

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique

جامعة سعد دحلب - البلدية 1-

Université SAAD DAHLEB –BLIDA 1-



Faculté de Technologie

Département des Sciences de l'Eau et Environnement

MÉMOIRE

Projet de Fin d'Études

Pour l'obtention du diplôme de Master en Hydraulique

Option : Ressources Hydrauliques

Thème :

MODÉLISATION PLUIE-DÉBIT PAR LE MODÈLE CONCEPTUEL
GR2M: CAS DU BASSIN VERSANT DE L'OUED ZEDDINE

Présenté par : **BENDAOUD hadjer**

Devant le jury :

- | | |
|-------------------------------|-------------------|
| - BOUZOUIDJA SOUAD | Président |
| - BENZINEB KHADIDJA | Examineur |
| - HADDAD ALI | Examineur |
| - TAÏBI-FEDDAL Sabrina | Promotrice |

Promotion 2017/2018

ملخص

كل نقطة من المجرى المائي تجعل من الممكن تحديد مستجمعات المياه، والتدفقات الملاحظة في هذه النقطة ترتبط ارتباطاً مباشراً بالتعرجات التي تقع على هذا الحوض. تنطوي المحاكاة الهيدرولوجية لمستجمعات المياه، التي يوصف بأنها تحول المطر إلى تدفق، على استخدام نموذج هيدرولوجي.

يهدف هذا العمل إلى تقييم أداء نموذج تدفق المطر GR2M لمحاكاة تدفق حوض Oued Zeddine الموجود في حوض Cheliff. إنها أيضاً مسألة اختبار حساسية النموذج لتغير المناخ. وأظهرت النتائج التي تم الحصول عليها معياراً جيداً للنموذج والتحقق من صحة والتي تقدم معيار ناش من 82٪، في حالة وجود سلسلة هطول الأمطار ثابتة. في حين أن النموذج غير فعال في حالة وجود سلسلة من الأمطار غير الثابتة، مما يدل على حساسيته لتغير المتوسط. ومع ذلك، لا تزال هذه النتيجة مؤكدة في مستجمعات المياه الأخرى.

Résumé

Chaque point d'un cours d'eau permet de définir un bassin versant, et les débits observés en ce point sont directement liés aux précipitations tombées sur ce bassin. La simulation hydrologique du bassin versant, décrite comme la transformation de la pluie en débit passe par l'utilisation d'un modèle hydrologique. Ce travail vise à évaluer les performances du modèle pluie-débit GR2M à simuler les débits du bassin d'Oued Zeddine situé dans le bassin du Cheliff. Il s'agit aussi de tester la sensibilité du modèle aux changements climatiques. Les résultats obtenus ont montré un bon calage du modèle et une validation qui présente un critère de Nash de 82%, dans le cas d'une série pluviométrique stationnaire. Alors que le modèle n'est pas performant dans le cas d'une série pluviométrique non stationnaire, ce qui montre sa sensibilité au changement de moyenne. Toutefois ce résultat reste à confirmer sur d'autres bassins versants.

Mots clés : bassin versant, modèle GR2M, tests statistiques

Abstract

Each point of a watercourse makes it possible to define a watershed, and the flows observed at this point are directly related to the precipitations fallen on this basin. The hydrological simulation of the watershed, describes as the transformation of rain into flow, involves the use of a hydrological model. This work aims to evaluate the performance of the GR2M rain-flow model to simulate the flows of the Oued Zeddine basin located in the Chelif basin. It is also a question of the model to climate change. The results obtained showed a good calibration of the model and a validation which presents a Nash criterion of 82%, In the case of a stationary rainfall series. While the model is not efficient in the case a series of non stationary rainfall, which shows its sensitivity to the change of average. However, this result remains to be confirmed in other watersheds.

Key words: catchment area, GR2M model, statistical tests.

