 2004)

L'oued Tafna est un cours d'eau de 170 Km de long, il prend sa source dans les Monts de Tlemcen. Globalement, le bassin versant peut être subdivisé en trois grandes parties :

- **partie orientale** : avec comme principaux affluents l'oued Isser et l'oued Sekkak,
- **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 Rechgoun, embouchure de la Tafna sur la mer. Les oueds Boukiou, Boumessaoud et Zitoun sont les principaux affluents de cette partie. (Bouanani, 2004) (Fig. II.2).

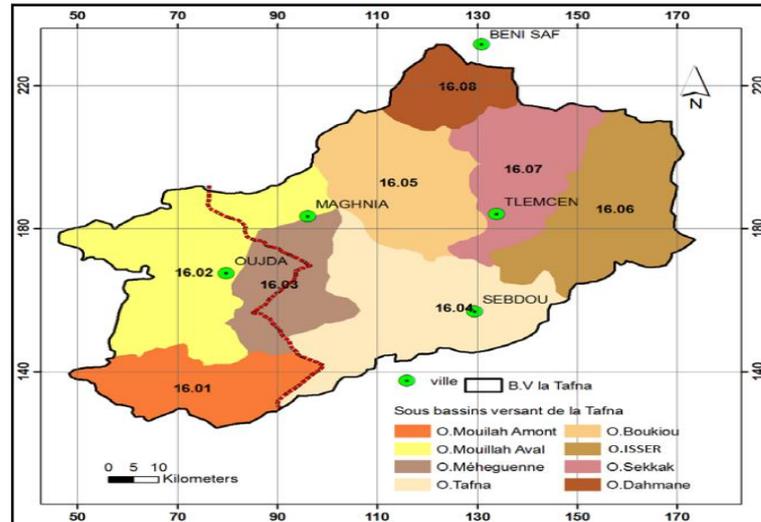


Figure II.2 : Sous bassins de la Tafna

**II.1.2. Présentation du Bassin versant d’Oued Sebdo**

Le bassin versant d’oued Sebdo faisant partie du bassin versant de la haute de Tafna en amont du barrage de Béni Bahdel (Fig.II.3), est limité:

- au Nord, par le plateau de Titmokhen,
- au Sud, par Djebel Lato, Si Abdallah, Maiter, Zninia, Toumiet et Koudiat el Harcha,
- à l’Est, par Djebel Mazoudjène, Djebel El Ahmer, et Djebel el Arbi,
- à l’Ouest par le plateau des Azaïls.

Le Nord et le Nord - Est du bassin versant correspondent à un horst jurassique principalement carbonaté. Au Sud et à l’Est, on trouve un graben rempli de sédiments plio-quaternaires représentant le Fossé de Sebdo. (Baba-Hamed K. & Kerzabi R., 1991)

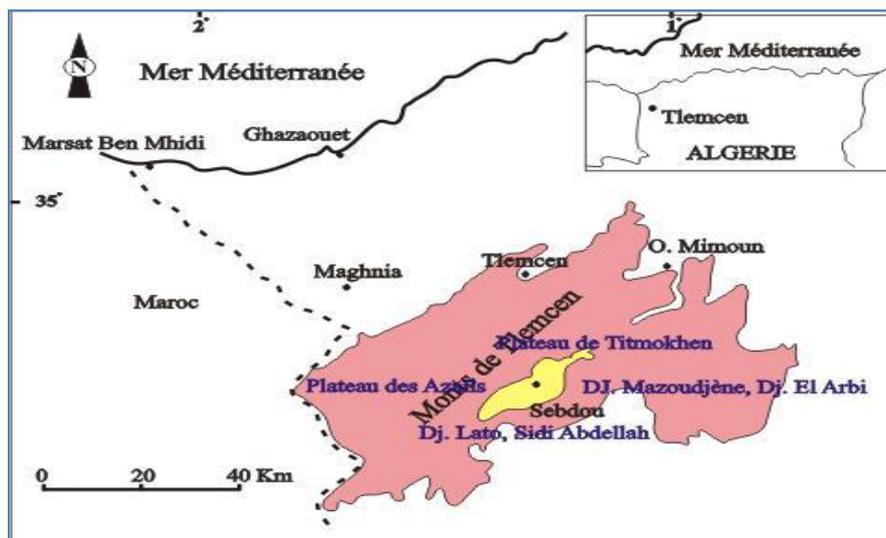


Figure II.3: Situation du bassin versant de l’oued Sebdo ( Aziz, 2014)

## II. 2. Morphométrie

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. Nous considérons dans notre travail le bassin versant contrôlé par la station de Sebsou à Sebdou ( $S = 255,5 \text{ km}^2$ ) et non le bassin de Sebdou contrôlé par la station de Sebdou à Béni Bahdel ( $S = 694,75 \text{ km}^2$ ).

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 en particulier, tels que : la densité de drainage, la fréquence des cours d'eau, l'allongement et le profil des cours d'eau.

### II.2.1. Caractéristiques de forme

#### II.2.1.1. Indice de compacité de Gravelius

Le "coefficient  $K_c$  de Gravelius", Il se définit comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant même surface (appelée aussi coefficient de compacité):

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (\text{Eq.II.1})$$

Avec :

P : Périmètre du bassin versant (km),

S : Surface du bassin versant ( $\text{km}^2$ ).

#### II.2.1.2 Rectangle équivalent

On définit le rectangle équivalent comme le rectangle de longueur L et de largeur l qui a même surface et même périmètre que le bassin versant. Les dimensions du rectangle équivalent sont données par les relations suivantes :

- **Longueur (L)**

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

- **Largeur (l)**

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

L : Longueur du rectangle équivalent [km]

l : Largeur du rectangle équivalent [km]

$K_c$  : Coefficient de compacité

Les paramètres de forme sont représentés dans le tableau suivant :

Tableau II.1 : Paramètres de forme

Bassin	Superficie (Km <sup>2</sup> )	Périmètre (Km)	K <sub>c</sub>	Longueur (Km)	Largeur (Km)
Sebdou	255.5	78	1.37	30.70	8.32

La valeur du K<sub>c</sub> étant supérieure à 1, la forme est donc allongée.

### II.2.2. Etude du réseau hydrographique

Elle est définie par l'ensemble des chenaux de drainage naturels où s'écoulent les eaux provenant du ruissellement ou restituées par les nappes souterraines soit sous forme de source, soit par restitution continue le long du lit du cours d'eau (Roche, 1963).

La disposition du réseau hydrographique ( Fig.II.4) est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux qui ont affecté la région au cours des temps géologiques.

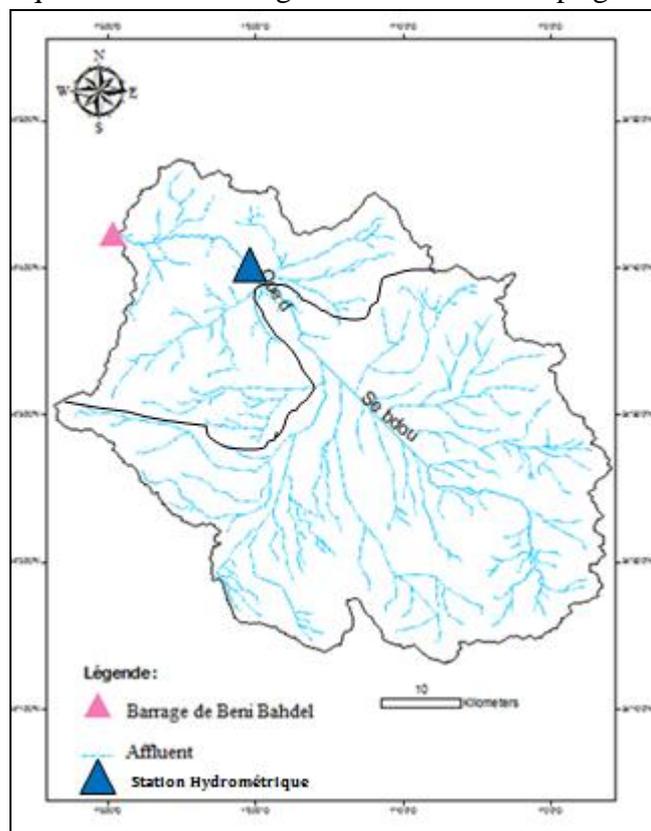


Figure II.4 : Réseau hydrographique du bassin de Sebdou (exutoire à Sebdou)

#### II.2.2.1. Etude du chevelu hydrographique

##### II.2.2.1.1 Densité de drainage

C'est un paramètre qui permet de caractériser l'organisation du chevelu hydrographique et le degré de drainage du bassin versant donnée par la relation

$$Dd = \frac{\sum L}{A} \quad (\text{Eq.II.4})$$

Avec :

Dd : Densité de drainage (km/km<sup>2</sup>)

L : longueur cumulée de tous les thalwegs du bassin (Km).

A : aire du bassin (Km<sup>2</sup>).

### II.2.2.1.2 Rapport de confluence (Rc)

C'est le quotient du nombre de thalwegs d'ordre « n » par celui des thalwegs d'ordre supérieur (n+1) donnée par la relation :

$$Rc = \frac{Nn}{Nn + 1} \quad (\text{Eq.II.5})$$

avec :

n : Ordre des Thalwegs.

N : Nombre des Thalwegs.

### II.2.2.1.3.Rapport des longueurs (RL)

C'est le quotient de la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (n+1) par celles des thalwegs d'ordre (n) sous forme:

$$RL = \frac{L(n + 1)}{Ln} \quad (\text{Eq.II.6})$$

Ln : Longueur du cours d'eau d'ordre n.

Ln+1: longueur de cours d'eau d'ordre n+1.

Tableau II.2: Rapports caractéristiques (Réseau hydrographique) (Baba Hamed, 2001)

Exutoire	Dd	Rc	RL
Sebdou	2,88	3,16	3,16

## II.2.3. Paramètres du relief

### II.2.3.1 Répartition altimétrique

#### a) Courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique est un facteur essentiel pour déterminer l'état du bassin vis-à-vis de son potentiel érosif. Elle est obtenue en portant en abscisses la surface cumulée (%) et en ordonnées les altitudes correspondantes (tableau. 3).

Tableau II.3: Répartition hypsométrique du bassin versant

Tranches d'altitudes (m)	Altitudes %	Surfaces partielles (km <sup>2</sup> )	Surfaces partielles cumulées (km <sup>2</sup> )	Surfaces partielles (%)	Surfaces partielles cumulées%
1465-1400	100	1,40	1,40	0,55	0,55
1400-1300	91,63	13,975	15,375	5,47	6,02
1300-1200	78,76	31,725	47,1	12,42	18,44
1200-1100	65,89	52,50	99,6	20,55	38,99
1100-1000	53,02	70,50	170,1	27,59	66,58
1000-900	40,15	59,30	229,4	23,21	89,79
900-800	27,28	16,30	245,7	6,38	96,17
800-700	14,41	9,60	255,3	3,76	99,93
700-688	1,54	0,20	255,5	0,08	100,01

La courbe hypsométrique (Fig.II.5), montre une concavité vers le bas, avec une pente importante vers les hautes altitudes. Elle indique la présence de pentes très fortes représentées par les Horsts qui délimitent le fossé. Vers les basses altitudes, la pente accentuée de la courbe hypsométrique indique que l'oued Sebdu se termine dans la vallée encaissée de Béni Bahdel.

La forme de la courbe est caractéristique d'un bassin à l'état de jeunesse allant vers l'équilibre, d'où un potentiel érosif assez important.

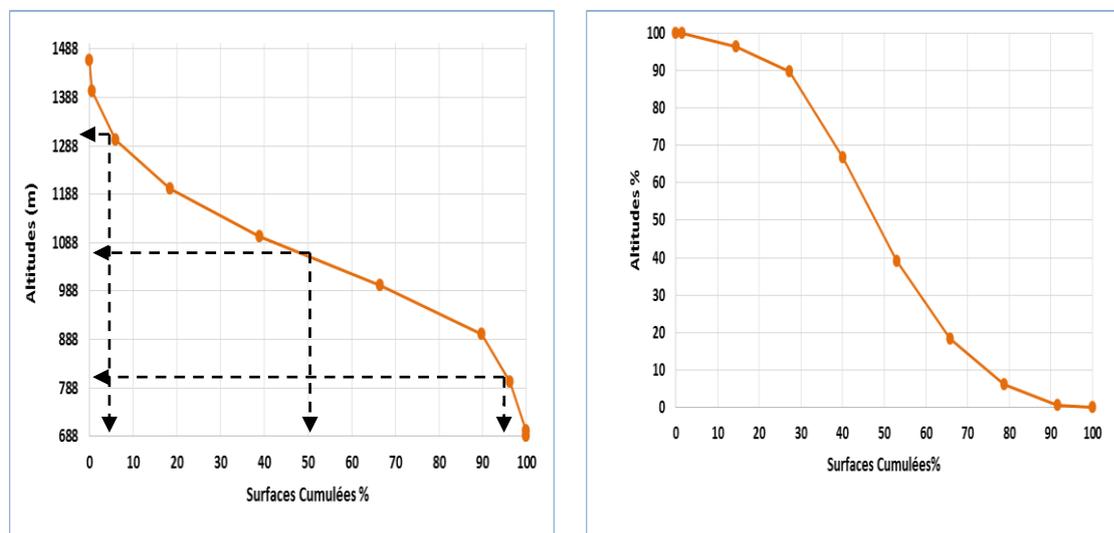


Figure II.5: Courbes hypsométriques du sous bassin versant de l'oued Sebdu

La Courbe hypsométrique nous permet de tirer les altitudes caractéristiques suivantes :

Tableau.II.4 : Altitudes caractéristiques du bassin versant d'oued Boukiou

Altitude (m)	Hmax	Hmin	Hmoy	H5%	H50%	H95%	Altitude la plus fréquente	Observation
B.Sebdou	1465	688	1063	1303	1060	799	1000-1100	Equilibre

A partir de la répartition altimétrique du bassin versant (fig.II.6), nous avons tiré l'altitude la plus fréquente qui se situe entre la tranche 1000-1100 m, elle correspond au maximum du diagramme des fréquences altimétriques égal 27.59%.

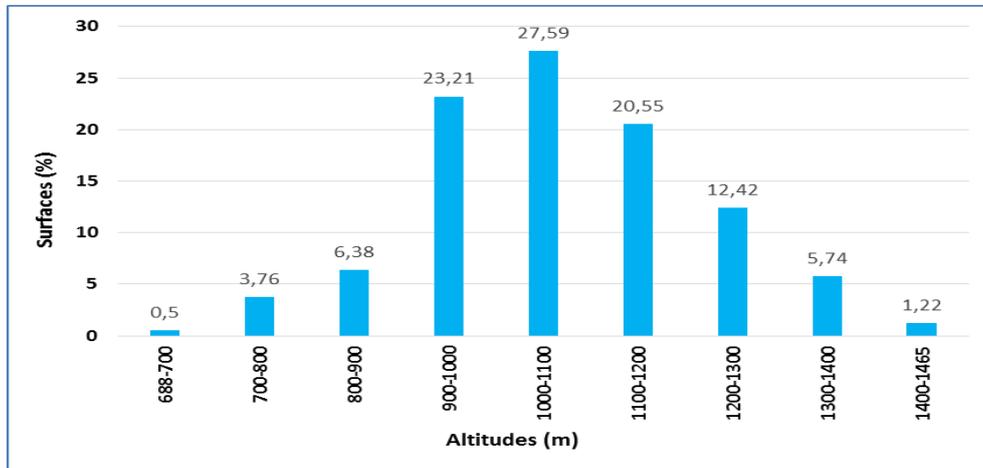


Figure .II.6: Histogramme des fréquences altimétriques

### II.2.3.2. Indices de pente et relief

#### a- Indice de pente de Roche Ip

L'indice de pente Ip également défini par Roche à partir du rectangle équivalent e

$$Ip = \frac{1}{L} \sum (xi \sqrt{\frac{d}{xi}}) \quad (\text{Eq.II.7})$$

xi : Distance séparant deux courbes de niveau sur le rectangle équivalent.

L : longueur du rectangle équivalent [m].

d: largeur du rectangle équivalent [m].

Alors : Ip = 7,52

#### b- Indices de pente global

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

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (\text{Eq.II.8})$$

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.

H<sub>5</sub> et H<sub>95</sub> sont les altitudes entre lesquelles s'inscrivent 90% de la surface du bassin.

Alors : Ig = 0.016

Avec :

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

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

L : Longueur du rectangle équivalent [km]

### 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.

$D_s$  : Dénivelée spécifique (m) :

$$D_s = I_g \sqrt{A} = D \sqrt{\frac{l}{L}} \quad (\text{Eq.II.9})$$

$D_s = 262.37 \text{ m}$

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

Tableau II.5: Classification de l'ORSTOM.

Relief	Valeurs d' $I_g$		Valeurs de $D_s$
1	Relief très faible	$I_g < 0.002$	$D_s < 10$
2	Relief faible	$0.002 < I_g < 0.005$	$10 < D_s < 25$
3	Relief assez faible	$0.005 < I_g < 0.01$	$25 < D_s < 50$
4	Relief modéré	$0.01 < I_g < 0.02$	$50 < D_s < 100$
5	Relief assez fort	$0.02 < I_g < 0.05$	$100 < D_s < 250$
6	Relief fort	$0.05 < I_g < 0.5$	$250 < D_s < 500$
7	Relief très fort	$0.5 < I_g$	$D_s > 500$

- La valeur de  $I_g$  trouvée comprise entre  $0.01 < I_g < 0.02$ , suivant la classification de l'O.R.S.T.O.M. (Tab.II.5) le bassin de l'Oued Sebdu présente un relief modéré.
- La valeur élevée de  $D_s$  (Tab.II.5), traduit bien l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief.

Les résultats sont représentés dans le tableau ci-dessous :

Tableau II.6: Valeurs des indices de pente et reliefs du sous bassin d'oued Sebdu.

Bassin de Sebdu	$I_p$ (m/Km)	$I_g$ (m/Km)	Relief selon $I_g$	$D_s$	Relief selon $D_s$
	7,52	0.016	Modéré	262.37	Fort

### II.2.3.3. Coefficient de torrentialité

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

$$CT = Dd \cdot F1 \quad (\text{Eq.II.10})$$

Avec :

Dd : Densité de drainage

F1 : Fréquence des thalwegs élémentaires  $F1 = N1 / A$  avec N1 : nombre de cours d'eau d'ordre 1.

#### II.2.3.4. Temps de concentration

C'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour parvenir à l'exutoire, pour son calcul, nous faisons appel à la formule de Giandotti.

$$T_c = \frac{4\sqrt{A+1.5L}}{0.8\sqrt{H_{moy}-H_{min}}} \quad (\text{Eq.II.11})$$

Tc : temps de concentration (heures)

A : superficie du bassin (km<sup>2</sup>)

L : longueur du thalweg principal (km)

Hmoy : altitude moyenne (m)

Hmin : altitude minimale (m)

Tableau II.7 : Valeurs du coefficient de torrentialité et du temps de concentration

Bassin	Coefficient de torrentialité CT	Temps de concentration Tc
Sebdou	15.27	7H00

### II.3. Sol et végétation du bassin versant d'Oued Sebdou

Les sols dans cette zone peuvent être subdivisés en trois classes:

- les sols calcaires couvrant une grande partie du bassin, où se développent une arboriculture non irriguée et un élevage de montagne.
- les sols alluvionnaires constituant la cuvette de Sebdou où, émergent de nombreuses sources.
- Les sols constitués par des croûtes calcaréo-gréseuses ou marno-gréseuses ainsi que des argiles de calcification, où l'on retrouve un couvert forestier bien développé.

Le couvert végétal influe beaucoup sur les quantités d'eau disponibles pour l'écoulement de surface. En effet, l'évapotranspiration par les végétaux est très importante et elle varie selon la nature des végétaux (forêts, cultures, prairies, *etc.*).

Par ailleurs, la végétation joue également un rôle atténuateur important en période de crue: en effet, lorsque la végétation est développée, le ruissellement est retardé et la pointe de crue est atténuée. Par ailleurs, l'écoulement étant plus long, la part d'eau reprise par l'évapotranspiration augmente et le volume de la crue diminue. (Laborde, 2009)

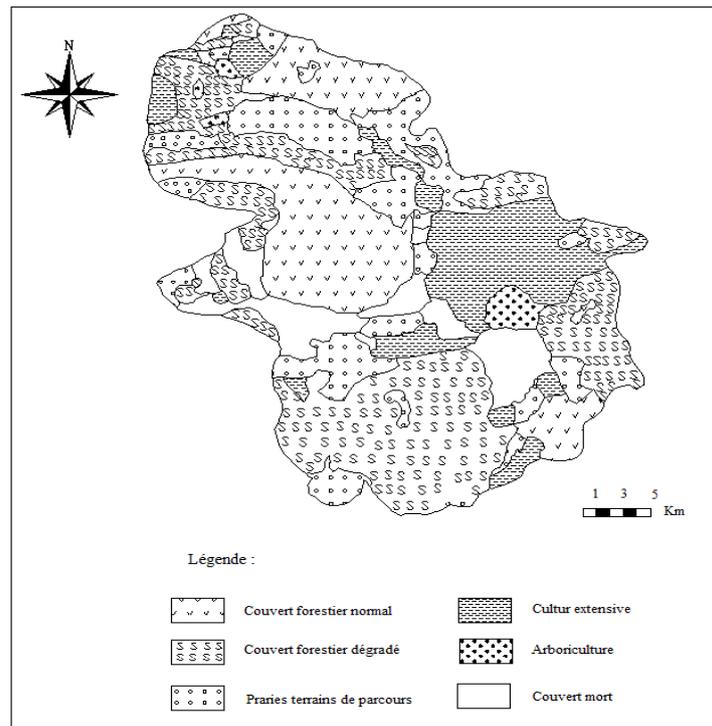


Figure II.7: Carte d'occupation du sol du bassin de Sebdu (Bouanani,2004)

Tableau II.8: Distribution du couvert végétal dans le bassin de Sebdu (D.F.N)

Type d'occupation	Surface (Km <sup>2</sup> )	Surface %
Agricole	235 ,53	33,9
Alfa	38	5,47
Foret	44	6,33
Improductif	3,67	0,53
Maquis	144,74	20,83
Maquis Arboriculture	130,23	18,74
Parcours	85,32	12,28
Parcours steppiques	0,17	0,02
Plan d'eau	1,63	0,23
Reboisement	8,47	1,22
Urbain	5,44	0,78

## II.4. Contexte géologique et hydrogéologique

### II.4.1. Géologie d'Oued Sebdu

Les Monts de Tlemcen constituent un édifice régulier comportant essentiellement des terrains mésozoïques et cénozoïques. Les assises sédimentaires attribuées au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur sont principalement formées de carbonates (Fig.II.9). Cet ensemble constitue la bordure méridionale des Monts de Tlemcen, situé dans le couloir délimité à l'Ouest par l'accident de la Tafna et à l'Est par celui d'Oued Chouly (Baba-Hamed K. & Kerzabi R., 1991).

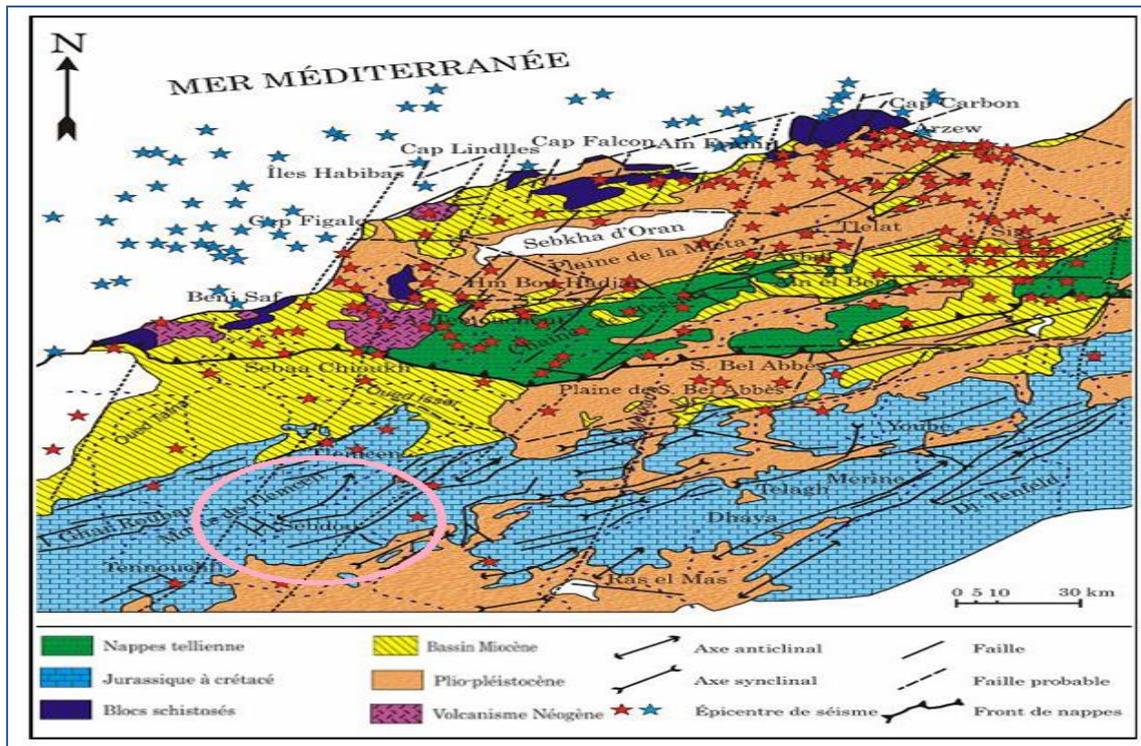


Figure II.8: Carte structurale de l'Oranie nord-occidentale (Thomas, 1985).

#### II.4.2. Analyse lithostratigraphique

Cette étude est extraite du travail réalisé par Baba Hamed K. & Kerzabi R. en 1991 sur la région.

La dépression de Sebdou se trouve entourée par des terrains appartenant essentiellement au Jurassique supérieur.

L'évolution verticale des terrains rencontrés va du Jurassique inférieur au Plio-quadernaire (Fig.II.9) montre deux grandes séries lithostratigraphiques distinctes, qui sont décrites de bas en haut :

- les séries anciennes (Oxfordien supérieur – Crétacé basal),
- les séries récentes (Plio-quadernaire).

##### II.4.2.1. Séries anciennes

Sont représentées par les unités lithostratigraphiques suivantes :

**a) les grès de Boumediène :** D'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur, il s'agit d'un ensemble à dominance gréseuse, avec des passées argileuses masquées le plus souvent, par des éboulis ou la végétation. Ces grès, à ciment calcaires, se présentent en bancs assez durs dont les épaisseurs varient de quelques centimètres à quelques mètres. Ces grès sont particulièrement développés au NW de notre secteur dans la région de Béni-Hassoune au niveau de Teltemda, ou ils sont riches en figures sédimentaires.

**b) Les calcaires de Zarifet :** Il s'agit de bancs calcaires séparés par de minces intercalations de calcaires marneux écaillés, parfois quelque peu fossilifères, marquant presque partout la base très nette du Kimméridgien et reposent directement en concordance sur les grès de Boumediène formant les falaises des environs de Tlemcen. L'épaisseur de cette formation peut atteindre 25 m au col de Zarifet.

**c) Dolomies de Tlemcen :** D'âge Kimméridgien moyen-Kimméridgien supérieur, il s'agit de dolomies cristallines grises, avec de nombreuses cavités remplies de calcite. Elles affleurent autour d'Ain Fezza, dans la forêt de Zarifet, au Nord de Tlemcen, dans les djebels Teffatisset, Ain El Hout et sur le plateau de Terny. Elles peuvent être surmontées par les calcaires de Stah épargnés de la dolomitisation.

**d) Marno-calcaires de Raouraï :** Ce sont des marnes grises, blanchâtres en surface, intercalées de nombreux lits et bancs de calcaires marneux durs, cette formation est limitée à sa base par les lits calcaires de Stah et au sommet par les calcaires de Lato, ou les premières assises des dolomies de Terny. Elle affleure particulièrement sur le plateau de Terny dans le djebel Lato.

**e) Dolomies de Terny :** Elles correspondent à des dolomies parfois vacuolaires avec de nombreuses stratifications obliques et un aspect très massif, qui permet de bien les distinguer des dolomies de Tlemcen. Elles sont développées au niveau du plateau des Azaïls, de Terny et près du barrage Meffrouche, leur épaisseur est de l'ordre de 100 m dans le plateau de Terny. Elles sont bien représentées au niveau des bassins de l'oued Sebdou. Ces trois formations précédentes sont attribuées au Tithonique inférieur.

**f) Marno-calcaires de Hariga :** D'âge Tithonique moyen, il s'agit d'une alternance de marnes et de Calcaires. Elles sont bien exposées au djebel Hariga avec une épaisseur de 165 m dans le bassin de Sebdou.

**g) Marno-calcaires d'Ouled Mimoun "Tithonique supérieur " :** Cette formation renferme les couches de passage du Jurassique au Crétacé, elle est limitée à sa base par les "grès de Merchiche", dans le secteur de Merchiche, sur le rebord sud du plateau de Terny. Elle affleure nettement au niveau de la bordure nord du fossé de Sebdou.

**h) Argiles de Lamoricière (Berriasien-Valanginien) :** C'est une formation argilo-gréseuse, nettement calcaire au sommet. Elle affleure au niveau de Hassi Zerga dans le bassin de Sebdou.

**i) Grès de Berthelot (Hauterivien) :** Caractérisés par une récurrence de la smectite et surtout par l'apparition de la chlorite (10 à 15 m). La base est riche en stratifications obliques, marquée par des bancs de dolomies pulvérulentes.

#### II.4.2.2 Séries récentes

Elles comportent de bas vers le haut d'après la synthèse tirée du travail de (Baba Hamed et Kerzabi, 1991)

**a. Formation de Sebdou:** Le Nord et le Nord - Est du bassin versant correspondent à un horst jurassique principalement carbonaté. Au Sud et à l'Est, on trouve un graben rempli de sédiments plio-quadernaires représentant le **Fossé de Sebdou** (Baba Hamed & Kerzabi, 1991), et correspond à une série à éléments hétérométriques et hétérogènes, formant des couches redressées. Ce sont des dépôts conglomératiques, des calcaires blancs et vacuolaires, qui recouvrent la plupart des terrains anciens, ces dépôts ne sont pas consolidés et forment parfois des sols arables.

**b. Formation Quaternaire :** On considère ici aussi bien les alluvions anciennes formées le long des oueds que les terrasses, les formations de pentes et les croûtes calcaires du Quaternaire ancien.

Ce sont des dépôts continentaux formant la bordure des massifs secondaires, soulignée par des éboulis de piémont plus ou moins encroûtés. Ces dépôts comprennent des éléments roulés, centimétriques ou décimétriques plus rarement métriques, au sein d'un ciment calcaire ou dolomitique ferrugineux.

Bien que leur épaisseur soit généralement faible, ces formations ont une extension spatiale considérable, ce qui permet l'existence de nappes phréatiques plus ou moins continues et facilement exploitables. Elles sont d'une grande extension dans le fossé de Sebdo, paradoxalement là où les précipitations sont les plus faibles.

**c. Travertins** : Anciens et récents, constituent de puissants dépôts disposés en masse et s'avancant en hautes falaises à pic, aux abords des grandes sources disparues ou actuelles, originaires du Kimméridgien.

Ce sont des dépôts de sources, formés en un laps de temps relativement court à l'échelle géologique, et qui sont le plus souvent associés à des émergences thermales : c'est le cas, par exemple, d'Ain El Hammam, où ils atteignent une épaisseur variant de 35 à 50 m. il a été difficile de dater ces dépôts, dépourvus de faune bien caractéristique. Toutefois, Pallary, les a attribués au Pleistocène inférieur à Lalla Setti et Ouchba (faunes de mollusques terrestres) (S. M. Hayane, 1983)

**d. Alluvions récentes** : Constituées par des dépôts récents indifférenciés, essentiellement dans les vallées et sur les pentes des reliefs, ce sont des limons qui occupent les fonds des oueds.

#### II.4.3. Reconstitution du Log Litho-stratigraphique

Pour la reconstitution du log litho-stratigraphique Baba Hamed & Kerzabi, 1991 se sont basés sur la description apportée par les sondages, forages et les travaux de M. Benest (1985) (Fig. II.9) :

Age	Colonne lithologique	Formations rencontrées	Description
Quaternaire		Formation conglomératique	Alluvions, croûte calcaires et dépôts continentaux avec au sommet des couches marneuses
Plio-Quaternaire		Formation de Sebdu	Dépôts de conglomérats redressés Calcaires lacustres vacuolaires
Barremien		Grès de Berthelot	Grès avec de la chlorite
Berriasien supérieur		Argiles de Lamoricière	Argiles avec des passées gréseuses
Tithonique supérieur Berriasien inférieur		Marno-calcaires d'Ouled Mimoun	Grès, calcaires et marnes souvent biodétritiques
		Grès de Merchiche	
Kimmeridgien		Marno-calcaires de Hariga	Alternance de marnes et calcaires
		Dolomies de Terny	Dolomies vacuolaires à patine rousse avec des stratifications obliques
		Calcaire de Lato	
		Marno-calcaires de Raourai Calcaires de Stah	Micrite et pelmicrite, alternance de marnes grises verdâtres et de calcaires
		Dolomies de Tlemcen	Dolomies cristallines grises à patine rousse, dans les dolomies on observe des lentilles stromatolitiques
		Calcaires de Zarifet	Calcaires bleux
Oxfordien supérieur		Grès de Boumédine	Grès bruns en gros bancs séparés par des interlits argileux Au sommet, on trouve quelques passées marneuses et calcaires

Figure II.9 : Log stratigraphique du fossé de Sebdu (Baba Hamed & Kerzabi, 1991)

#### II.4.4. Cadre structural

La structure actuelle de l'Algérie du Nord est liée aux mouvements hercyniens et alpins qui ont permis l'individualisation de plusieurs domaines. En Oranie, nous avons du Nord au Sud :

- Le domaine Tellien,
- Les Monts de Tlemcen parfois qualifiés de Meseta Oranaise,
- Le domaine atlasique,
- Le domaine saharien.

Les Monts de Tlemcen, domaine intracratonique plissé, s'interposent entre :

- Le domaine nappé du Tell au Nord,
- Le domaine stable des hautes plaines oranaises, au Sud (Baba Hamed & Kerzabi, 1991).

##### II.4.4.1. Analyse structurale

L'étude structurale des monts de Tlemcen et celle du fossé de Seb dou en particulier, met en évidence la présence de deux systèmes de décrochements, parfois conjugués :

- L'un senestre, sensiblement N.S. et lié à de nombreux chevauchements vers le NW.
- L'autre dextre, en moyenne E.W. (N 50° - N110°) fréquemment impliqué dans le rejeu des failles les plus récentes (Plio-Quaternaire) (Fig.II.10).

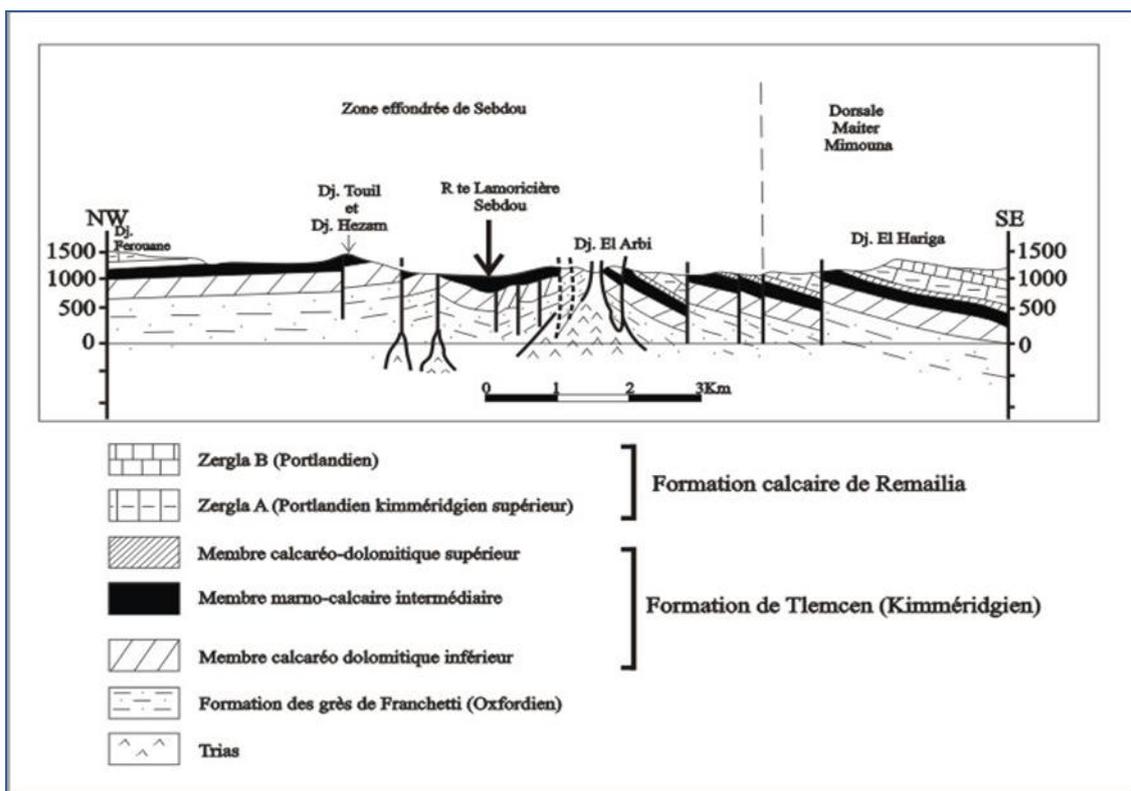


Figure II.10: Coupe structurale au niveau du fossé d'effondrement de Seb dou (Auclair et Biehler, 1967)

## II.4.5. Hydrogéologie de la région d'étude

### II.4.5.1. Formations à fort potentiel aquifère

Ce sont les formations calcaréo-dolomitiques (dolomie de Tlemcen et de Terny), les formations gréseuses (grès de Merchiche) et les formations du Plio-Quaternaire. Il s'agit là d'ensembles lithologiques forts tant en ce qui concerne leur structure physique, que leur composition chimique, mais ils ont pour caractère commun une capacité d'accumulation en eau élevée, surtout en ce qui concerne les massifs dolomitiques qui donnent naissance à de nombreuses émergences karstiques.

- **Dolomie de Tlemcen :** Avec à leur base les calcaires de Zarifet, elles affleurent en grande partie vers le Nord-Ouest et le Nord-Est du Bassin.
- **Alluvions plio-quaternaires :** Nous considérons ici, aussi bien les alluvions récentes formés le long des Oueds que les terrasses, croûtes calcaires du Quaternaire ancien et les conglomérats qui comblent le fossé de Sebdou. Bien que leur épaisseur soit généralement faible, ces formations ont une extension spatiale considérable, ce qui favorise l'extension d'une nappe phréatique plus ou moins continue et facilement exploitable.

Parmi les sources qui drainent ces formations, nous citons : Ain Soltane, Deillen, Sidi Aissa, Berdil, Hadjar.

### II.4.5.2. Formations à faible potentiel aquifère

Cet ensemble regroupe un ensemble de formations de nature lithologique très variée, mais où les séries à dominance argileuse ou marneuse occupent une place prépondérante.

L'ensemble des formations concernées présente une faible perméabilité d'interstices ou de fissures, il n'y existe donc pas d'aquifères notables.

- **Grès de Bou-Médine :** Ces grès présentent une perméabilité généralement faible ou nulle, sauf cependant pour les bancs de grès puissants qui s'intercalent dans les marnes, montrant une augmentation de perméabilité grâce aux diaclases qu'ils présentent et au rôle aquifère des lentilles calcaires qui y sont incluses.

Le rôle principal de ces grès est de maintenir, grâce aux formations marneuses intercalées le niveau aquifère des dolomies de Tlemcen.

- **Marno-calcaires de Raourai, Hariga et d'Ouled Mimoun :** Même si les niveaux calcaires présentent une certaine perméabilité, ils sont imperméables dans le sens vertical.

- **Argiles de Lamoricière :** Ne recèlent aucune réserve aquifère.

L'étude des propriétés hydrogéologiques des différentes formations montre trois grands types d'aquifères (fig. II.11):

- les aquifères perchés, entièrement limités par les terrains imperméables,
- les aquifères à plongement nord, sous les terrains miocènes,
- les aquifères à plongement sud, sous les conglomérats des hauts plateaux.

### a-Aquifères karstiques perchés

On considérera ici les aquifères karstiques entièrement délimités par des affleurements de terrains peu perméables qu'ils surmontent (fig.II.11). Toute l'eau qui s'y infiltre ressort donc le long des limites d'affleurement.

#### ➤ **Synclinal de Merchiche**

Les eaux qui s'infiltrent dans le synclinal sont drainées vers Aïn Taga à travers l'immense réseau souterrain de Ghar Bou'Maaza (fig. II.11). La Superficie du bassin est de: 185 Km<sup>2</sup>, dont 109 Km<sup>2</sup> (soit 59 %) sont karstifiés (B. Collignon, 1986).

#### ➤ **Bassin de Meffrouche**

L'écoulement total (superficiel et souterrain) du bassin du Meffrouch est contrôlé grâce aux jaugeages effectués à la station d'Aïn Méharras située à l'extrême exutoire. La superficie du bassin versant à partir de la station est de 90 Km<sup>2</sup> dont 60 Km<sup>2</sup> karstifiés.

### b- Aquifères drainés par un oued

Ces aquifères pourraient tous rangés les autres catégories, soit parce qu'ils s'ennoient sous le Miocène (comme pour l'oued Chouly ou l'oued Isser), soit parce qu'ils sont entièrement délimités par des marnes imperméables (comme pour l'oued Khemis, le bassin du Kef et la haute Tafna).

### c- Aquifères s'enfouissant sous le Miocène au Nord des Monts de Tlemcen

Les aquifères karstiques du Nord du massif sont nombreux et isolés les uns des autres par des terrains peu perméables (grès jurassiques et marnes miocènes) (fig.II.12). La plupart d'entre eux possèdent des exutoires concentrés bien connu, au tour desquels s'est rassemblée la population et qui ont donné à la région sa réputation de "pays des sources"

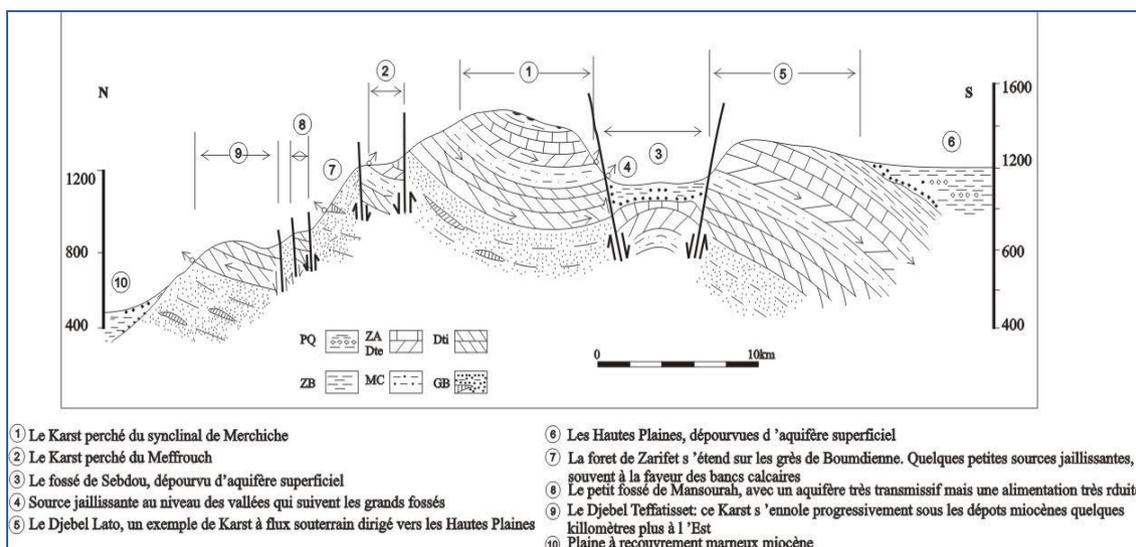


Figure II.11: Coupe transversale aux Monts de Tlemcen, illustrant les principaux types d'aquifères d'après B. Collignon, 1986.

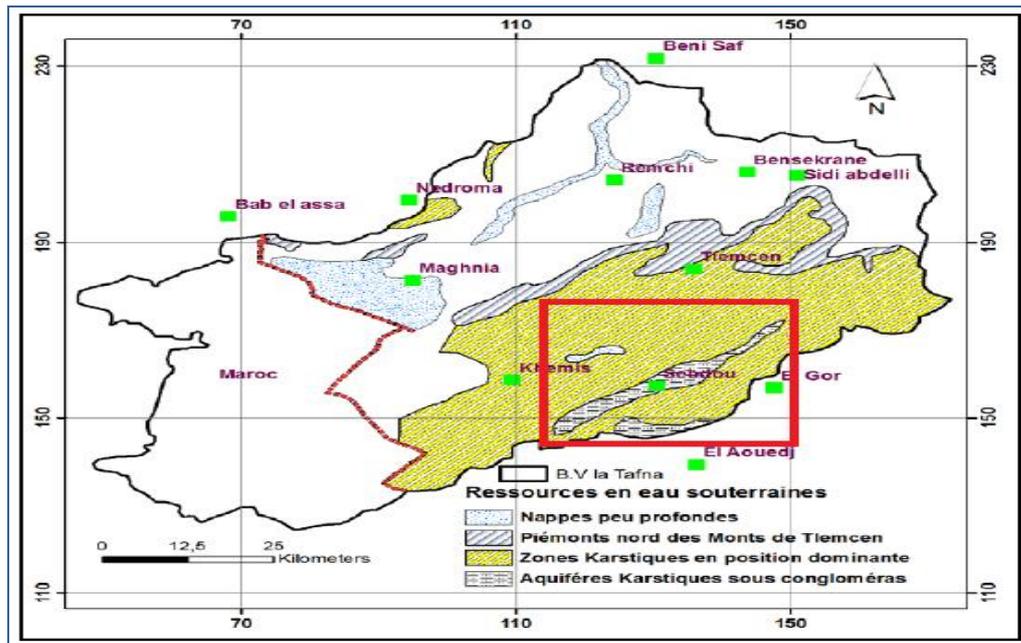


Figure II.12: Localisation des aquifères dans la zone d'étude (Collignon, 1984)

## II.5. Conclusion

Dans ce chapitre nous avons essayé de présenter les grands traits du sous bassin versant de l'oued de Sebdoou, et qui ont une influence sur l'écoulement d'une manière générale souterraine ou de surface.

La valeur de l'indice de compacité permet d'affirmer que l'oued Sebdoou présente une forme moyennement allongée, ce qui lui confère un temps de concentration des eaux de ruissellement plus long et il faut noter que l'influence du relief est encore plus déterminante. Les valeurs de  $I_g$  et  $I_p$  traduisent un relief modéré avec une tendance forte qui présente bien sûr un volume montagneux plus important par rapport à d'autres sous bassins de la Tafna (Bouanani, 2004).

La valeur de la densité de drainage confirme les résultats précédents quant aux valeurs de  $I_g$  et  $I_p$ , la valeur élevée de la densité de drainage de l'oued Sebdoou peut être attribuée aux pentes plus fortes, aux formations lithologiques et relativement à l'abondance des précipitations.