Sommaire

Introduction générale.....	01
-----------------------------------	-----------

❖ Chapitre 1 : Synthèse bibliographique

1.1. Bilan hydrologique.....	03
1.1.1. Le cycle de l'eau.....	03
1.1.2. L'évaporation et évapotranspiration.....	04
1.2. Modélisation débit pluie.....	06
1.3. Objectifs de la modélisation pluie débit.....	07
1.4. Différentes approches de modélisation.....	07
1.5. Définition d'un modèle.....	08
1.6. Groupe de modèle.....	08
1.6.1. Les modèles physique.....	08
1.6.2. Les modèles mathématiques.....	08
1.6.2.1. Modèles stochastique.....	09
1.6.2.2. Modèle déterministes.....	09
1.6.2.2.1. Le modèle à base physique	09
1.6.2.2.2. Le modèle analytique	09
1.6.2.2.3. Les modèles empirique... ;.....	09
1.6.2.2.4. Les modèles conceptuels.....	09
1.7. Le choix du modèle.....	09
1.8. La mise en œuvre d'un modèle pluie-débit.....	10
1.9. Critères de calage des performances du modèle.....	10
1.10. Application des modèles pluie-débit sur les bassins versants de l'Algérie.....	12

❖ Chapitre 2 : Présentation de la zone d'étude

2.1. Situation géographique	13
2.2. Aperçu climatologique.....	13

2.3. Carte et courbe hypsométrique.....	14
2.3.1. Paramètres de forme.....	15
2.3. 2Réseau hydrographie.....	17
2.4. Cadre géologique et hydrogéologique	17

❖ Chapitre 3 : matériels et méthodes

3.1. Matériels.....	19
3.1.1. Base des données hydro climatologiques	19
3.1.2. Logiciels utilisés.....	20
3.1.2.1. XLSTAT.....	20
3.1.2.2. Hydrolab.....	20
3.1.2.3. Le solveur.....	20
3.1.2.4. Système d'information géographique.....	20
3.2. Méthodes.....	20
3.2.1. Tests d'homogénéisation.....	20
3.2.1.1. Test de Wilcoxon.....	21
3.2.1.2 Test de Mann Kendall.....	21
3.2.1.3. Test de pettitt.....	21
3.2.2. Analyse fréquentielle et ajustement des pluies.....	21
3.2.2.1. Test de khi2.....	22
3.2.2.2. Test de Kolmogorov-Smirnov.....	22
3.3. Modèle pluie débit GR2M.....	22
3.4. Bilan hydrologique.....	24

❖ Chapitre 4 : Résultats et interprétations

4.1. Critique et homogénéisation des données.....	26
4.2Caractéristique du régime pluviométrique	26
4.2.1. Variabilité annuelle des précipitations.....	26
4.2.2. Variabilité mensuelle des précipitations.....	29
4.3 .Caractéristiques du régime hydrométrique.....	32
4.3.1. Evolution des débits annuels.....	32
4.3.2. Relation pluie-lame d'eau écoulée.....	32
4.4. Analyse fréquentielle des pluies annuelles.....	34

4.5. Modélisation pluie-débit.....	37
4.5.1. Calage et validation : cas d'une série pluviométrique non stationnaire.....	38
4.5.2. Calage et validation : cas d'une série pluviométrique stationnaire.....	40
4.6. Le bilan hydrologique.....	42
Conclusion générale	44
Liste des figures.....	45
Liste des tableaux.....	46
Reference bibliographiques	47
Annexes	49

Introduction générale

L'eau est une ressource naturelle limitée (Agenda 21, 2003). La pénurie de l'eau dans le monde, et la gestion des ressources en eau constituent l'un des problèmes les plus cruciaux du 21ème siècle (Saidi, 2007). L'eau est indispensable à la vie de l'homme et à ses activités agricoles, industrielles et domestiques. Même, elle le décrit à toutes les époques de son développement politique, social, économique et technique (Teniere et al, 1997). Par ailleurs, l'eau est indispensable au fonctionnement des écosystèmes terrestres (Lajoie, 1999). Actuellement, loin d'être disponible en quantité et en qualité, l'eau demeure le centre des préoccupations sur les possibilités de développement et de la civilisation humaine.

La gestion de l'eau en Algérie constitue une préoccupation majeure du fait que les ressources disponibles soit en deca des besoins. La connaissance des ressources en eau est la condition nécessaire pour une bonne gestion. Les instruments de gestion sont un outil indispensable pour l'organisation des institutions juridique, économique et administratives de ladite gestion. L'Algérie septentrionale présente un climat semi-aride qui se caractérise par une forte irrégularité pluviométrique. D'une manière générale, les bassins versant sont imperméable, ce qui donne sur le plan des régimes hydrologiques une extrémité saisonnière et interannuelle des écoulements qui est accentuée par de longue période de sècheresse ainsi que des crues violentes et rapides, une érosion intense et des transports solides importants.