La végétation qui a une influence mécanique certaine sur l'écoulement fluvial est faible à très faible dans le bassin de Sebdoou. A cause des incendies, de l'agriculture extensive et le surpâturage.

La région de Sebdoou est dominée essentiellement par les alluvions, les calcaires, et les dolomies comme formations géologiques.

En guise de synthèse nous avons repris les caractéristiques morphométriques les plus importants pouvant intervenir dans l'écoulement.

Tableau II.9: Caractéristiques morphométriques du bassin versant d'oued Sebdou.

Caractéristiques	Symboles	Bassin d'Oued Sebdou
<b>Superficie (Km)</b>	<b>A</b>	255.5
<b>Périmètre (Km)</b>	<b>P</b>	78
<b>Indice de compacité</b>	<b>Kc</b>	1.37
<b>Largeur du Re (Km)</b>	<b>l</b>	8.32
<b>Longueur du Re (Km)</b>	<b>L</b>	30.70
<b>Densité de drainage (Km /km)</b>	<b>Dd</b>	2.88
<b>Rapport de confluence</b>	<b>Rc</b>	3.16
<b>Rapport des longueurs</b>	<b>RL</b>	3.16
<b>Altitudes caractéristiques (m)</b>	<b>Hmax</b>	1465
	<b>Hmin</b>	688
	<b>Hmoy</b>	1063
	<b>H5%</b>	1303
	<b>H50%</b>	1060
	<b>H95%</b>	799
<b>Indice de pente</b>	<b>Ip</b>	7.52
<b>Indice de pente global</b>	<b>Ig</b>	0.016
<b>Coefficient de torrencialité</b>	<b>CT</b>	15.27
<b>Temps de concentration des eaux (Heures)</b>	<b>Tc</b>	7

## CHAPITRE III

# Hydroclimatologie

---

**III.1. Introduction**

Le climat, par définition est l'ensemble des phénomènes météorologiques (précipitations, Températures, vents ..... ) qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère et son évolution.

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

Les conditions climatiques jouent un rôle important dans les comportements hydrologiques des cours d'eau. Ces paramètres climatiques (surtout la température et l'évapotranspiration) sont en relation avec les précipitations.

L'étude hydroclimatique a pour but de:

- Déterminer le type de climat de la région étudiée.
- Analyser les paramètres climatiques (température et précipitations) de cette région. (Bouanani, 2004)

**III.2. Présentation de la station**

Les caractéristiques de la station pluviométrique de bassin versant d'oued Sebdou (Fig. III.1), sont représentées dans le tableau III.1

Tableau.III.1: Caractéristiques de la station hydroclimatique de Sebdou.

Station	Code	Coordonnées			Période	Etat	Paramètres
		X (km)	Y (km)	Z (m)			
Sebdu	160401	131,25	158,55	875	1974/75 à 2014/15 1974/75 à 2011/12	Opérationnelle	P Q

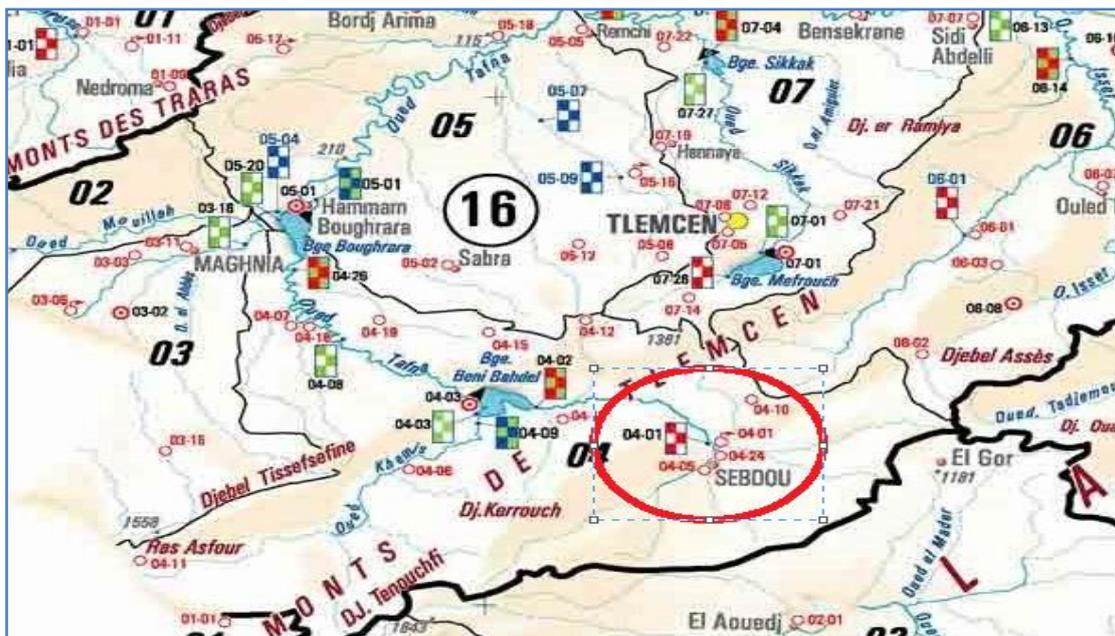


Figure III.1: Présentation des stations de mesure de la région d'étude

### III.3. Etude des précipitations

En tant qu'activité météorologique, la pluviométrie consiste presque toujours à mesurer une hauteur de précipitations pendant un intervalle de temps, c'est à dire qu'elle ne permet d'atteindre que le cumul des précipitations au cours de l'intervalle de temps considéré. On a coutume d'exprimer les précipitations journalières, mensuelles ou annuelles en millimètre par jour, par mois ou par an, réservant généralement l'expression en intensité (mm/h) à des intervalles de temps plus courts. (Hubert, 1996)

D'une manière générale et classique, 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) représentent l'un des principaux facteurs de contrôle des processus de la géodynamique externe des bassins versants.

#### III.3.1. Variation de la pluviométrie interannuelle

Chaque précipitation annuelle est obtenue en faisant la somme des précipitations mensuelles:

$$P_{an}(i) = \sum_{K=1}^{12} P(i) \quad (\text{Eq.III.1})$$

La figure III.2, visualise la variation de la pluviométrie annuelle sur une période de 41 ans depuis 1974/1975 à 2014/2015, où l'on remarque que le régime annuel est très irrégulier d'une année à une autre. Les hauteurs maximales des précipitations atteignent 694,2mm au niveau de la station de Sebdo au cours de l'année 1994/1995, tandis que les hauteurs minimales de l'ordre de 198,4mm ont été enregistrées à la station en 1998/1999, la moyenne annuelle est de l'ordre de 371,4mm.

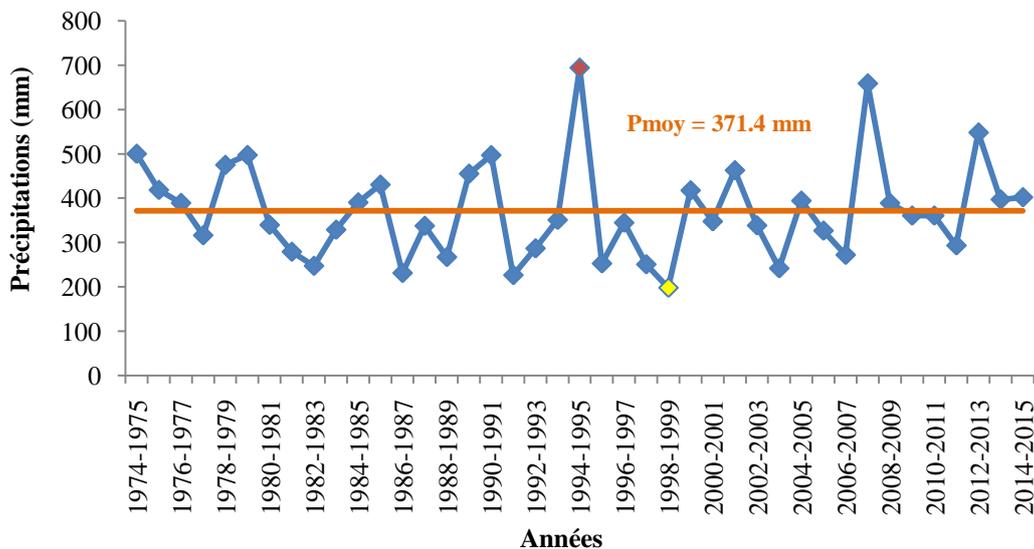


Figure III.2: Variation interannuelle moyenne des précipitations (1974/1975-2014/2015).

### III.3.2. Etude statistique des précipitations annuelle à la station de Sebdou

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

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, qui nous permettront de déceler une estimation des paramètres d'ajustement.

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

Il existe deux méthodes pour tester la normalité des séries :

- **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<sup>2</sup>, le test de Kolmogorov, et on peut aussi utiliser un test qui considère les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement. Le test de Khi<sup>2</sup> mesure l'écart qu'il y a entre les fréquences observées et les fréquences théoriques, il est donné par la statistique du X<sup>2</sup>. 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. (Amiar, 2014).

#### a. Adéquation des données à une loi d'ajustement

La fréquence de chaque valeur sera donnée par la relation suivante :

$$F_i = i / N+1 \quad (\text{Eq.III.2}).$$

Avec :

F<sub>i</sub> : Fréquence

I : rang

N : période d'observation (nombres d'années)

Tableau.III.2: Distribution des précipitations moyenne annuelle en terme croissant de la station de Sebdou sur la période de 1974-1975 à 2014-2015.

Rang	Année	P (mm)	Fi	Rang	Année	P (mm)	Fi
1	1974-1975	500,2	0,02	22	1995-1996	253,1	0,52
2	1975-1976	418,7	0,05	23	1996-1997	344,9	0,55
3	1976-1977	389,4	0,07	24	1997-1998	251	0,57
4	1977-1978	316,5	0,10	25	1998-1999	198,4	0,60
5	1978-1979	475,2	0,12	26	1999-2000	417,8	0,62
6	1979-1980	497,5	0,14	27	2000-2001	347,9	0,64
7	1980-1981	339,9	0,17	28	2001-2002	463,1	0,67
8	1981-1982	279,4	0,19	29	2002-2003	338,7	0,69
9	1982-1983	247,6	0,21	30	2003-2004	242,1	0,71
10	1983-1984	329,1	0,24	31	2004-2005	394,5	0,74
11	1984-1985	390,6	0,26	32	2005-2006	327	0,76
12	1985-1986	430,7	0,29	33	2006-2007	272,4	0,79
13	1986-1987	231,5	0,31	34	2007-2008	658,9	0,81
14	1987-1988	337,8	0,33	35	2008-2009	389,2	0,83
15	1988-1989	267,5	0,36	36	2009-2010	360,9	0,86
16	1989-1990	455,4	0,38	37	2010-2011	360,9	0,88
17	1990-1991	497,2	0,40	38	2011-2012	293,7	0,90
18	1991-1992	226,8	0,43	39	2012-2013	548,3	0,93
19	1992-1993	287	0,45	40	2013-2014	397,2	0,95
20	1993-1994	351,2	0,48	41	2014-2015	402,3	0,98
21	1994-1995	694,2	0,50	<b>P<sub>moy</sub> = 371,4 mm</b>			

Les résultats de calcul des paramètres de position et de dispersion sont représentés dans le tableau suivant :

Tableau III.3: Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Sebdou (Loi normale).

	Paramètres	Formules	Valeurs à la station de Sebdou	Unité
Paramètres de position	Moyenne (mm)	$\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n P_i$	371.4	mm
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2$	11921.9	----
Paramètres de dispersion	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	109.19	----
	Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\bar{P}}$	0.29	----

D'après le résultat du coefficient de variation de la station de Sebdu ( $C_v < 0,5$ ), on peut prétendre à un ajustement suivant une loi symétrique dont la loi normale, le test  $\chi^2$  permettra de vérifier cette adéquation.

### a- 1. Ajustement par la loi normale

#### ❖ Test graphique

Pour représenter la fonction  $P = f(Fi)$  pour la loi normale. L'axe des X porte les fréquences en échelle gaussienne et l'axe des Y la variable statistique (précipitations) en échelle arithmétique. Le résultat est une droite appelée droite d'Henry qui donne la distribution des précipitations de la station de Sebdu représenté par l'équation.

$$P = \bar{P} + \sigma U \quad (\text{Eq.III.3})$$

avec :

$\bar{P}$ : Moyenne des précipitations = 371,4 mm

$\sigma$ : Ecart type = 109,19

U : Variable réduite de Gauss

Pour cette étude nous avons utilisé le code de calcul HYFRAN version 1.1

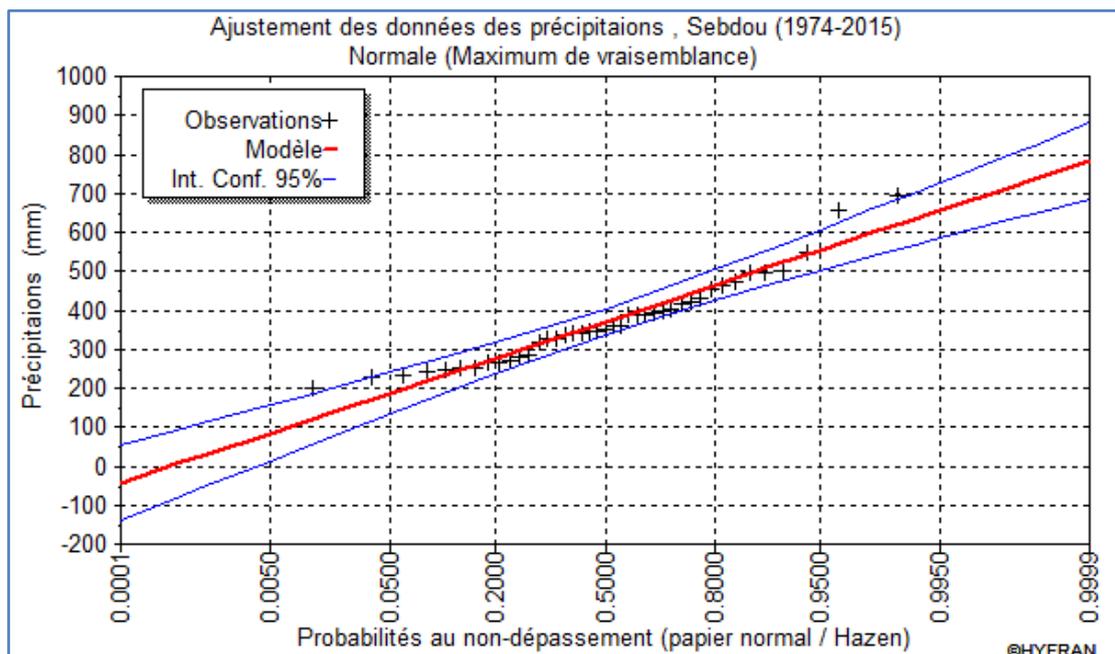


Figure III.3: Courbe d'ajustement des précipitations à la loi normale

#### ❖ Test numérique (Test du $\chi^2$ de PEARSON)

Pour déterminer la valeur du  $\text{Khi}^2$ , nous avons repris les séries des modules observés et nous avons reparti ces valeurs en 6 classes, les résultats obtenus sont donnés au tableau ci-dessous :

$$K = \sqrt{N} = \sqrt{41} = 6,4 \approx 6$$

avec :

K : Nombre de classes.

N : Effectif totale.

Tableau III.4: Calcul du  $\chi^2$  pour la station de Sebdu pour une loi normale

K	Limite de classes	Effectifs observé (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théorique (npi)	(ni - npi) <sup>2</sup> /npi
1	[198.4-281.03 [	10	0.2033	8.3353	0.333
2	[281.03-363.67 [	13	0.2688	11.0208	0.355
3	[363.67-446.31 [	9	0.2828	11.5948	0.581
4	[446.31-528,95[	6	0.1702	6.9782	0.137
5	[528,95-611,59 [	1	0.061	2.501	0.901
6	[611,59-694.2 [	2	0.0124	0.5084	4.376
					$\chi^2_{\text{calculé}} = 6.683$

Le nombre de degré de liberté = nombre de classe – nombre de paramètres

$$ddl = K - p - 1 \quad \text{avec } p = 2 \quad \longrightarrow \quad ddl = 6 - 2 - 1 = 3$$

Donc :  $\chi^2_{\text{tabulé}} = 7,815$

Le  $\chi^2_{\text{tabulé}}$  étant supérieur à  $\chi^2_{\text{calculé}}$  ( $\chi^2_{\text{tabulé}} > \chi^2_{\text{calculé}}$ ) pour un ddl = 3 et un seuil de probabilité 5% ( $\alpha = 0,05$ ), l'ajustement permet donc d'admettre une distribution normale des précipitations

### b. Calcul des Précipitations pour une période de récurrence donnée

A partir de l'équation d'ajustement, nous pouvons calculer les précipitations pour des périodes de récurrences données.

Partant de l'équation de la loi log Normale,

$$P = \bar{P} + \sigma U \quad \longrightarrow \quad P = 371.4 + 109.19U$$

Tableau III.5: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

Période de retour humide	Type de précipitations	P (mm)
	Précipitations décennales (u=1.28)	511.2
Précipitations de 50 ans (u=2,05)	595.2	
Précipitations centenaires (u= 2,33)	625.8	
Précipitations millénaires (u=3.29)	730.6	
Période retour sèche	Précipitations décennales (u= -1.28)	231.6
	Précipitations de 50 ans (u= -2,05)	147.6
	Précipitations centenaires (u= -2,33)	116.99
	Précipitations millénaires (u= -3.29)	12.2

### III.3.3. Variation des précipitations mensuelles

Les données des précipitations mensuelles durant la période (1974-1975) à (2014 - 2015) sont représentées sur le tableau III. 6.

Tableau III.6: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	At	An
P (mm)	21,5	29,9	44,5	45,3	49,6	48,4	42	33,1	31,5	11,2	5,7	8,6	371,4

Les précipitations mensuelles varient de manière croissante de Septembre à Janvier, où on observe un maximum durant ce dernier mois (49,6mm), et de là, elles commencent à décroître et atteignent leur minimum en Juillet (5,7 mm).

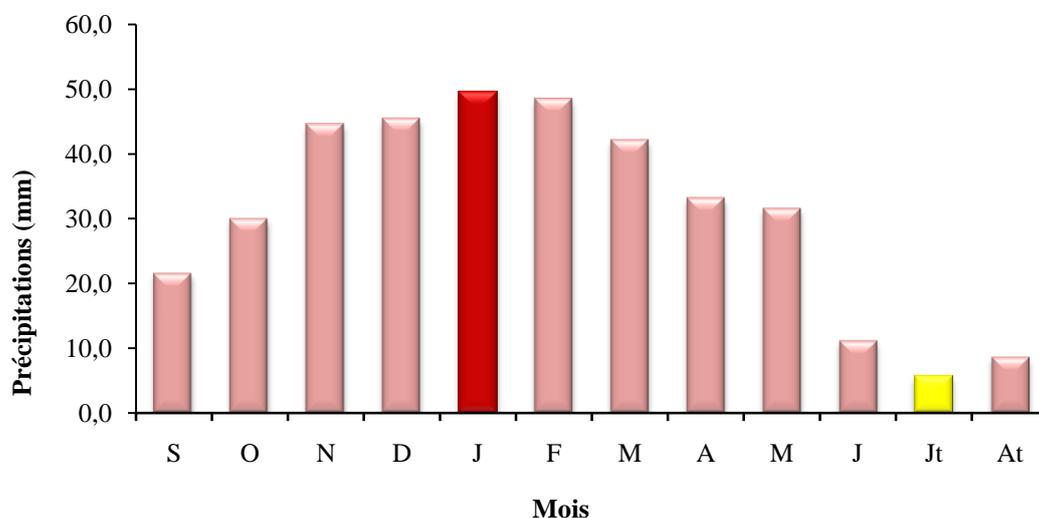


Figure III.4: Variation des précipitations moyennes mensuelles, (1974/75-2014/15)

### III.3.4. Variation des précipitations saisonnières

Le tableau III.7 représente la répartition des précipitations saisonnières à la station de Sebdoou durant la période (1974/1975 - 2014/2015)

Tableau III.7: Répartition des précipitations saisonnières.

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
P (mm)	95,9	143,3	106,7	25,4

D'après la figure III.5 la distribution saisonnière des précipitations montre qu'en Hiver se forme une saison humide où s'effectuerait la plus grande partie des écoulements d'une moyenne de 143.3 mm suivi du Printemps avec 106.7 mm. L'Eté par contre, constitue la saison la plus sèche avec 25.4 mm.

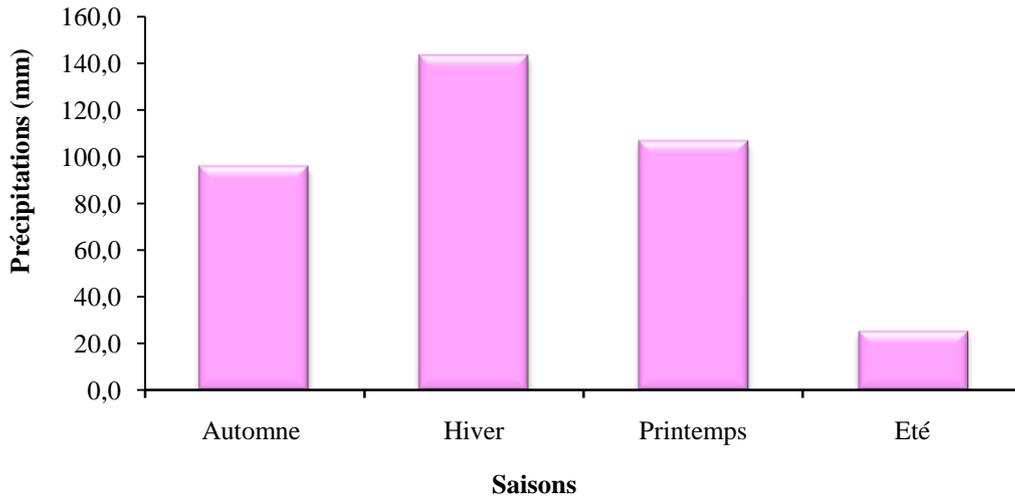


Figure III.5: Variation saisonnière des précipitations (1974/75-2014/15)

### III.3.5. Variation des précipitations journalières

La variation des précipitations au cours d'une année journalière moyenne à la station de Sebdu durant la période 1974/1975 – 2014/2015 est illustrée par la figure III.6. Nous enregistrons une nette irrégularité journalière, marquée par des hausses et des baisses de précipitations continues et progressives. Le tarissement est bien marqué lors des derniers mois correspondant à la saison estivale.

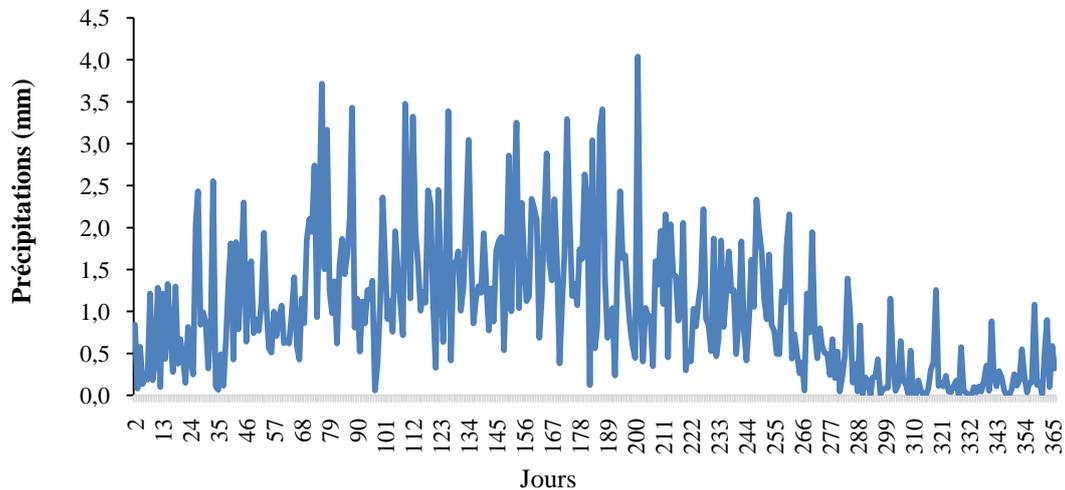


Figure III.6: Variation des précipitations moyennes journalières (1974/1975-2014/2015)

### III.4. Etude des Températures

Pour la réalisation de cette étude, nous disposons des mesures effectuées sur la station de Béni Bahdel période 1980/1981 à 2014/2015 par manque de mesures sur la station de Sebdu.

Tableau III.8: Caractéristiques de la station de mesure Béni Bahdel.

Station	Code	Coordonnées			Période	Etat
		X(Km)	Y(Km)	Z(m)		
Béni Bahdel	160403	115.0	164.6	666	1980/1981 à 2014/2015	Opérationnelle

### III.4.1. Variation des Températures interannuelles

La figure III.7, montre que les températures moyennes annuelles sont irrégulières, elles ont tendance à augmenter d'une année à l'autre. En effet, on y enregistre une augmentation annuelle de 0.02 °C et une température moyenne interannuelle de 17,8 °C.

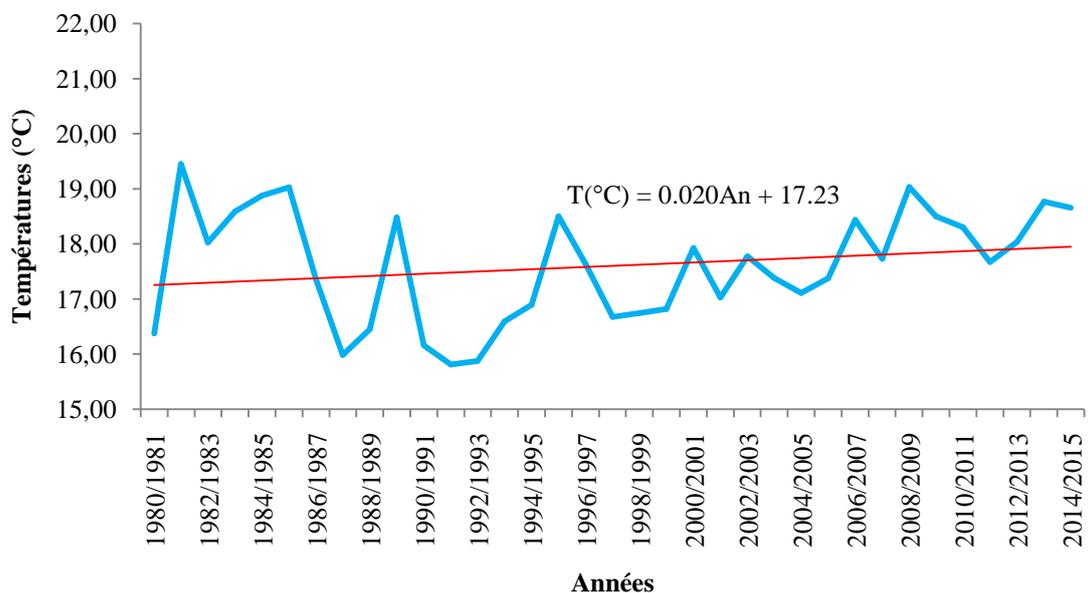


Figure III.7: Variation des températures moyennes annuelles à la station de Béni Bahdel

### III.4.2. Variation des Températures moyennes mensuelles

Les variations de la température moyenne mensuelle à la station de Béni Bahdel durant la période allant de 1980/1981 à 2014/2015, sont représentées dans (Tab. III.9 et Fig. III.8). Cette représentation permet de considérer le mois de Janvier comme le plus froid (9,6°C) et le mois d'Août comme le plus chaud de l'année (>27°C).

Tableau III.9: Valeurs des températures mensuelles moyennes, exprimées en °C de la station de Béni Bahdel (1980/1981-2014/2015)

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
T moy (°C)	23.85	18.6	15.2	12.05	9.6	11.25	13.35	15.95	19.05	22.25	25.5	27.2

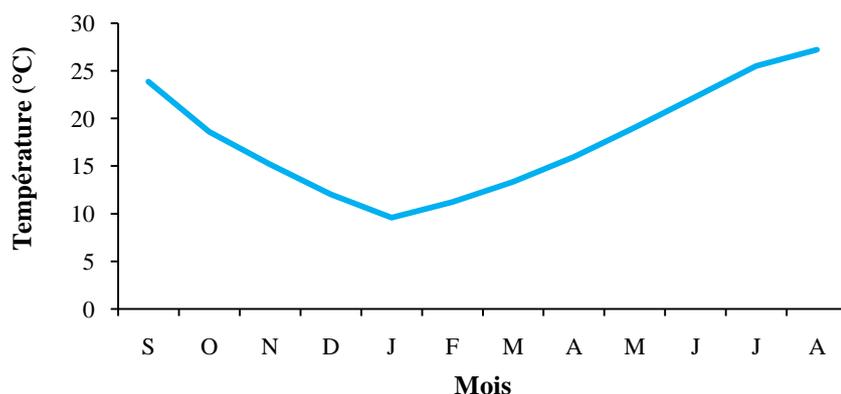


Figure III.8: Répartition des Températures moyennes mensuelles à la station de Béni Bahdel

### III.4.3 Étude du climat

L'étude et les indices climatique se feront à partir des données de température et des précipitations moyennes mensuelles pour la période 1980/1981 à 2014/2015.

Tableau III.10 : Précipitations et températures moyennes mensuelles (1980/1981-2014/2015).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	An
<b>P(mm)</b>	22.8	30.5	42.1	42.9	49.7	44.6	40.4	32.5	30	10.8	5.7	8.6	360.8
<b>T moy</b>	23.85	18.6	15.2	12.05	9.6	11.25	13.35	15.95	19.05	22.25	25.5	27.2	17.8

Nous utiliserons deux méthodes pour déterminer le type climatique dominant dans la région à partir de la moyenne annuelle des précipitations et de la température comme suit :

- ✓ La méthode de visualisation (méthode graphique de Gaussen et Bagnouls).
- ✓ Calcul de l'indice climatique annuel de De Martonne.

#### III.4.3.1. Méthode de visualisation (méthode graphique de Gaussen et Bagnouls) :

Pour Gaussen et Bagnouls, un mois humide est celui où le total moyen des précipitations (mm) est supérieur au double des températures moyennes (°C) ( $P > 2T$ ). Par contre, un mois sec est celui où le total moyen des précipitations (mm) est inférieur au double des températures moyennes (°C) ( $P < 2T$ ), c'est ce qui nous amène à déduire deux périodes :

- Pour la période sèche, la courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations.
- Pour la période humide, la courbe des précipitations passe au-dessus de celle des températures.

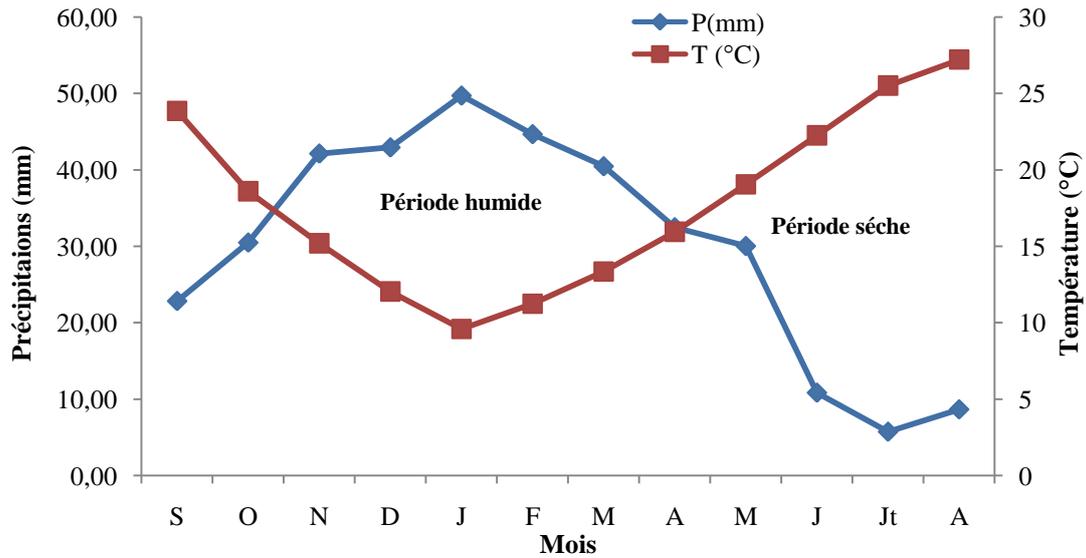


Figure III.9: Diagramme Pluviothermique pour le bassin de Sebdu

Dans notre cas, nous distinguons une période excédentaire qui s'étale de Novembre à la mi-Avril, les autres mois sont marqués par des mois font partie de la période sèche

### III.4.3.2. Indice d'aridité de De. Martonne

#### a) Indice d'aridité annuel de De. Martonne

Cet indice est défini par De. Martonne en 1923, il est calculé en fonction des températures et des précipitations par la relation suivante :

$$I = \frac{P}{10+T} \quad (\text{Eq.III.4})$$

avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm)= 360.8 mm.

T : Température moyenne annuelle (°C)= 17,8 (°C).

I : indice d'aridité = 12.98

La classification de De. Martonne est donnée par le tableau suivant :

Tableau.III.11 : 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

Le report des précipitations et températures sur l'abaque de De Martonne (Fig. III.10) et la classification montrent que la région de Sebdu jouit d'un climat **semi-aride à écoulement temporaire**.

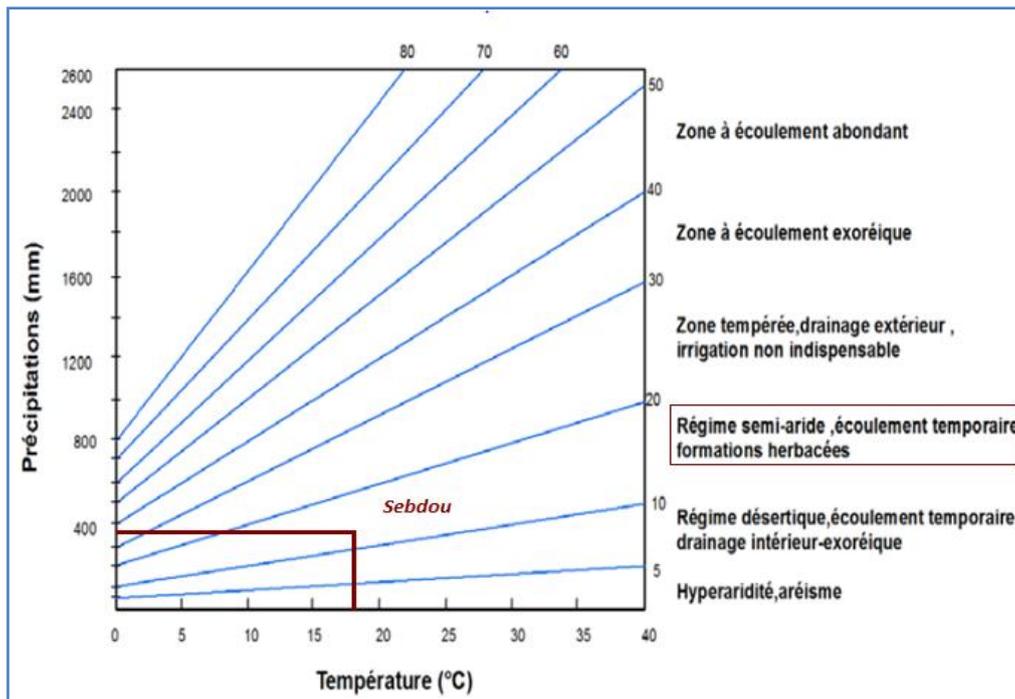


Figure III.10: Abaque de De. Martonne

**b) Indice d’aridité mensuel de De.Martonne**

Par définition :

$$i = \frac{12P}{T+10} \tag{Eq.III.5}$$

Avec :

p : Précipitations moyennes mensuelles (mm).

T : Température moyenne mensuelle (°C).

Tableau.III.12: Résultats de calcul de l’indice mensuel.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
<b>P(mm)</b>	22.8	30.5	42.1	42.9	49.7	44.6	40.4	32.5	30	10.8	5.7	8.7
<b>T moy</b>	23.85	18.6	15.2	12.05	9.6	11.25	13.35	15.95	19.05	22.25	25.5	27.2
<b>I</b>	8.09	12.78	20.05	23.35	30.42	25.21	20.79	15.01	12.40	4.03	1.94	2.79

- les mois de Novembre, Décembre, Janvier, Février sont considérés comme des mois tempérés, et le mois de Septembre comme steppeique.
- les mois d’Octobre, Avril et Mai sont caractérisés par un climat semi-aride tandis que les mois de Juin, Juillet, Août sont de type hyperaride.

**III.5. Evapotranspiration potentielle (ETP)**

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

**Remarque :** Pour le calcul de l’ETP par la méthode de Thornthwaite et Turc, nous avons utilisé le programme élaboré par (Benadda, 2000).

### a. Méthode de Thornthwaite

Pour estimer l'ETP, en 1948 Thornthwaite a établi une corrélation entre la température moyenne mensuelle et l'évapotranspiration potentielle mensuelle par la formule suivante :

$$\text{ETP non corrigé} = 1,6 \left( \frac{10T}{I} \right)^a \quad (\text{Eq.III.6})$$

- $I = \sum_1^{12} i$
- $i = \left( \frac{T}{5} \right)^{1.514}$
- $a = ((1.6 \times I)) / (100 + 0.5)$
- $K = 0.49 + 1.8(I/100) - 0.77(I/100)^2 + 0.67(I/100)^3$

$$\text{ETP corrigé} = 1.6 \left( \frac{10T}{I} \right)^a \times K \quad (\text{Eq.III.7})$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle (mensuelle) (mm),

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

I : Somme des 12 indices thermiques mensuels,

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

### b. Formule de L. Turc (1954)

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:

$$\text{ETP} = 0,4 (I_g + 50) k \frac{t}{t+15} \quad (\text{Eq.III.8})$$

avec:

*Etp* : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm),

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

*I<sub>g</sub>* : Radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (calorie/cm<sup>2</sup>/jour),

*K* : Coefficient égal à 1 si l'humidité relative *hr* est supérieure à 50 %.

Si non :  $K = 1 + \frac{50-hr}{70}$

Si la radiation globale *I<sub>g</sub>* n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation *h* par la formule suivante :  $lg = IgA \left( 0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right)$ .

avec:

*I<sub>gA</sub>* : Radiation globale théorique (calorie/cm<sup>2</sup> /jour);

*H* : Durée théorique des jours du mois.

Les résultats de calcul d'ETP de Thornthwaite et Turc sont données aux tableaux qui suivent :

Tableau III.13: Valeurs d'ETP par la méthode de Thornthwaite (1980-1981/2011-2012).

Années	ETP (mm)						
<b>1980-1981</b>	841.2	<b>1988-1989</b>	811.0	<b>1996-1997</b>	882.2	<b>2004-2005</b>	1068.2
<b>1981-1982</b>	1012.2	<b>1989-1990</b>	924.5	<b>1997-1998</b>	849.3	<b>2005-2006</b>	1103.0
<b>1982-1983</b>	934.7	<b>1990-1991</b>	847.3	<b>1998-1999</b>	788.7	<b>2006-2007</b>	944.7
<b>1983-1984</b>	968.1	<b>1991-1992</b>	807.8	<b>1999-2000</b>	775.9	<b>2007-2008</b>	932.8
<b>1984-1985</b>	982.6	<b>1992-1993</b>	811.3	<b>2000-2001</b>	867.2	<b>2008-2009</b>	962.6
<b>1985-1986</b>	1000.2	<b>1993-1994</b>	856.9	<b>2001-2002</b>	828.6	<b>2009-2010</b>	959.1
<b>1986-1987</b>	882.4	<b>1994-1995</b>	844.1	<b>2002-2003</b>	951.5	<b>2010-2011</b>	977.0
<b>1987-1988</b>	788.1	<b>1995-1996</b>	915.4	<b>2003-2004</b>	966.9	<b>2011-2012</b>	890.3

Tableau III.14: Valeurs d'ETP par la méthode de Turc (1980-1981/2011-2012).

Années	ETP (mm)						
<b>1980-1981</b>	942.6	<b>1988-1989</b>	926.2	<b>1996-1997</b>	979.9	<b>2004-2005</b>	1008.3
<b>1981-1982</b>	1020.0	<b>1989-1990</b>	989.4	<b>1997-1998</b>	951.4	<b>2005-2006</b>	1024.4
<b>1982-1983</b>	989.3	<b>1990-1991</b>	942.5	<b>1998-1999</b>	899.8	<b>2006-2007</b>	996.3
<b>1983-1984</b>	994.9	<b>1991-1992</b>	928.7	<b>1999-2000</b>	882.0	<b>2007-2008</b>	979.6
<b>1984-1985</b>	1005.3	<b>1992-1993</b>	930.7	<b>2000-2001</b>	952.9	<b>2008-2009</b>	1010.1
<b>1985-1986</b>	1007.5	<b>1993-1994</b>	951.0	<b>2001-2002</b>	951.6	<b>2009-2010</b>	999.4
<b>1986-1987</b>	960.1	<b>1994-1995</b>	959.9	<b>2002-2003</b>	996.8	<b>2010-2011</b>	984.3
<b>1987-1988</b>	925.6	<b>1995-1996</b>	998.3	<b>2003-2004</b>	1000.8	<b>2011-2012</b>	976.7

D'après la figure III.11, nous pouvons dire que la méthode de Turc sur estime l'évapotranspiration potentielle en comparaison avec celle de Thornthwaite.

Le maximum d'ETP est enregistré en 2005-2006 avec 1024.4 mm pour Turc et 1103 mm pour Thornthwaite. Quant au minimum, il est observé en 1999 – 2000 avec 882 mm pour Turc et 775.9 mm pour Thornthwaite.

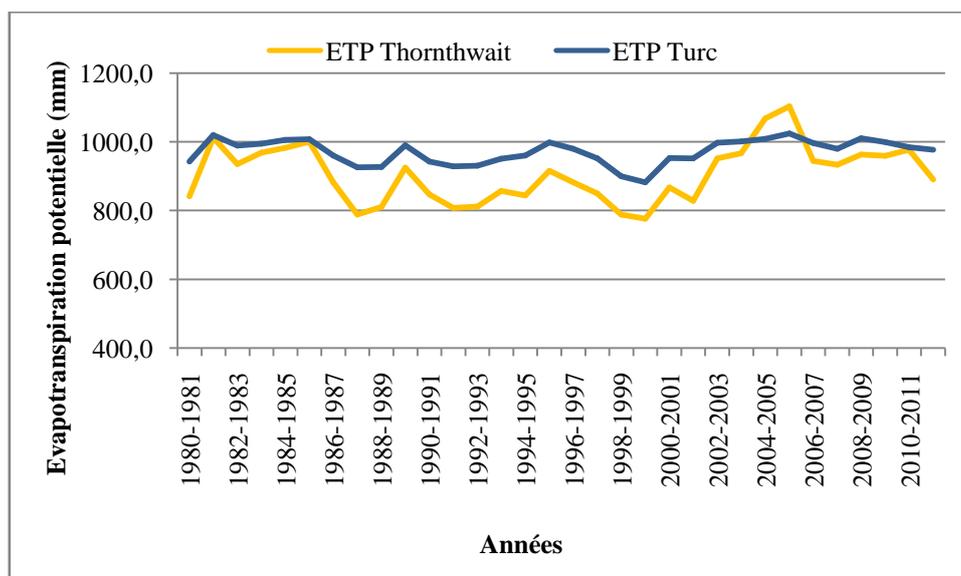


Figure III.11: Variation de l'ETP de Turc et l'ETP de Thornthwaite (1980-1981/2014-2015).

### III.6. Evapotranspiration réelle (ETR)

#### - Méthode de Turc

La formule de Turc pour le calcul de l'ETR est la suivante:

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

- ETR : Evapotranspiration réelle (mm/an)
- $L = 300 + 25T + 0,05T^3$
- P : Précipitations moyennes annuelles (mm)
- T : Température moyenne annuelle (°C)

Tableau III.15: Calcul de l'ETR par la méthode de Turc

P (mm)	T (°C)	L	ETR (mm)	Écoulement (mm)
360.8	17.8	1026.99	356.7	4.1

Cette méthode a donné une valeur de 356.7 mm d'évapotranspiration réelle, nous remarquons que cette valeur est inférieure à celle de la moyenne annuelle des précipitations, ce qui donne naissance à un écoulement de 4.1 mm.

### III.7. Calcul du bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite

La présence de données des précipitations et des évapotranspirations potentielles nous permettent également de calculer le bilan hydrologique comme suit:

Si l'évapotranspiration réelle est liée à la réserve en eau disponible nous considérons deux possibilités :

Possibilité	ETR = ETP	ETR = ETP	ETR = P
Condition	P > ETP	P < ETP et existence de réserve	P < ETP et pas de réserve

Nous considérons une réserve utile de 100mm (Baba Hamed, 1991).

Tableau III.16: Eléments du bilan hydrologique calculés pour la station de Seb Dou  
(1980/1981-2014/2015)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Annuel
<b>P</b>	22.8	30.5	42.1	42.9	49.7	44.6	40.4	32.5	30	10.8	5.7	8.6	<b>360.8</b>
<b>ETP</b>	113.3	66.9	40.6	26	17.5	22.8	38.1	56.3	87.3	116.8	153.3	163.2	<b>902.2</b>
<b>ΔU</b>	-90.5	-36.4	1.5	16.9	32.2	21.8	2.3	-23.8	-57.3	-106	-147.7	-154.5	-----
<b>RU</b>	0	0	1.5	18.4	50.6	72.4	74.7	50.9	0	0	0	0	-----
<b>ETR</b>	22.8	30.5	40.6	26	17.5	22.8	38.1	56.3	80.9	10.8	5.7	8.6	360.6
<b>DA</b>	90.5	36.4	0	0	0	0	0	0	7.3	106	147.7	154.5	542.4

P : précipitations (mm), ETP : évapotranspiration potentielle (mm), ΔU: variation de la réserve, RU: réserve utile (mm)  
ETR : évapotranspiration réelle (mm), D.A: déficit agricole (mm).

### III.8. Calcul du ruissellement « R »

Le ruissellement de surface constitue la part de la pluie qui n'est pas retournée à l'atmosphère par évaporation ou qui n'a pas été absorbée par le sol, et qui ne s'accumule pas à la surface mais qui s'écoule sur la surface du sol par de petites rigoles jusqu'à atteindre le réseau naturel de drainage du bassin. La lame d'eau ruisselée dépend de l'intensité et de la hauteur des averses, de la succession des pluies, de l'état d'humidité et de la structure de l'horizon superficiel du sol avant l'averse, du couvert végétal, de la pente et de la rugosité de la surface du sol. L'influence de tous ces facteurs fait que le ruissellement est très difficile à estimer avec précision.

Il peut être estimé par la méthode de Tixeront – Berkaloff selon la formule :

$$R = \frac{P^3}{3ETP^2} \quad (\text{Eq.III.10})$$

avec :

R : Ruissellement (m)

P : Précipitations (m)

ETP : Evapotranspiration potentielle (m)

Tableau III.17 : Valeur du ruissellement (Tixeront – Berkaloff).

Station	P (m)	T (°C)	ETP (m)	R (m)
Seb Dou	<b>0,361</b>	<b>17,80</b>	<b>0,902</b>	<b>0,019</b>

Le ruissellement calculé à partir de la méthode de Tixeront–Berkaloff est de 19 mm.