La prévention de ces catastrophes passe par l'alerte et donc par la prévision météorologique en premier lieu mais aussi par la modélisation hydrologique.

Chaque point d'un cours d'eau permet de définir un bassin versant, et les débits observés en ce point sont directement liés aux précipitations tombées sur ce bassin. A partir des observations faites en quantifiant la pluie tombée L'hydrologue ne dispose pas toujours des données d'une station de mesure des écoulements sur le point hydrographique auquel il s'intéresse. Le plus souvent, Il y a insuffisance de données de débits alors que les données pluviométriques sont généralement abondantes. Il apparaît donc nécessaire, en vue d'une meilleure gestion des ressources en eau par une connaissance plus précise des quantités d'eau disponible, de transformer les données pluviométriques en données hydrométriques. D'où l'intérêt de la modélisation pluie-débit basée sur l'utilisation de modèles simulant le fonctionnement d'un bassin versant. En hydrologie, la modélisation concerne généralement la relation pluie-débit C'est-à-dire que les modèles utilisent la pluie comme variable d'entrée et Calculent un hydrogramme en sortie du modèle.

C'est dans ce contexte que s'inscrit notre travail qui vise à évaluer les performances du modèle hydrologique GR2M (Mouelhi, 2006) à reproduire le fonctionnement du bassin d'oued

zeddine qui fait partie du grand bassin du Chellif. Ce modèle a déjà fait l'objet de nombreuses études dans les bassins Est et Ouest de l'Algérie par rapport au centre, d'où le choix de notre bassin.

Le présent travail s'organise comme suit :

CHAPITRE 1 : ce chapitre expose une revue bibliographie sur les modèles hydrologiques pluie-débit.

CHAPITRE 2 : ce chapitre présente les différentes caractéristiques du bassin d'oued zeddine.

CHAPITRE 3 : dans ce chapitre sont présentées les données et les outils de travail ainsi que les méthodes utilisées.

CHAPITRE 4 : dans ce chapitre il s'agit de mettre en évidence les résultats obtenus à l'issue de la modélisation pluie-débit.

Chapitre 1 : synthèse bibliographique

1.1. Bilan hydrologique

Le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant se manifeste par 3 grands types de processus:

- Processus de stockage/déstockage : dans le bassin, puisque l'eau sous ses 3 phases vapeur, liquide, solide peut y être plus ou moins retenue dans différents réservoirs.
- processus de transfert aux limites du bassin, puisque des flux d'eau peuvent être échangés entre le bassin et son environnement :

Verticalement, à travers la couche limite atmosphérique précipitations, évapotranspiration

Latéralement, par advection de vapeur d'eau dans la couche limite de surface, ou par des écoulements souterrains entre bassins voisins.

- processus de transformation interne, puisque l'eau présente dans le bassin peut y subir des changements de phase: condensation liquide ou solide de la vapeur d'eau, vaporisation ou congélation de l'eau liquide.

1.1.1. Le cycle de l'eau

La notion de cycle hydrologique englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement Des eaux sur la terre, leur circulation leur distribution leurs propriétés chimique et physique.

Cette définition n'implique que les mécanismes régissant le cycle hydrologique Surviennent conjointement. Le cycle hydrologique n'a donc ni commencement, ni fin.

Les études hydrologiques englobent celles :

Des précipitations

De l'évaporation

De l'infiltration

Des écoulements de surface

Des eaux souterraines

➤ les précipitations

Ce sont l'ensemble des eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...).

Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression .la précipitation comprend toutes les forme d'humidité tombent de l'atmosphère a la surface de la terre, la source

primaire est la vapeur d'eau qui transforme en liquide lorsqu'elle atteint le point de rosée par refroidissement ou augmentation de pression.