### III.9. Etude des débits

Suite à une pluie tombée sur le bassin versant, tout un mécanisme complexe d'interaction de phénomènes hydrologiques et climatologiques se met en œuvre. Il se traduit par une circulation, directe ou indirecte, de l'eau à travers le sol ou le sous-sol en passant par les cours d'eau secondaires puis principaux, et finissant par l'exutoire du bassin versant.

A l'échelle globale du bassin versant, le débit à l'exutoire traduit la réaction de tout le bassin suite à une pluie. (Mouelhi, 2003).

#### III.9.1. Variation interannuelle des débits

Chaque débit annuel est obtenu en faisant la moyenne des débits mensuels:

$$Q_{an} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n Q_i \quad (\text{Eq.III.11})$$

La distribution des débits moyens annuels de la station de Sebdou sur la période de 1980/1981 à 2011/12, sera donnée dans le tableau qui suit:

Tableau III.18. Distribution interannuelle des débits de la station de Sebdou.

Années	Q (m <sup>3</sup> /s)	Années	Q (m <sup>3</sup> /s)
1980/1981	0,58	1996/1997	0,04
1981/1982	0,09	1997/1998	0,09
1982/1983	0,14	1998/1999	0,13
1983/1984	0,05	1999/2000	0,13
1984/1985	0,09	2000/2001	1,18
1985/1986	0,41	2001/2002	0,20
1986/1987	0,88	2002/2003	0,49
1987/1988	0,07	2003/2004	0,16
1988/1989	0,11	2004/2005	0,09
1989/1990	0,05	2005/2006	0,31
1990/1991	0,60	2006/2007	0,09
1991/1992	0,22	2007/2008	0,14
1992/1993	0,07	2008/2009	1,32
1993/1994	0,09	2009/2010	0,28
1994/1995	0,28	2010/2011	0,03
1995/1996	0,70	2011/2012	0,08

La courbe de la variation des débits annuels à la station de Sebdou, montre que la moyenne interannuelle des débits est de 0.29 m<sup>3</sup>/s, le maximum est enregistrée en 2008 – 2009 avec 1.32 m<sup>3</sup>/s par contre, le minimum est observé en 2010-2011, il n'est que de 0.03 m<sup>3</sup>/s.

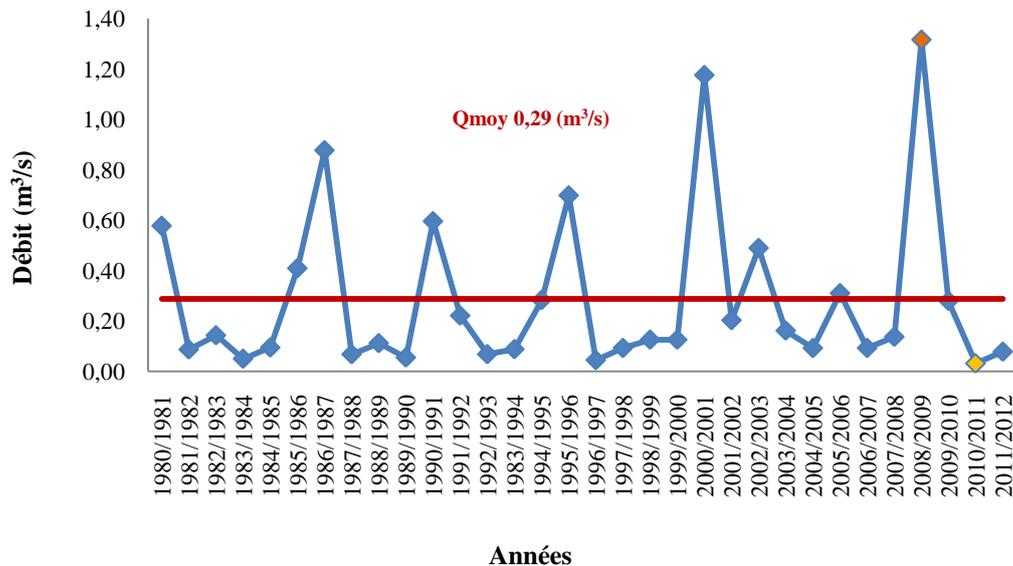


Figure III.12: Variation des débits annuels à la station de Sebdou (1980/1981-2011/2012).

### III.9.2. Variation moyenne mensuelle des débits

Le tableau III.19 représente les valeurs moyennes mensuelles des débits à la station de Sebdoou durant la période (1980/1981-2011/2012)

Tableau III.19: Valeurs moyennes mensuelles des débits.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	At
Q (m <sup>3</sup> /s)	0,14	0,33	0,11	0,20	0,49	0,65	0,97	0,23	0,20	0,06	0,03	0,05

L'histogramme des débits moyens mensuels à la station de Sebdoou (fig.III.13), montre que le mois à grand débit est le mois de Mars avec 0,97 m<sup>3</sup>/s et le mois à faible débit est celui de Juillet avec 0.03 m<sup>3</sup>/s.

L'histogramme de la variation des débits mensuels, nous montre des variations plus ou moins importantes. Les débits varient de manière croissante de Septembre à Mars où on a le maximum cela correspond à la période de fortes précipitations et inversement, de manière décroissante pour le reste des mois à cause de la diminution des précipitations.

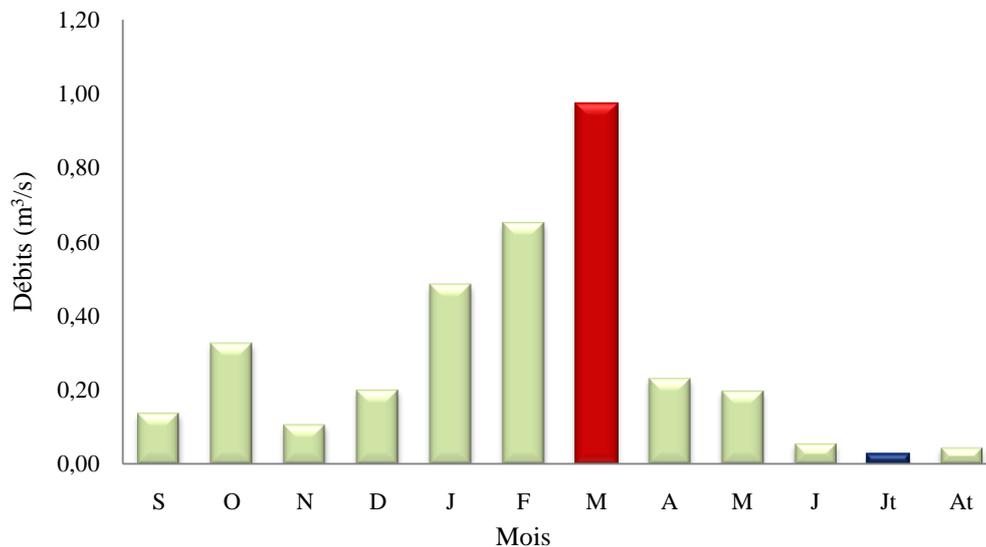


Figure III.13 : Variation mensuelle des débits (1980/1981-2011/2012)

### III.9.3. Variation saisonnière des débits

Le tableau III.20 représente les valeurs moyennes saisonnières des débits à la station de Sebdoou durant la période (1980/1981-2011/2012)

Le maximum est enregistré au Printemps avec 0,47 m<sup>3</sup>/s, cela s'explique par la présence de fortes pluies durant cette saison (Fig. III.14 & III.15).

\* **Saison Humide** : correspond à l'Hiver et au Printemps.

\* **Saison Sèche à très sèche** : correspond à l'Automne et l'Été.

Tableau III.20 : Répartition des débits saisonniers.

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Q (m <sup>3</sup> /s)	0,19	0,45	0,47	0,05
%	16	39	41	4
	Saison sèche	Saison Humide		Saison très sèche

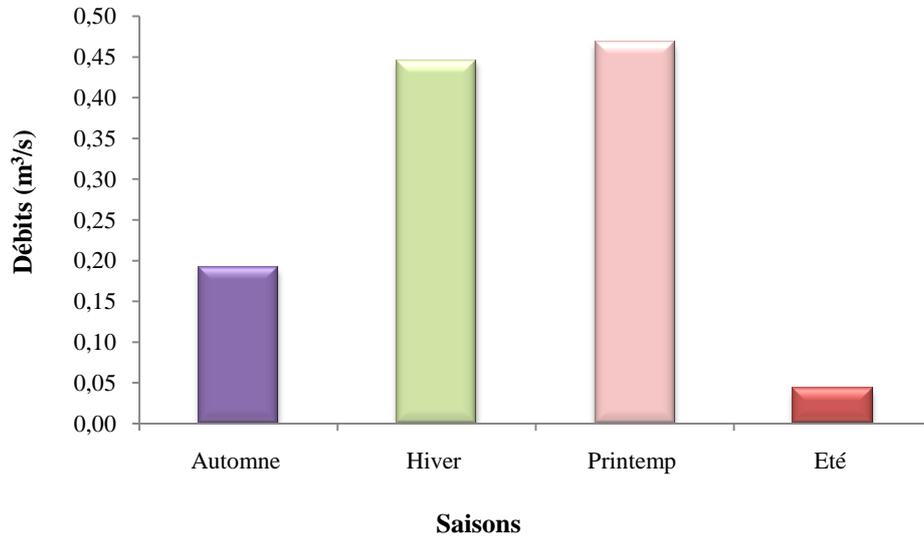


Figure III.14 : Variations saisonnières des débits (1980/1981-2011/2012).

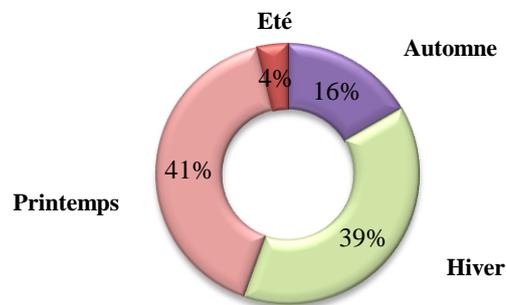


Figure III.15: Pourcentage des débits saisonniers (1980/1981-2011/2012).

#### III.9.4. Variation journalière des débits

L'examen de la figure III.16, met en évidence une irrégularité dans la distribution des débits journaliers. En effet, on peut avoir un faible débit un jour, qui pourra doubler le lendemain et diminuer fortement le surlendemain. 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.

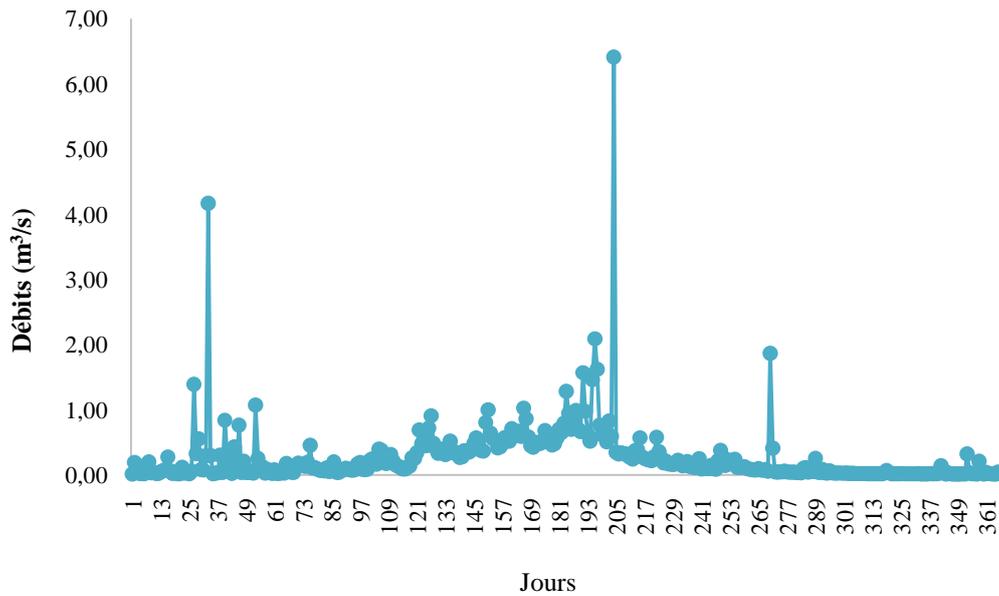


Figure III.16: Variation journalière des débits (1980/1981-2011/2012).

### III.10. Etude des lames d'eau écoulées

#### III.10.1. Variation interannuelle des lames d'eau

La distribution de lames d'eau écoulées moyennes annuelles à la station de Sebdoou sur la période de 1980/1981 à 2011/12, est reportée dans le tableau III.21:

Les variations de l'écoulement dans le bassin versant de l'Oued Sebdoou pendant la période 1980/1981 – 2011/2012 (fig. III.17), nous a donné une moyenne de lame d'eau écoulée de 35.4 mm pour une aire de 255,5 km<sup>2</sup>. Le module annuel maximal s'est présenté en 2008-2009 avec 162,6 mm, alors que le module minimal est enregistré en 2010-2011 avec 3,9mm.

Selon le graphe de la variation des lames d'eau écoulées on peut dire que nous enregistrons quelques pics en 1986/1987 1990/1991, 1995/1996, 2000/2001 et 2002/2003 respectivement avec 108.3, 73,5mm, 86,4mm, 145.1 mm et 60,4mm.

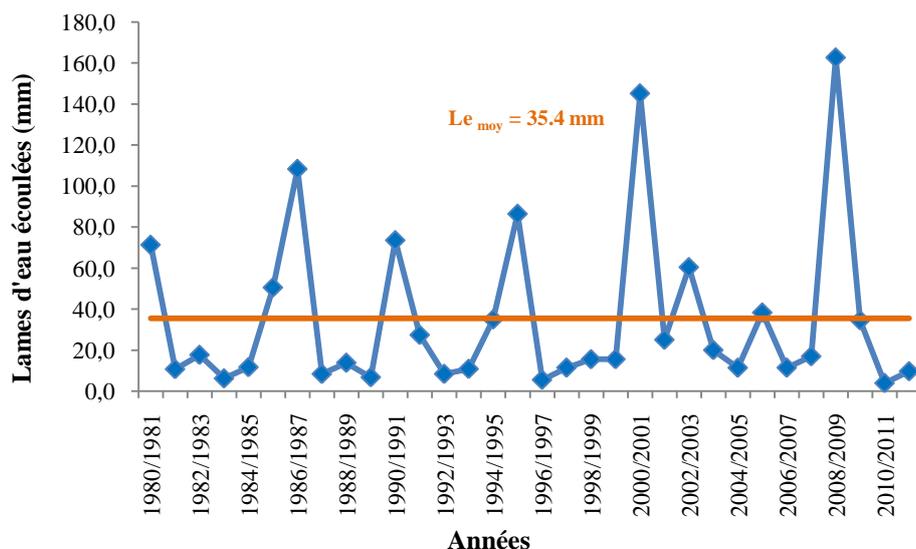


Figure III.17: Variations interannuelles des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012).

### III.10.2. Etude statistique des lames d'eau écoulées

La distribution des lames d'eau écoulées à la station de Sebdu sur la période de 1980/1981 à 2011/2012, est donnée dans le tableau suivant :

Tableau III.21: Distribution interannuelle des lames d'eau écoulées de la station de Sebdu.

Rang	Années	Le	Log Le	Fi	Rang	Années	Le	Log Le	Fi
1	1980/1981	71,3	4,3	0,03	17	1996/1997	5,5	1,7	0,52
2	1981/1982	10,7	2,4	0,1	18	1997/1998	11,4	2,4	0,55
3	1982/1983	17,7	2,9	0,1	19	1998/1999	15,5	2,7	0,58
4	1983/1984	6,2	1,8	0,1	20	1999/2000	15,5	2,7	0,61
5	1984/1985	11,7	2,5	0,2	21	2000/2001	145,1	5	0,64
6	1985/1986	50,5	3,9	0,2	22	2001/2002	25	3,2	0,67
7	1986/1987	108,3	4,7	0,2	23	2002/2003	60,4	4,1	0,70
8	1987/1988	8,4	2,1	0,2	24	2003/2004	20	3	0,73
9	1988/1989	13,8	2,6	0,3	25	2004/2005	11,4	2,4	0,76
10	1989/1990	6,8	1,9	0,3	26	2005/2006	38,3	3,6	0,79
11	1990/1991	73,5	4,3	0,3	27	2006/2007	11,4	2,4	0,82
12	1991/1992	27,4	3,3	0,4	28	2007/2008	17	2,8	0,85
13	1992/1993	8,4	2,1	0,4	29	2008/2009	162,6	5,1	0,88
14	1993/1994	10,8	2,4	0,4	30	2009/2010	34,5	3,5	0,91
15	1994/1995	34,9	3,6	0,5	31	2010/2011	3,9	1,4	0,94
16	1995/1996	86,4	4,5	0,5	32	2011/2012	9,7	2,3	0,97

Les résultats de calcul des paramètres de position et de dispersion des débits sont :

Tableau III.22 : Paramètres de position et de dispersion des lames d'eau écoulées de la station de Sebdu (1980/81-2011/12)

	Paramètres	Formules	Valeurs de la station de Sebdu	Unité
Paramètres de position	Moyenne (mm)	$\bar{Le} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n Lei$	35,4	----
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (Lei - \bar{Le})^2$	1600.95	----
Paramètres de dispersion	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	40.01	----
	Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\bar{P}}$	1.13	----

Le coefficient de variation  $Cv > 0,5$ , laisse fortement penser que l'ajustement suit une loi log normale.

#### a- Ajustement des lames d'eau écoulées annuelles à loi Log normale

Les résultats de calcul sont représentés dans le tableau III.23:

Tableau III.23: Paramètres de position et de dispersion pour la loi log normale. (1980/1981-2011/2012)

	Paramètres	Formules	Valeurs de la station de Sebdu	Unité
Paramètres de position	Moyenne (mm)	$\overline{\text{Log}Le} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \text{Log}Lei$	3,1	mm
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (\text{Log}Lei - \overline{\text{Log}Le})^2$	0,96	----
Paramètres de dispersion	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	0,98	----
	Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\overline{\text{Log}Le}}$	0,32	----

#### ➤ Test graphique

On obtient une distribution représentée par la droite d'Henry, d'équation :

$$\text{Log} Le = \overline{\text{Log} Le} + \sigma U \quad (\text{Eq.III.12})$$

Avec :

$\overline{\text{Log} Le}$  = moyenne du Log des lames d'eau écoulées = 3,1 mm

$\sigma$  = l'écart type = 0,98

U : variable réduite de Gauss

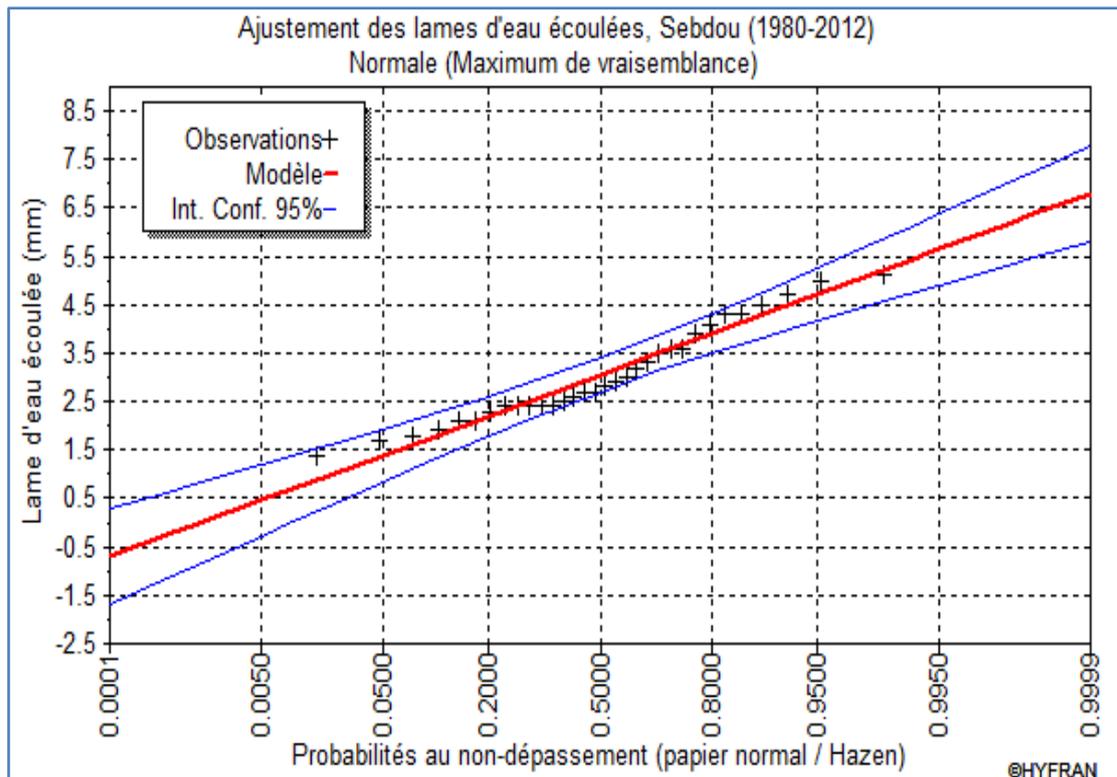


Figure III.18: Courbe d'ajustement à la loi log normale des lames d'eau écoulées

➤ **Test numérique (Test du  $\chi^2$  de PEARSON)**

Avant de déterminer la valeur de  $\chi^2_{calculé}$ , on a repris la série de lame d'eau observée et on a réparti cette série en 6 classes, les résultats sont donnés dans le tableau ci-dessous:

$$K = \sqrt{N} = \sqrt{32} = 5.65 \approx 6$$

Avec :

K : Nombre de classes.

N : Effectif total.

Tableau III.24: Calcul du  $\chi^2$  pour la station de Sebdou pour une loi log normale

K	Limite de classes	Effectifs observé (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théorique (npi)	(ni - npi) <sup>2</sup> /npi
1	[1.4 - 2.01 [	4	0.1335	4.2720	0.02
2	[2.01 - 2.62 [	10	0.1786	5.7152	3.21
3	[2.62 - 3.23 [	6	0.2396	7.6672	0.36
4	[3.23 - 3.84 [	4	0.2246	7.1904	1.42
5	[3.84 - 4.45 [	4	0.1398	4.4736	0.05
6	[4.45 - 5.1 [	4	0.0631	2.0192	1.94
					<b><math>\chi^2_{calculé} = 7.00</math></b>

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

ddl = K - p - 1 avec p = 2  $\longrightarrow$  ddl = 6 - 2 - 1 = 3

Donc :  $\chi^2_{tabulé} = 7,815$

Le  $\chi^2_{\text{tabulé}}$  étant supérieur à  $\chi^2_{\text{calculé}}$  ( $\chi^2_{\text{tabulé}} > \chi^2_{\text{calculé}}$ ) pour un ddl = 3 et un seuil de probabilité 5% ( $\alpha = 0,05$ ), l'ajustement permet donc d'admettre une distribution normale des log des lames d'eau écoulées, par conséquent les lames d'eau écoulées suivent une loi log normale.

### b. Calcul des lames d'eau pour une période de récurrence donnée

A partir de l'équation d'ajustement, nous pouvons calculer les précipitations pour des périodes de récurrences données.

Partant de l'équation de la loi log Normale,

$$\text{Log Le} = \overline{\text{Log Le}} + \sigma U \quad \longrightarrow \quad \text{Log Le} = 3.1 + 0.98U$$

Tableau III.25: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

	Type de lames d'eau écoulées	Log Le (mm)	Le (mm)
<b>Période de retour humide</b>	Lames d'eau décennales (u=1.28)	4.4	81.45
	Lames d'eau de 50 ans (u=2,05)	5.1	164.02
	Lames d'eau centenaires (u= 2,33)	5.4	221.41
	Lames d'eau millénaires (u=3.29)	6.3	544.57
<b>Période de retour sèche</b>	Lames d'eau décennales (u= -1.28)	1.8	6.05
	Lames d'eau de 50 ans (u= -2,05)	1.1	3.00
	Lames d'eau centenaires (u= -2,33)	0.8	2.23
	Lames d'eau millénaires (u= -3.29)	-0.1	0.9

### III.10.3. Variation mensuelles des lames d'eau écoulées

Tableau III.26: Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	At	An
Le (mm)	1,4	3,4	1,1	2,1	5,1	6,3	10,2	2,4	2,1	0,6	0,3	0,5	35,4

L'histogramme des lames d'eau écoulées mensuelles à la station de Sebdou (Fig.III.19) montre que le mois à lame d'eau maximale est le mois de Mars avec 10.2mm, contre la minimale est accusée par le mois de Juillet avec 0,3mm.

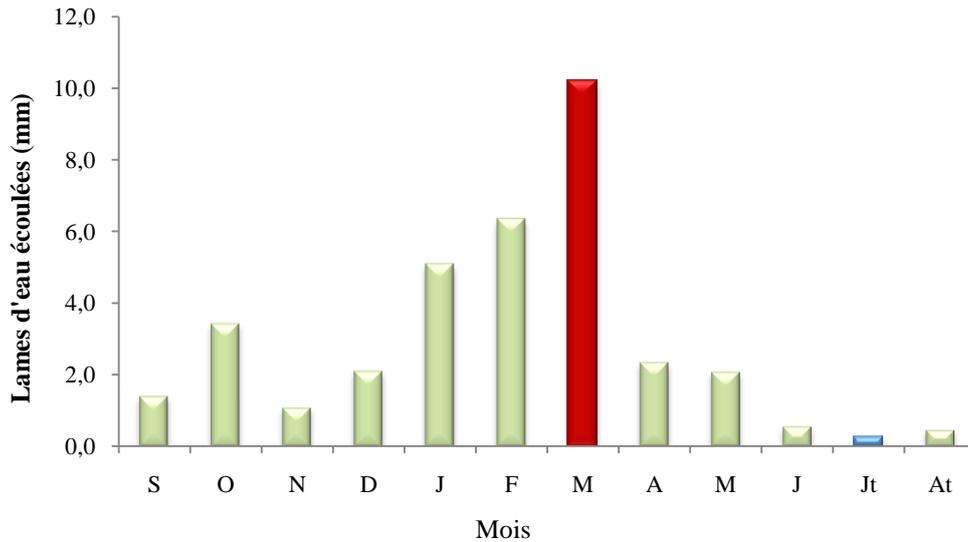


Figure III.19: Variation mensuelles des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012).

Nous remarquons que le maximum de lame d'eau écoulée ne correspond pas forcément au maximum de précipitations, ceci confirme le soutien des oueds par les eaux souterraines à partir des sources (Fig.III.10).

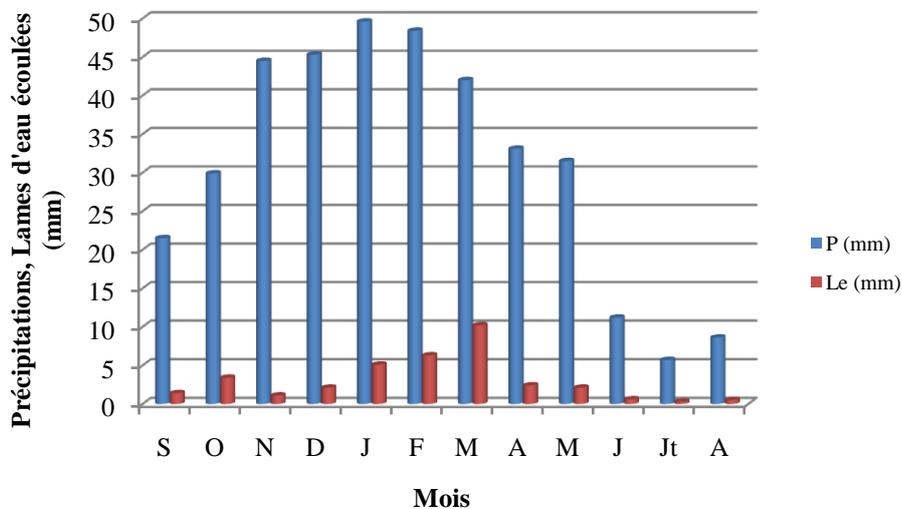


Figure III.20: Variation mensuelle des précipitations et des lames d'eau écoulées.

### III.10.4. Variation saisonnière des lames d'eau écoulées

La distribution saisonnière des lames d'eau écoulées (Fig.III.21) montre, que c'est au Printemps et en Hiver que s'effectuent l'essentiel des écoulements. Le maximum est enregistré au Printemps avec 14,6mm, coïncidant avec de fortes pluies durant cette saison.

Tableau III.27.: Répartition des lames d'eau écoulées saisonnières

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Été	Année
Le (mm)	5,9	13,5	14,6	1,3	35,4

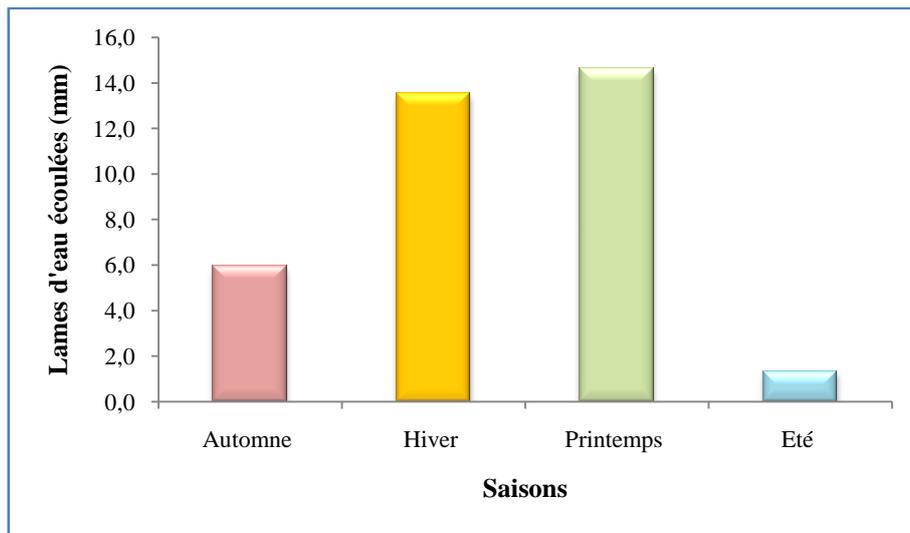


Figure III.21: Variation saisonnière des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012).

### III.10.5. Variations journalières des lames d'eau écoulées

La figure III.22 montre que la variation journalière d'une année moyenne sur la période des lames d'eau écoulées est importante pendant la période étudiée. En effet, on peut avoir une faible valeur un jour qui peut doubler le lendemain, qui nous permet de distinguer la saison humide (Hiver et Printemps) avec la plupart des grandes valeurs et la saison sèche (Automne et Été) témoignant des plus faibles valeurs.

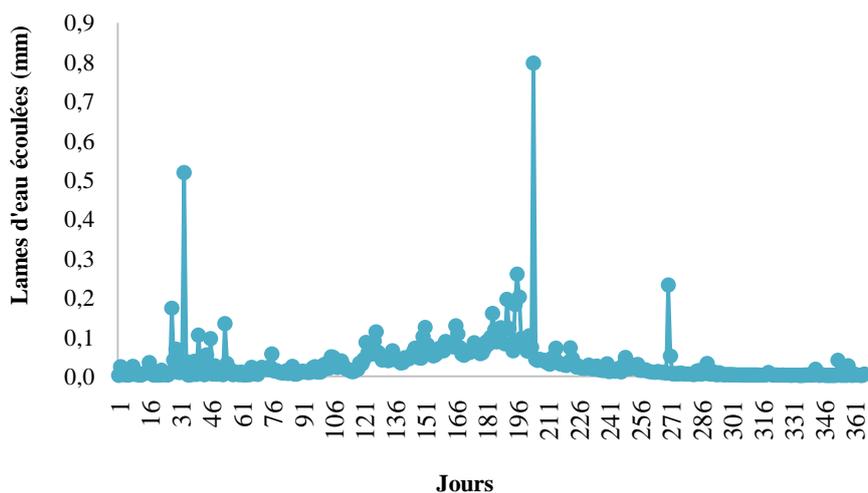


Figure III.22: Variations journalières moyennes des lames d'eau écoulées 1980/1981-2011/2012

**III.11. Conclusion**

La zone d'étude est caractérisée par un climat méditerranéen avec une température moyenne annuelle 17,8 °C. L'hiver est la saison froide et pluvieuse par rapport à l'été qui se distingue par un climat chaud et sec.

Le régime général des pluies est celui des zones semi-arides méditerranéennes de l'Afrique du Nord. Il est caractérisé par des précipitations d'hiver avec un maximum enregistré en mois de Janvier de 49,6 mm, et une période de sécheresse, pratiquement sans pluie de Juin à Août.

## CHAPITRE IV

Modélisation de la fonction Pluie -Débit d'Oued Sebdou

### IV.1. Introduction

Il existe plusieurs modèles qui sont adaptés à simuler la relation pluie - débit, parmi ces modèles nous avons choisi le HBV Light (**H**ydrologiska **B**yråns **V**atten balansavdelning), (Lindström *et al.*, 1997) développé par SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute). C'est un outil très largement utilisé dans le monde de prédiction du débit pour les bassins versants non jaugés. Le modèle hydrologique universel HBV est un modèle conceptuel global ou semi distribué fonctionnant au pas de temps journalier, il a été testé sur 200 bassins versant dans 30 pays comme l'Himalaya, Nouvelle-Zélande, l'Amérique du Nord, Scandinavie, Alaska du Nord, et la Tunisie, Algérie (Oued Boussalem et Rhumel par Bouguerne en 2017).

### IV.2. Application du modèle HBV Light

Le modèle hydrologique universel HBV (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. Ce modèle simule le débit journalier en utilisant comme entrées la température et les précipitations journalières, ainsi que les estimations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle. Ce dernier est basé sur certains nombres de paramètres pour le calage (paramètres de captage et de végétation) (voir fig.VI.1, Tab.VI.1, Tab.VI.2).

Le HBV peut être utilisé comme entièrement modèle 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

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 de climat (Bergström, 1992).

**Remarque :** pour cette étude nous avons utilisé le HBV light à l'échelle globale du bassin versant.

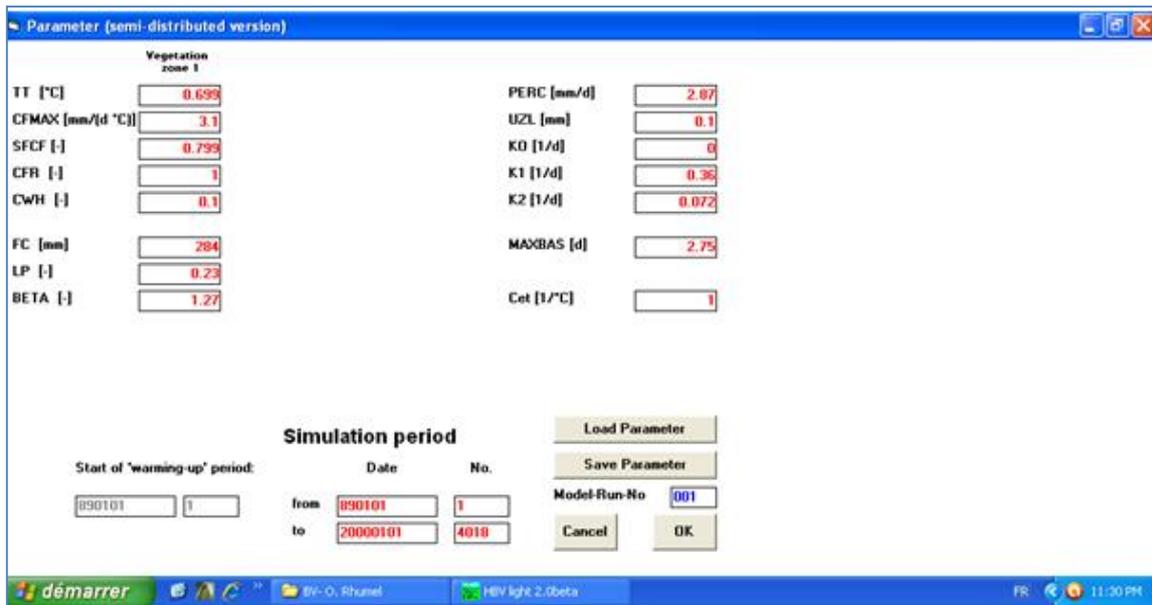


Figure VI.1 : Exemple du menu des paramètres de calage du HBV Light

Tableau VI.1: 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	$\Delta t$	[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

Tableau VI.2: Paramètres de végétation

Nom	Unité	Plage valide	Description
TT	°C	(-inf, inf)	Température de seuil
CFMAX	mm/d°C	[0, inf)	Facteur de degrés- $\Delta t$
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

Nous avons essayé de mettre en évidence les étapes de fonctionnement du modèle HBV Light sous forme d'organigrammes (Fig. IV.2) pour mieux cerner les entrées et les sorties du code de calcul.

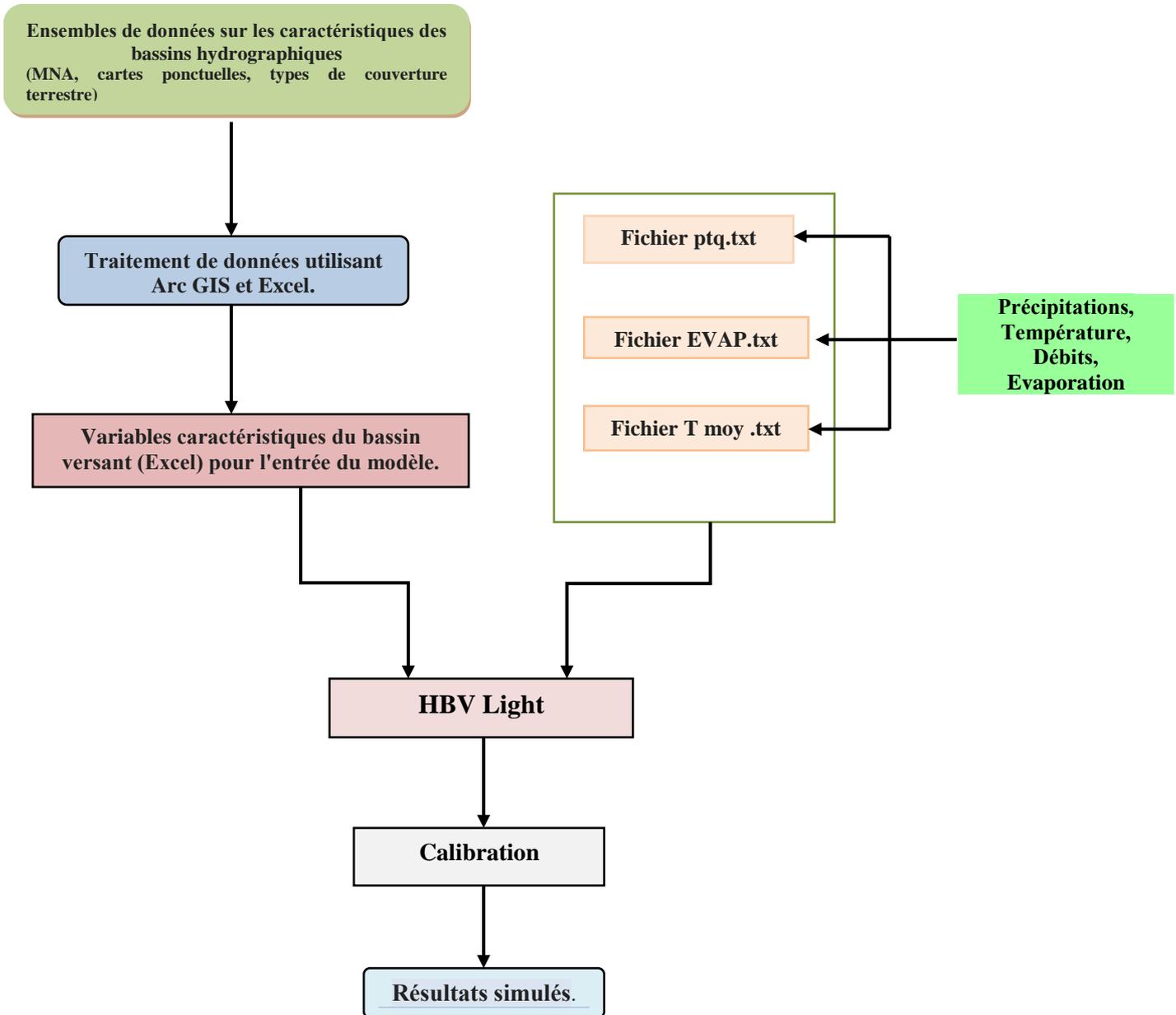


Fig. IV.2 : Organigramme montrant le processus d'entrée et de sortie du modèle HBV Light.

#### a. Calage du modèle

Cette étape sert à l'optimisation du jeu de paramètres par un critère d'évaluation après le passage par un certain nombre de simulations, nous l'avons opéré manuellement.

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

écoulées (mm), la température journalière, ainsi que les estimations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle.

La période de test de calibration est appliquée sur la période de (1 Septembre 2006 – 31 Août 2010).

Nous avons procédé aux changements des valeurs des paramètres TT, CFMAX, SFCF, CFR..., du modèle entre les valeurs limites jusqu'à l'obtention des valeurs optimum des coefficients de détermination, et du critère de Nash (valeur supérieur à 70%).

Les résultats des paramètres de calage, coefficient de détermination R<sup>2</sup>, et les critères de performance sont représentés dans le tableau VI. 3:

Tableau VI.3: Résultats des paramètres d'optimisation du calage au pas de temps Journalier (2006/2007-2009/2010).

Critères	Station de Sebdou
TT	3
CFMAX	0
SFCF	1
CFR	1
CWH	1
FC	4.4
LP	1
BETA	0.54
PERC	1.45
UZL	52
K <sub>0</sub>	0.08
K <sub>1</sub>	0.014
K <sub>2</sub>	9.10 <sup>-8</sup>
MAXBAS	2.2
Cet	10
Nash%	83.49
R <sup>2</sup>	0.845
ε	-0.01
EQM	0.157
C2M	0.72
CB%	87.04

ε : Erreur moyenne absolue

EQM : Erreur quadratique moyenne

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

CB : Critère du bilan

En analysant les hydrogrammes des débits observés et ceux des débits simulés pour la période de calage (Fig. IV.3), nous assistons à une reconstitution des débits journaliers assez satisfaisante avec généralement une tendance à la surestimation des pics. Avec une valeur de Nash égale à 83.49 %, un critère de bilan de 87.04 % et un bon coefficient de détermination R = 0.92 (Fig. VI.4), nous pouvons dire que le modèle est assez bien calé.

En effet, l’allure des courbes des débits observés/simulés reproduit bien les impulsions des pluies qui produisent les débits écoulés. La courbe des températures explique bien les valeurs nulles des débits jaugés et calculés (période sèche).

Les résultats obtenus par le modèle HBV Light (Tableau IV.3) reflètent la faculté du modèle à représenter les débits observés dans des conditions meilleures.

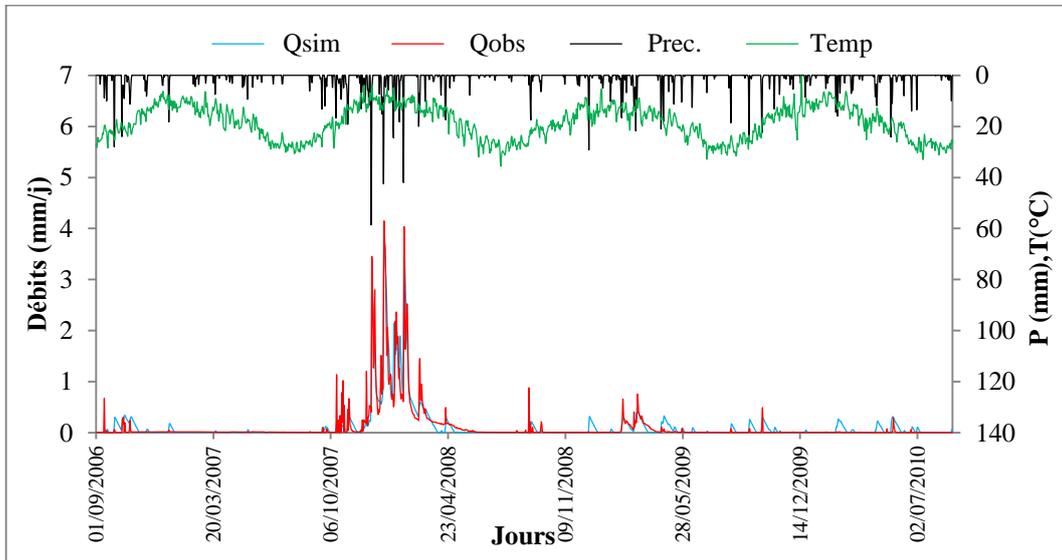


Figure IV.3: Visualisation de la qualité du calage

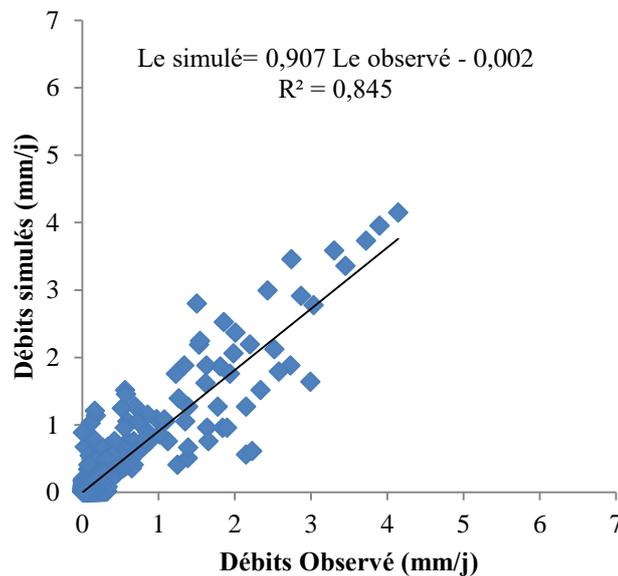


Figure IV.4 : Corrélation entre le débit simulé et le débit observé

**b. Validation du modèle**

Une dégradation dans les valeurs des paramètres d’optimisation a été enregistrée lors de la phase de validation (Tableau IV.4) avec une valeur de Nash égale à 43.83 % et un coefficient de détermination  $R = 0.81$  (Fig. IV.6). 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.

La majorité des points entourent la droite à l'exception de quelques points. Les points éloignés en dessous de la droite indiquent que le débit observé est supérieur au débit simulé et ceux au-dessus de la droite indiquent l'inverse. Le décalage constaté est dû à la réaction lente du réseau hydrographique.

L'hydrogramme (Fig. IV.5), montre des fluctuations importantes entre les débits observés et ceux simulés, il n'arrive pas à bien reconstituer la majorité des crues.

Tableau IV.4: Résultats de validation du modèle de HBV Light.

Critères	Station de Sebdu
Nash%	43.83
R <sup>2</sup>	0.658

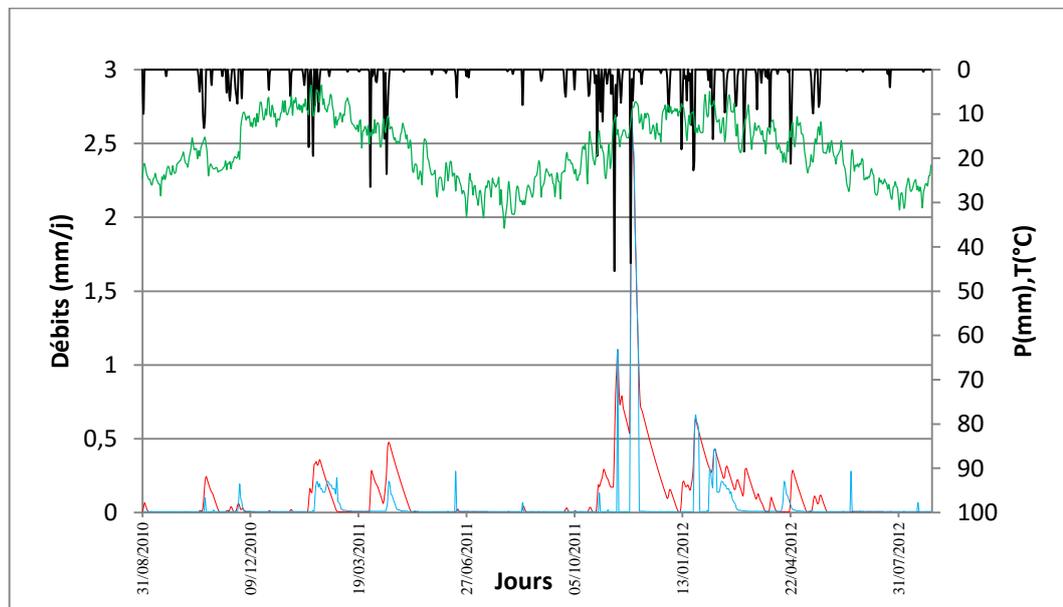


Figure IV.5: Visualisation de la qualité de la validation

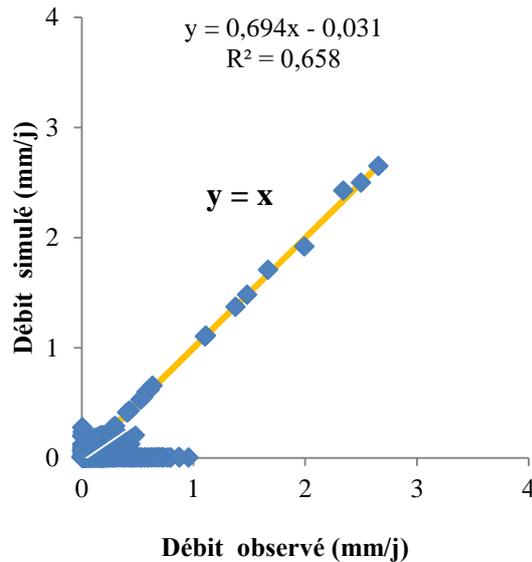


Figure IV.6 : Corrélation entre Q sim – Q obs

Pour mieux cerner la performance du modèle HBV Light, nous avons essayé d'employer le modèle GR4J pour une comparaison des résultats. Pour ce faire, nous essayerons d'analyser les valeurs des critères de Nash et celle des coefficients de corrélation. 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.

### IV.3. Application du modèle GR4J

Le modèle GR4j est, quant à lui, 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 sont au nombre de quatre (04),

Le modèle GR4J contient deux réservoirs, un de routage et un réservoir sol (production).

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 d'Oudin (mm) et des débits journaliers observés exprimés en lames d'eau écoulées (mm).

Les données utilisées correspondent à la période 01/09/2006 – 31/08/2012.

#### a. Calage du modèle

Nous avons procédé aux changements des valeurs des paramètres X1, X2, X3 et X4 du modèle entre les valeurs limites proposés par le Cemagref :

X1 : comprise entre 100 et 1200 (mm),

X2 : comprise entre -5 à 3,

X3 : comprise entre 20 à 300 (mm),

X4 : comprise entre 1.1 à 2.9 (j).

Les résultats du calage, coefficient de détermination  $R^2$ , et les critères de performance sont représentés dans le tableau suivant :

Tableau VI.5: Représentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR4J

ETP Oudin	Critères	Station de Sebdou
	X1	445.86
	X2	0.72
	X3	29.96
	X4	2.9
	Nash %	75.71
	Bilan %	113.9
	R <sub>0</sub>	0.7
	S <sub>0</sub>	0.6
	R <sup>2</sup>	0.599
	ε	0.1
	EQM	0.3
	C2M	-1.03
	CB%	73.99

X1 : Capacité du réservoir de production (mm),

X2 : Paramètre d'échange (mm),

X3 : Capacité du réservoir de routage (mm),

X4 : Délai (jours),

R<sub>0</sub> : Capacité du réservoir de routage (max. : 60mm).

R<sup>2</sup> : Coefficient de corrélation.

Les résultats obtenus par le modèle GR4J (tableau IV.5) reflètent la faculté du modèle à représenter les débits observés dans de bonnes conditions. Avec une valeur de Nash supérieur à 70%, un coefficient de corrélation  $R=0.77$  (Fig.IV.7.b), un bilan assez équilibré égale à 113.9% , un critère de bilan de 73.77 % et une bonne coïncidence des deux courbes, celle des débits simulés et calculés (Fig. IV.7.a), nous pouvons dire que le modèle est assez bien calé.

Pour les paramètres du modèle les valeurs X<sub>1</sub>, X<sub>3</sub> et X<sub>4</sub> respectent les bornes de l'intervalle de confiance. Dès l'arrivée de la pluie au sol, l'eau ruissèle ou s'infiltré, pour être stockée au niveau du réservoir de production. La valeur du paramètre d'échange (X<sub>2</sub>) est positive, le modèle simule donc une perte d'eau dû vraisemblablement à la lithologie du terrain qui est majoritairement karstique et privilégie l'infiltration sur l'écoulement.

L'allure des courbes des débits observés/simulés reproduit bien les impulsions des pluies qui produisent les débits écoulés (Fig.IV.7.a). La simulation des débits en période de crue semble sous-estimer parfois les débits observés.

La variabilité journalière de l'écoulement est importante, elle se traduit dans le modèle par le niveau du réservoir de production qui varie entre 0.071 mm - 0.61 mm, et la capacité du réservoir de routage qui varie entre 0.29 mm - 0.848 mm (Fig.IV.7 c & d).

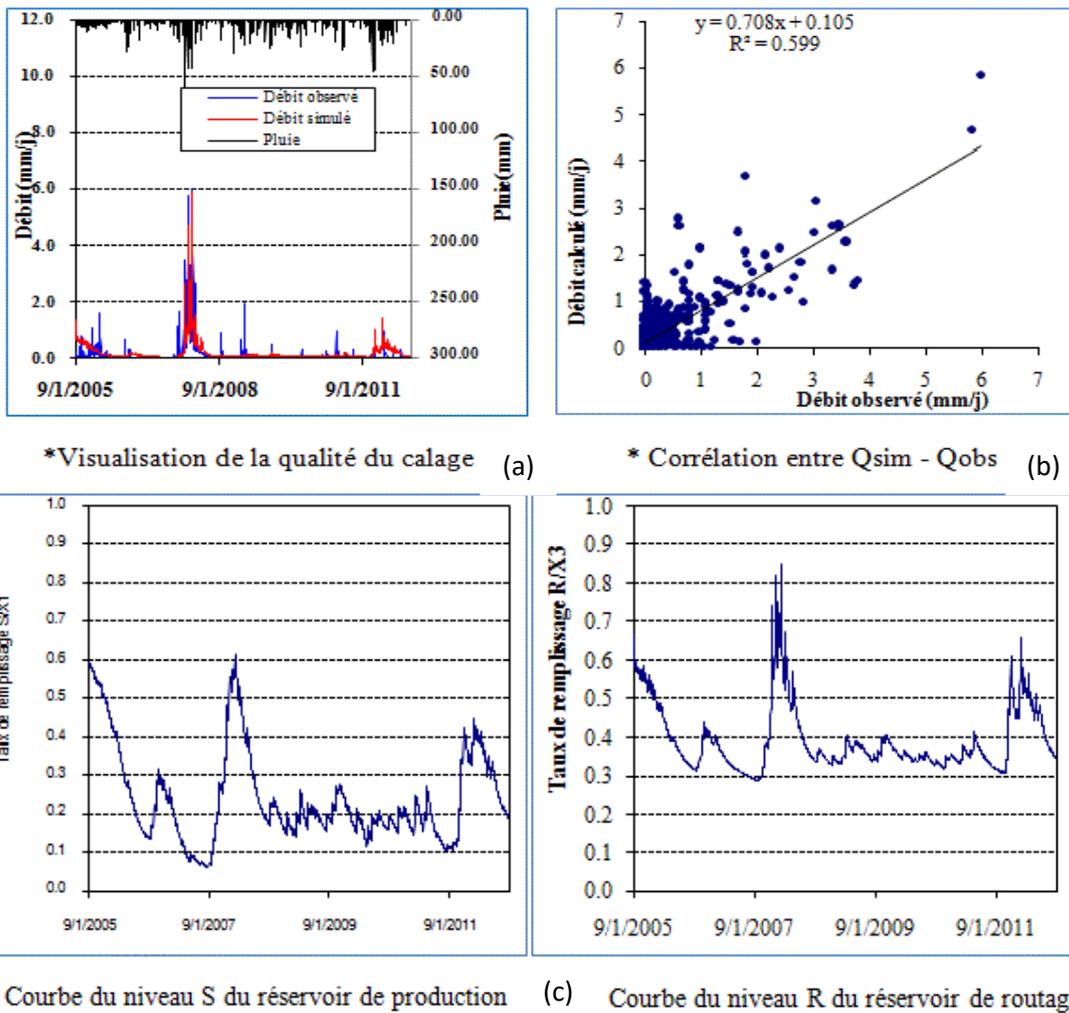


Figure IV.7: Résultats du calage du modèle GR4J

**b .Validation du modèle**

Pour la validation nous avons utilisé de nouvelles données des précipitations et d'évapotranspiration correspondant à l'année (2010/2011-2011/2012) et qui n'ont pas été utilisées lors du calage.

Le Tableau ci-dessous montre les variations du coefficient de corrélation.

Tableau IV.6 : Coefficient de corrélation entre les débits simulés et calculés au cours de la validation.

Données journalières	Coefficient de détermination (R²)	Nash %
O. Sebdou	0.394	37.66

Le coefficient de Nash étant 37.66 % et le coefficient de corrélation de 0.63, les résultats de la validation sont médiocres confirmant la variabilité et l'irrégularité du régime des précipitations entre la phase de calage et celle de la validation (Fig.IV.8).

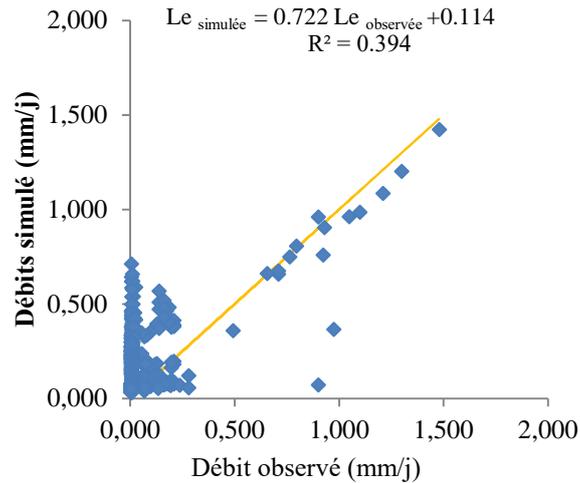


Figure IV.8: Validation de modèle GR4J

#### IV.4. Comparaison des performances du modèle HBV Light et GR4J

Selon (Perrin, 2000) le travail de comparaison entrepris a pour but d'évaluer les forces et les faiblesses des modèles existants, afin d'identifier les points essentiels de la construction d'un modèle qui permettent d'obtenir une bonne représentation du comportement hydrologique du bassin.

Il existe aujourd'hui un grand nombre de modèles mathématiques de simulation de la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant, parmi lesquels, nous trouvons les modèles conceptuels ou empiriques globaux qui représentent le lien entre la pluie et le débit par des agencements variés de réservoirs et de fonctions mathématiques simples. Ces modèles correspondent à des idées variées de modélisateurs sur la façon de représenter le comportement du bassin versant.

Dans cette partie, nous essayerons de faire une étude comparative entre les résultats obtenus par le modèle HBV Light et ceux du GR4J.

Le modèle HBV Light peut être utilisé soit d'une manière globale ou semi-distribuée, il utilise les précipitations, les débits, les températures journalières et l'évapotranspiration moyenne mensuelle comme entrée.

Les entrées du modèle HBV sont définies par le fichier **PTQ** (pluie, température, et débits); le fichier **Evap** (évapotranspiration).

La complexité du modèle HBV Light et sa structure sur-paramétré, son application est basée sur la connaissance large de l'utilisateur, car c'est un modèle difficile à maîtriser vu sa pertinence que se soit en données ou en sorties. L'utilisateur doit avoir des connaissances vastes dans le domaine informatique tel que, le langage FORTRAN et les tableurs comme EXCEL au moment du traitement des données du tableur vers le fichier de données et réciproquement au moment de l'importation des résultats (OUTPUT).

D'autre part le modèle GR4J comprend un seul fichier de données : précipitations, débits et l'évapotranspiration journalière pour des bassins versants de superficie globale pour la simulation des débits.

Le nombre de paramètres de calage, plus important pour HBV light (15) que pour GR4J (4).

Les résultats obtenus par les deux modèles sont synthétisés dans le Tableau IV.7:

Tableau IV.7: Résultats du modèle HBV light et GR4J

	Critères	HBV Light	GR4J
<b>Calage</b>	Nombres de paramètres de calage	15	4
	Nash %	83.49	75.71
	R <sup>2</sup>	0.845	0.599
	ε	-0.01	0.1
	EQM	0.157	0.3
	C2M	0.72	-1.03
	CB%	87.04	73.99
	<b>Validation</b>	Nash %	43.83
R <sup>2</sup>		0.658	0.394

D'après le tableau IV.7, les coefficients de détermination obtenus lors du calage entre les débits simulés et observés des deux modèles, présentent une différence large. En effet, la corrélation définit une bonne similitude entre les débits observés et les débits calculés pour le code HBV Light avec un  $R_{HBV\ Light} = 0.92$  et un  $CB_{HBV\ light} = 87.04\%$ , alors qu'il n'est que de 0.77 pour le GR.

Les modèles simulent bien les débits, ils n'ont pas produit beaucoup d'erreurs systématiques en termes de surestimation ou de sous-estimation.

Lors de la validation, les valeurs des coefficients de détermination se dégradent surtout pour le. Modèle GR4J, cette dégradation est due à la difficulté rencontrée par le modèle à reconstituer les débits simulés.

Cette dégradation du coefficient de détermination est causée aussi par l'extrême valeur des précipitations 658.9 mm enregistrée en 2007-2008 (cf chapitre III, fig.III.2) qui marque une valeur importante alors qu'en cette période la série est déficitaire.

Il en est de même pour le coefficient de Nash qui est plus important pour le HBV que pour le GR4J.

Aussi si l'on compare les autres critères d'évaluation des deux modèles, nous remarquons que le HBV présente de meilleurs résultats par rapport à ceux du GR.

### IV.5. Modèle annuel GR1A

Pour mettre en évidence l'effet du pas de temps sur les résultats de la simulation, nous tenterons d'appliquer le GR1A et GR2M.

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

Dans cette étude, pour prédire le débit à une année donnée, nous utilisons à l'entrée du modèle des valeurs de 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.

#### a. Calage du modèle

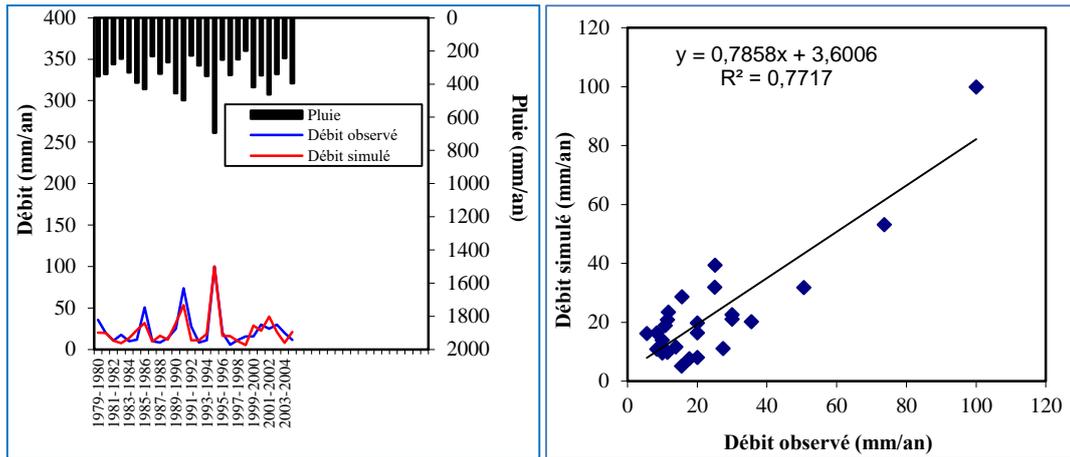
Le calage du modèle a été réalisé après le passage par un certain nombre de simulations. Nous avons procédé au calage du paramètre X du modèle en appliquant des changements sur ce dernier en commençant comme point de départ par une valeur fixée à 0.13 et la faisant accroître successivement avec un intervalle 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 égal ou supérieur à 70% (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 données utilisées sont relatives aux périodes (1980/1981-2003/2004) mesurés au niveau de la station de Sebdou.

Les résultats du calage sont présentés dans le Tableau IV.8.

Tableau IV.8: Représentation des résultats du calage GR1A.

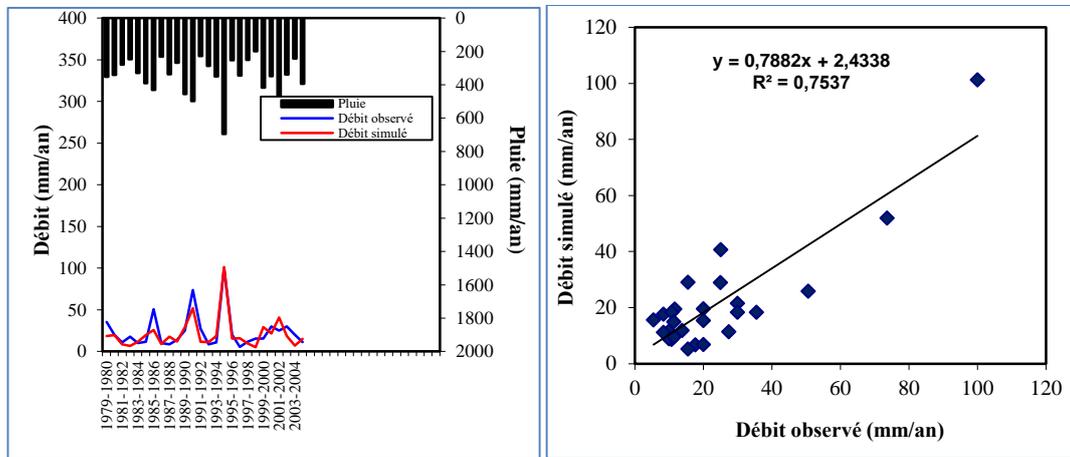
Données annuelles	ETP (Turc)							
	X1	Nash	Bilan	R <sup>2</sup>	ε	EQM	C2M	CB
O. Sebdou (1980-1981/2003-2004)	1.01	80.8%	97.7	0.771	-1.93	0.4	-1.03	102.33%
	ETP (Thornthwaite)							
	X1	Nash	Bilan	R <sup>2</sup>	ε	EQM	C2M	CB
	1.15	78.3%	94.3	0.753	-2.85	0.5	-1.03	105.65%



Visualisation de la qualité du calage (a)

Corrélation entre Q sim – Q obs (b)

Figure IV.9 : Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l’ETP de Turc.



Visualisation de la qualité du calage (c)

Corrélation entre Q sim – Q obs (d)

Figure IV.10: Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l’ETP de Thornthwaite.

➤ **Interprétations des résultats du calage**

A partir des valeurs des coefficients de détermination, les valeurs du critère de performance obtenues sont bonnes, le critère de Nash est compris entre (Q) = 78.3 % et 80.8 % (tableau IV.8).

Le bilan est assez équilibré, il est de 97.7 % pour la méthode de Turc. Toutefois, l'évapotranspiration résultante de la formule de Turc de donne de meilleurs résultats que celle de Thornthwaite.

Le coefficient de correction de l'évapotranspiration  $X1 > 1$ , ce qui nous laisse penser que l'évapotranspiration est importante. Il traduit aussi les échanges avec des nappes profondes d'où une infiltration souterraine vers l'alimentation des nappes tout au long de l'oued.

### b. Validation du modèle GR1A

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 (2005-2012).

Le Tableau VI.9 et la figure IV.11, donnent les variations du coefficient de corrélation entre le Q simulé – Q observé relatifs à l'utilisation des ETP de Turc et Thornthwaite dans le modèle GR1A

Tableau IV.9: Résultats de la validation du modèle GR1A

Données annuelles	Coefficient de détermination (R <sup>2</sup> )	
	ETP (Turc)	ETP (Thornthwaite)
O.Sebdou	0.6469	0.644

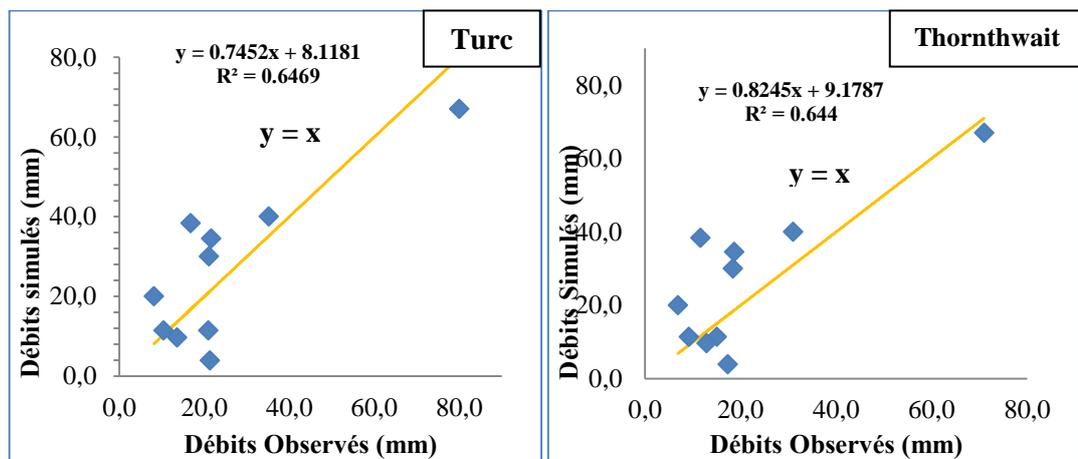


Figure IV.11: Validation du modèle GR1A (2004-2012)

A partir du tableau IV.9 et la figure IV.11, la validation du modèle GR1A, obtenue par l'utilisation des ETP de Turc et Thornthwaite donne des valeurs de coefficients de corrélation (R) acceptables supérieurs à 80%, cela traduit la bonne performance du modèle GR1A appliquée à Oued Sebdu.

### IV.6. Modèle mensuel GR2M

Le modèle GR2M a été élaboré au Cemagref sur un ensemble de bassins français (Makhlouf, 1994). La particularité de ce modèle réside dans sa simplicité ainsi que dans le nombre relativement faible de ses paramètres. Ce modèle « conceptuel global » de simulation de débits fonctionne au pas de temps mensuel et comporte deux paramètres X1 et X2 dont les valeurs sont déduites d'une période d'apprentissage durant laquelle sont comparés les débits observés et ceux calculés par le modèle grâce à la seule connaissance des pluies et de l'évapotranspiration potentielle de chaque mois. A travers ces valeurs, on vise bien sûr à réduire l'écart entre débits observés et débits calculés.

Quatre données d'entrées alimentent la modélisation, les données du terrain (capacité en eau du sol), les données motrices du cycle de l'eau (P (mm) et ETP (mm)), et les débits exprimés en lames d'eau écoulées mensuelles en mm relatives à la période 1980/1981-2011/2012 de la station de Sebdu.

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).

#### a. Calage du modèle

Dans ce cas, nous avons cherché à caler les deux paramètres X1 et X2 du modèle jusqu'à l'obtention des valeurs optimum des coefficients de détermination et du critère de Nash. La période choisie pour le calage est celle comprise entre Septembre 1980 à Mai 1997.

D'après les valeurs du critère de performance et les coefficients de détermination obtenus par les deux formules de l'ETP (Turc et Thornthwaite), ainsi que la bonne superposition des courbes des débits observés et les débits simulés (Tab. IV.10, fig. IV.12 & IV.13), nous pouvons dire que le modèle est assez bien calé, toutefois l'évapotranspiration résultant de la formule de Thornthwaite donne un meilleur résultat que celle de Turc.

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 de réservoir de production.

La capacité du réservoir de production (S) est assez modérée. Elle varie selon l'ETP de Thornthwaite, entre 56.66 – 426.89 mm, et 35.41 - 349.41 mm (Turc).

De même, la capacité du réservoir de routage est aussi assez faible entre 2.48 - 25.15 mm (Thornthwaite) et entre 2.88 - 25.07 mm (Turc), qui peut expliquer un échange avec les formations adjacentes.

Tableau IV.10: Résultats du calage de GR2M.

Paramètres	ETP (Thornthwaite)	ETP (Turc)
X1	992.27	820.57
X2	0.9001	0.943
Nash%	72.5	70.75
Bilan%	104.3	131.3
S <sub>0</sub>	496.14	410.29
R <sub>0</sub>	30	30
R <sup>2</sup>	0.891	0.865
ε	0.4	0.2
EQM	1.2	1.2
C2M	-1.03	-1.03
CB	60 .65%	68.20%

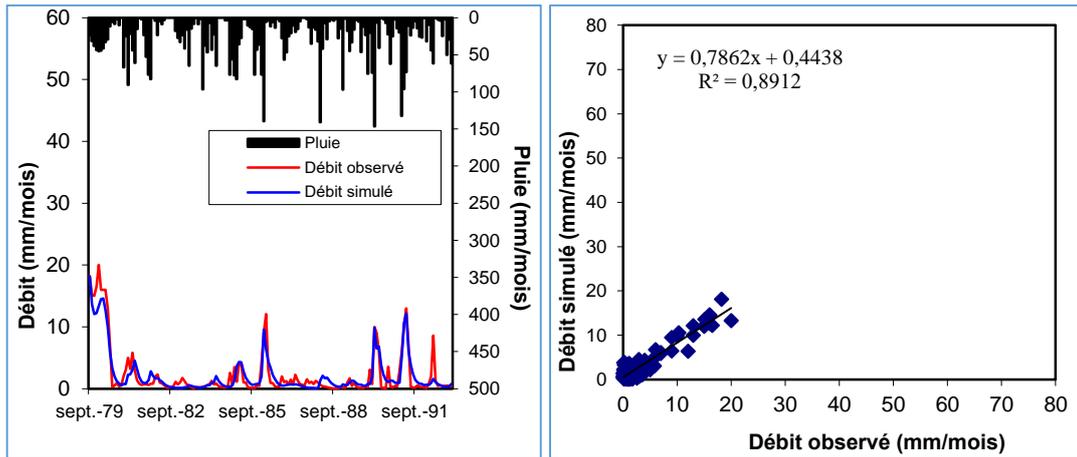
**X1** : Capacité du réservoir de production (mm),

**X2** : Paramètre d'échange (mm),

**S<sub>0</sub>** : Niveau de remplissage initial (max: X1 mm)

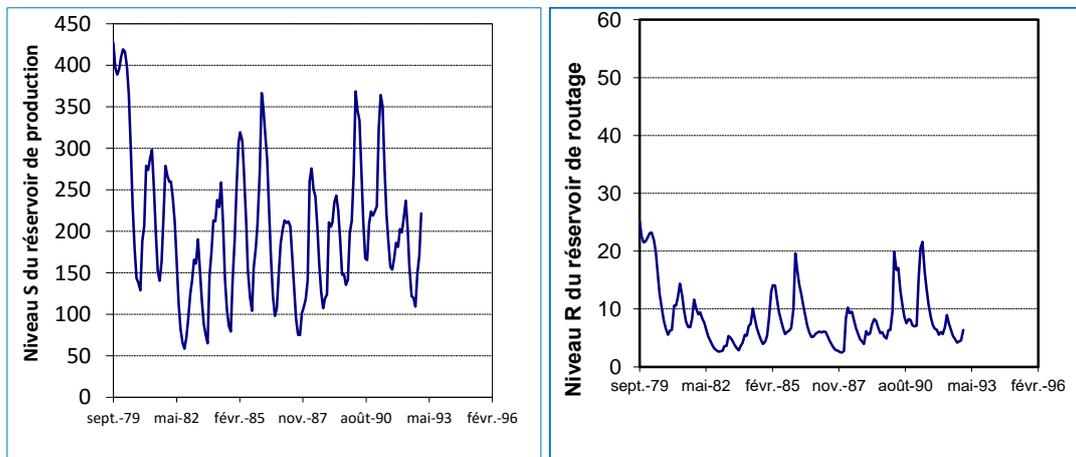
**R<sub>0</sub>**: Niveau de remplissage initial (max. : 60mm),

**R<sup>2</sup>** : Coefficient de détermination.



\*Visualisation de la qualité du calage (a)

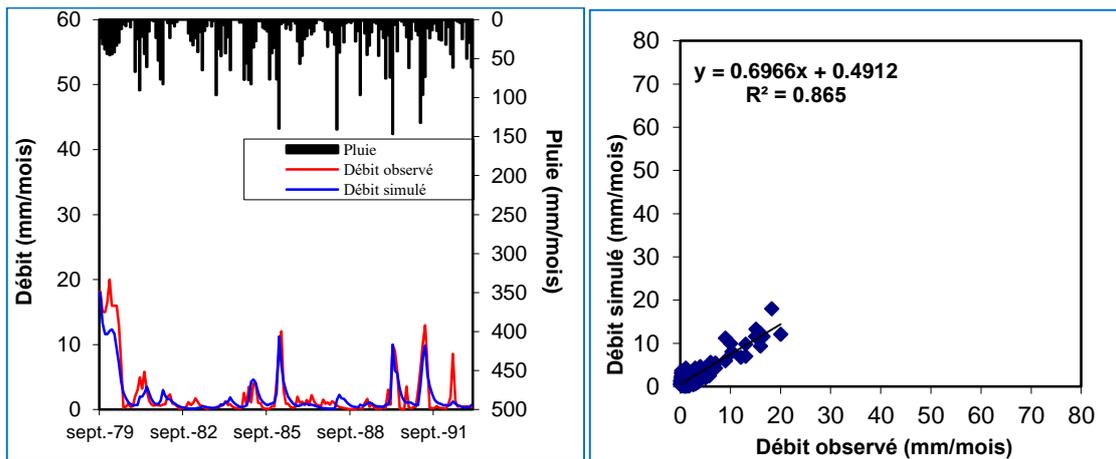
\* Corrélation entre Qsim – Qobs (b)



\* Courbe du niveau S du réservoir de production (c) .

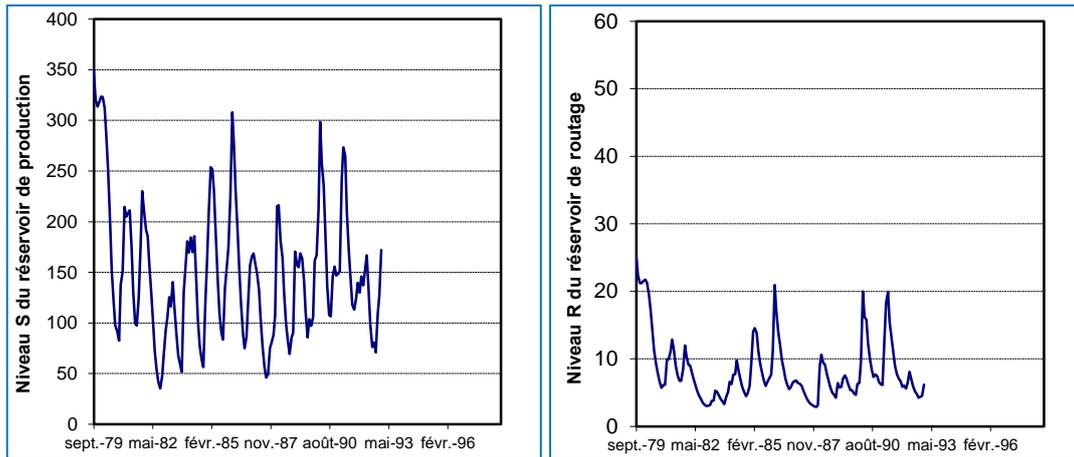
\* Courbe du niveau R du réservoir de routage.(d)

Figure IV.12 : Résultats du calage du modèle **GR2M (ETP deThornthwaite)**



\*Visualisation de la qualité du calage (a)

\* Corrélation entre Qsim – Qobs (b)



\* Courbe du niveau S du réservoir de production.(c) \*Courbe du niveau R du réservoir de routage.(d)

Figure IV.13: Résultats du calage du modèle GR2M (ETP de Turc).

**b. Validation du modèle GR2M**

Pour la validation nous avons utilisé de nouvelles données des précipitations et d'évapotranspirations correspondant à la période (Juin 1997/Aout 2012) et qui n'ont pas été utilisées lors du calage.

Les résultats de coefficient de détermination par la méthode de Turc et Thornthwaite sont représentés dans le Tableau IV.11.

Tableau IV.11: Résultats de la validation du modèle GR2M

Données annuelles	Coefficient de détermination (R <sup>2</sup> )	
	ETP (Turc)	ETP (Thornthwaite)
O.Sebdou	0.756	0.765

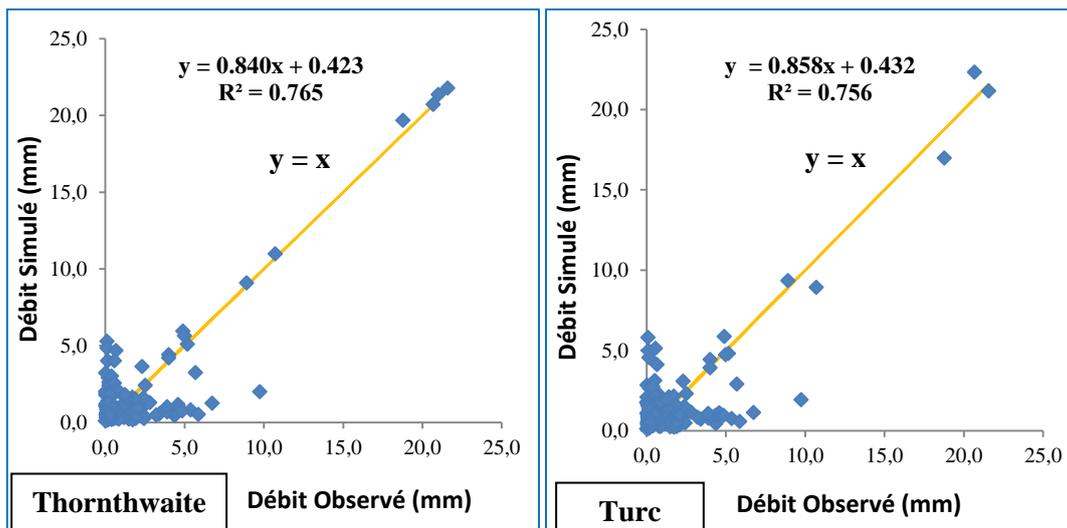


Figure IV.14 : validation du modèle GR2M

Selon les résultats obtenus du coefficient de corrélation R=0.86 pour Turc et R=0.87 pour la méthode de Thornthwaite. Toutefois ce dernier donne un meilleur résultat que celui de Turc.

### IV.7. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons tenté de modéliser le comportement hydrologique du bassin versant d'Oued Sebdou par utilisation de deux modèles conceptuels globaux : le modèle HBV Light élaboré par le SMHI (Institut Suédois de Météorologie et d'Hydrologie) au pas de temps journalier et le modèle du Génie Rural (GR) développé par le Cemagreff. Les critères que nous avons utilisés pour mesurer l'efficacité de notre travail sont : le coefficient de Nash (NASH), le rapport du Bilan (Bilan), le calcul de l'erreur du bilan, la représentation graphique du débit de sortie et la corrélation entre le débit calculé et le débit observé.

Ces critères ont mis en évidence que le HBV donnent de meilleurs résultats par rapport au GR dû probablement au nombre de critères de calage plus nombreux dans le deuxième modèle.

# CONCLUSION GENERALE

---

### Conclusion générale

L'objectif de cette étude est celui d'effectuer une étude de modélisation hydrologique Pluie-débit du bassin versant de l'Oued Sebdou affluent de la Tafna-situé au Nord ouest algérien.

Tout d'abord, nous avons consacré la première partie du travail à la caractérisation des principaux facteurs physico-géographiques agissant sur l'écoulement.

L'étude morphométrique, nous a permis de caractériser la forme, les altitudes moyennes et les altitudes les plus fréquentes de notre bassin. La superficie et le périmètre stylisé. Elle a permis de quantifier des paramètres tels que : le coefficient de compacité, la densité de drainage etc....

Le bassin de l'Oued Sebdou a une forme moyennement allongée qui est en faveur d'un temps de concentration des eaux de crues assez lent à son exutoire.

L'étude géologique et structurale a été fondée sur les travaux de Doumergue (1910), Benest (1982), Auclair et Biehler, 1967, Baba-Hamed & Kerzabi, 1991. La description montre que la région de Sebdou est formée essentiellement par des terrains karstiques affleurant dans le bassin étudié (calcaire, marne et dolomie).

De l'étude hydro-climatique, il ressort que le bassin est caractérisé par une saison pluvieuse en Hiver, et sèche en Eté avec une moyenne de 371.4 mm/an (1974/1975-2014/2015), L'étude statistique met en évidence l'ajustement de la série à une loi Normale.

Deux saisons sont à distinguer :

- Saison humide, qui va s'étendre d'Octobre à Avril, avec des pluies irrégulières,
- Saison sèche, de Mai à Septembre, où la pluviométrie est relativement faible.

La moyenne des températures est de 17.8 °C, le régime thermique est caractérisé par des amplitudes annuelles assez fortes qui permettent d'accentuer le phénomène de l'évapotranspiration.

L'évapotranspiration réelle est de 356.7 mm/an.

L'étude hydrologique, reflète un régime d'écoulement irrégulier d'une moyenne de 35.4 mm lié à l'irrégularité du régime pluvial.

L'étude statistique des lames d'eau écoulées met en évidence l'ajustement de la série à une loi Log-Normale.

La modélisation : Nous avons choisi pour notre bassin versant le modèle conceptuel global HBV Light fonctionnant au pas de temps journalier, les paramètres d'entrées sont les précipitations, température, débit définis par le fichier PTQ et l'évapotranspiration. Par la suite le HBV a été comparé au modèle GR4J .

## Conclusion générale

---

Pour le **HBV Light**, en phase de calage, les valeurs du critère de performance sont acceptables, le critère de Nash est de 83.49 % , le critère du bilan est de 87.04 le coefficient de corrélation entre les lames écoulées mesurées et calculées, correspond à une valeur de 0.92,

Dans la phase de validation, il y a une dégradation dans les valeurs des paramètres d'optimisation, avec une valeur de Nash égale à 43.83 % et un coefficient de détermination  $R = 0.81$ . Ceci peut s'expliquer par l'irrégularité des précipitations d'un jour à l'autre et surtout de l'état du sol (saturation et occupation) et des conditions géologiques.

Pour le **GR4J**, le critère de Nash est de 75.71 %, le bilan est équilibré, avec une valeur de 113.9 %. De même, le critère de bilan 73.99 %, le coefficient de corrélation entre les lames d'eau écoulées mesurées et calculées, est moyen d'une valeur de 0.77.

Pour la validation de modèle les résultats sont médiocres, le critère de Nash est de 37.66 % et le coefficient de corrélation de 0.63 qui confirment la variabilité et l'irrégularité du régime des précipitations entre la phase de calage et celle de la validation. En effet, le GR4J présente l'inconvénient de ne pas répondre lorsqu'il s'agit de perturbation du régime des précipitations et des écoulements.

L'analyse des deux modèles et à titre comparatif , nous pouvons conclure que le **HBV Light** donne un meilleur résultat par rapport au **GR4J**, ceci peut s'expliquer par le nombre de paramètres de calage de chaque modèle (HBV light (15) et GR4J (4)).

Pour le **GR1A**, les valeurs du critère de Nash obtenues sont bonnes, elles sont comprises entre 80.8 % (Turc) et 78.3 % (Thornthwaite), le bilan est assez équilibré, il est de 97.7 % pour la formule de Turc. Toutefois, l'évapotranspiration résultante de la formule de Turc donne de meilleurs résultats que ceux donnés par la formule de Thornthwaite .

Pour le coefficient de corrélation  $R$ , il varie entre 0,88 pour la méthode Turc et de 0,86 pour la méthode de Thornthwaite.

Pour le **GR2M**, les valeurs du critère de Nash obtenues sont bonnes, elles sont comprises entre 70.75 % (Turc) et 72.5 % (Thornthwaite). Le bilan est assez équilibré, il est de 131.3% pour la formule de Turc et de 104.3 pour la formule de Thornthwaite. Toutefois, l'évapotranspiration résultante de la formule de Thornthwaite donne un meilleur résultat que celui donné par Turc.

Le coefficient de corrélation  $R$ , est de 0.93 pour la méthode Turc, et de 0.94 pour la méthode de Thornthwaite.

La validation des modèles a donné de bons résultats, confirmant le bon calage du modèle.

## Conclusion générale

---

En guise de conclusion, nous conseillons d'adopter le modèle HBV Light pour la prédiction des débits à l'exutoire du bassin pour une meilleure gestion de l'eau.

Nous proposons aussi, dans le futur, d'utiliser un modèle spatialisé qui prendra en compte les sous unités hydrographiques.

## REFERENCES 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
- AUCLAIR D. et BIEHLER J. (1967)** – Etude géologique des Hautes Plaines Oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publ. Serv. Géol. Algérie, nlle ser. N° 34, p. 45, 4 fig., Pl. I-VI*
- AZIZ H. (2014)** – Application de quelques traitements statistique aux données hydrochimiques de la nappe alluviale du fossé de Sebdou (NORD- OUEST D'ALGERIE). *Mém. De master, univ. Tlemcen,* 104 p.
- 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. & 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 1et 2, 424 p., 154 Fig., 61 Tab., 5 pl., 15 ph.h.t.*
- 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.
- BOUANANI A. (2004)** – Hydrologie, Transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérien). *Thèse de Doctorat d'état, Univ. Tlemcen,* 250 p., 81 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.
- 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
- BOUDAHRAA H. (2007)**. Modélisation pluie - débit à base géomorphologique en milieu semi-aride rural Tunisien : Association d'approches directe et inverse. *Thèse de Doctorat, Univ. 7 novembre Carthage (Tunisie),* 227 p., 129 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.
- BOUREK R. (2010)**. Modélisation pluie – débit. Application au bassin versant de la Mactaa (NW Algérien). *Mém. Magister, Univ. Tlemcen,* 118 p
- CHKIR N (1994)**. Mise au point d' un modèle hydrologique conceptuel intégrant l' état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. *Thèse de Doctorat, l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées de Paris,* 327p.
- COLLIGON B (1986)**. *Hydrogéologie appliquée des aquifères des monts de Tlemcen (Algérie)*. Thèse de doctorat, Univ, Avignon, 293P.

**ESTUPINA B 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.

**GAUME E. (2002)**. Un parcours dans l'étude des phénomènes extrêmes en hydrologies. Mém. H.D.R., Ecole National des Ponts et Chaussées. 269 p

**GHERISSI R. (2012)**. Hydrologie et modélisation pluie-débit. Cas du bassin versant de l'Oued Lakhdar (ex : Chouly) Tafna (NW-Algérien). Mém. Magister, Univ. Tlemcen, 156 p  
**GOURZOU A.(2013)** – l'hydraulique au pluriel , 548p

**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)**.éléments d' hydrologie de surface ,Univ Nice Sofia antipolis,188p

**MADSEN H. (2000)** – Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology* 235 pp.276-288.

**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

**MARCHANDISE A. (2007)**- Modélisation hydrologique distribuée sur le gardon d'Anduze : étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques. *Thèse de Doctorat*, Univ. Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc, 214 p., 26 fig

**MOUELHI S. (2003)** – Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. *Thèse de Doctorat*, *ENGREF*, Cemagref (Antony), France, 323 p., 134 fig.

**ODDOS A.(2002)** - Intérêt d'une approche semi-distribuée par rapport a une approche globale en modélisation pluie-débit. Mém DEA,ENGEES,Cemagref 96p

**UDIN .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.

**PERRIN C. (2002)**- Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. *La Houille Blanche (6/7)*, pp. 84-91.

**RAHMANI S.** 2012. Application du modèle hydrologique GR au bassin versant de la haute Tafna a Beni Bahdel (NW- Algérien). Mém. Ing. Univ. Tlemcen, 111 p.

**THOMAS, G., (1985)**, Géodynamique d'un bassin intra-montagneux, le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire, Thèse d'Etat, Univ. Pau, 594 pp.

## Résumé

Occupant une superficie de 255.5 Km<sup>2</sup>, le bassin versant d'oued Sebdou situé au Nord ouest algérien et affluent de la Tafna, jouit d'un climat semi aride.

Le bassin a fait l'objet d'une modélisation pluie-débit par l'utilisation du modèle conceptuel global HBV Light. Il a une forme allongée, présente des pentes parfois prononcées et une lithologie favorisant l'écoulement.

La mise au point d'un modèle hydrologique conceptuel pluie-débit, a permis d'identifier les tendances dans la relation pluie-débit du bassin versant. Les résultats de cette étude sont satisfaisants.

En dernier, nous avons tenté une comparaison entre le HBV Light et le GR4J pour montrer la performance du premier modèle.

**Mots clés :** Bassin versant, oued Sebdou, modélisation pluie-débit, HBV Light, GR4J, performance.

---

## Abstract

Occupying an area of 255.5 km<sup>2</sup>, the Sebdou wadi watershed located in northwestern Algeria and tributary of the Tafna, enjoys a semi-arid climate. The basin was subjected to a rainfall-flow modeling using the HBV Light global conceptual model.

It has an elongated shape, sometimes pronounced slopes and lithology favoring flow.

The development of a conceptual hydrological rainfall-flow model has identified trends in the rainfall-discharge relationship of the watershed. The results of this study are satisfactory.

Lastly, we tried a comparison between the HBV Light and the GR4J to show the performance of the first model.

**Key words:** Catchment area, wadi Sebdou, rainfall-flow modeling, HBV Light, GR4J. Performance.

---

## الملخص

يستحوذ الحوض الهيدروغرافي لواد سبدو الواقع في شمال غرب الجزائر و روافد تافنا على مساحة تقدر ب 255,5 كلم<sup>2</sup> و هو يتمتع بمناخ الشبه جاف.

الهدف من هذه الدراسة هو تطوير النموذج مطر - تدفق باستخدام النموذج المفاهيمي الشامل HBV light الحوض له شكل ممدود, يتميز بوجود منحدرات بارزة, و الصخور التي تسهل الجريان. قد حدد تطوير النموذج المفاهيمي الشامل العلاقة بين المطر و التدفق للحوض وكانت النتائج مرضية. في الأخير, حاولنا المقارنة بين النموذج HBV Light و النموذج GR4J لإظهار أداء النموذج الأول.

## الكلمات المفتاحية

الحوض الهيدروغرافي , واد سبدو , التّمنجة , مطر - تدفق , HBV Light , GR4J.