1.1.2. L'évaporation et évapotranspiration

Les termes évaporation et évapotranspiration désignent tous deux au départ des pertes en eau par retour direct à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. Ces pertes comportent l'évaporation des nappes d'eau libre, lacs, cours d'eau, du stockage de surface dans les cavités naturelles de sol, l'évaporation de l'eau contenue dans le sol et la transpiration des végétaux.

Les facteurs conditionnels de l'évaporation sont assez nombreux. Ceux de l'évapotranspiration le sont bien davantage. Nous retiendrons les suivants :

- La température de l'air.
- La température de l'eau.
- L'humidité de l'air.
- Le rayonnement solaire.
- Le vent.
- La pression atmosphérique.

L'évaporation : passage de la phase liquide à la phase vapeur, il s'agit de l'évaporation physique.

L'évapotranspiration : englobe les processus d'évaporation et de transpiration de la Végétation.

➤ L'infiltration

L'infiltration qualifie le transfert de l'eau à travers les couches superficielles du sol, lorsque celui-ci reçoit une averse ou est exposé à une submersion. Ce processus commence par une humectation du sol puis par écoulement souterrain vers les nappes sous l'action de la gravité.

❖ Paramètres descriptifs de l'infiltration :

- Le régime d'infiltration : (taux d'infiltration) il désigne le flux d'eau pénétrant dans le sol en surface généralement exprimé en mm/h.
- L'infiltration cumulative : C'est le volume total d'eau infiltrée pendant une période donnée. elle s'exprime en mm
- La capacité d'infiltration ou capacité d'absorption : qui représente le flux d'eau maximal que le sol est capable d'absorber à travers sa surface, lorsqu'il reçoit une pluie efficace ou est recouvert d'eau. Cette capacité varie durant l'averse.
- La conductivité hydraulique à saturation K_s : il représente la valeur limite du taux d'infiltration.

❖ Facteurs influençant l'infiltration :

- Type de sol (Structure, Texture, Hydrodynamique)
- Couverture du sol (type de végétation)
- Topographie (pente, orientation, morphologie)
- Alimentation (précipitation, irrigation)
- Etat du sol (humidité antécédente, degré de compaction)

❖ Le processus d'infiltration il dépend d'une multitude de paramètres qui sont les suivants

- Le type de sol.
- L'intensité de la pluie.
- La compaction de la surface du sol.
- La couverture du sol.
- La topographie et la morphologie du terrain.
- Le débit d'alimentation (intensité de la pluie ou débit d'irrigation).

Au cours d'une averse, la capacité d'infiltration du sol décroît d'une valeur initiale jusqu'à une valeur limite qui exprime le potentiel d'infiltration à saturation. En fait, elle diminue très rapidement au début de l'infiltration mais par la suite, la décroissance est plus progressive et tend en règle générale vers un régime constant, proche de la valeur de la conductivité hydraulique à saturation. Cette décroissance, due essentiellement à la diminution du gradient de pression, peut être renforcée entre autre par le colmatage partiel des pores et la formation d'une croûte superficielle suite à la dégradation de la structure du sol provoquant la migration de particules.

Si l'on compare l'intensité de la pluie et la capacité d'infiltration d'un sol, il existe deux possibilités :

- La **pluie nette** qui est la quantité de pluie qui s'écoule à la surface du terrain lors d'une averse.
- Le **seuil de submersion** qui est le moment où le régime d'alimentation dépasse la capacité d'infiltration du sol. Ce seuil définit le début du ruissellement superficiel. Le volume de l'eau qui s'écoule correspond à la pluie nette.

➤ Les écoulements

Les écoulements de surface constituent le mouvement de l'eau sur ou dans les premiers horizons du sol (écoulement de sub surface), consécutif à une précipitation. Il y a partage de la pluie disponible au niveau de la surface du sol :

- en eau qui s'infiltrate et qui contribue, par un écoulement plus lent à travers les couches de sol, à la recharge de la nappe et au débit de base.
- et en ruissellement de surface dès que l'intensité des pluies dépasse la capacité d'infiltration du sol (elle-même variable, entre autre selon l'humidité du sol). Cet écoulement de surface, où l'excès d'eau s'écoule par gravité le long des pentes, forme l'essentiel de l'écoulement rapide de crue.
- l'écoulement par dépassement de la capacité d'infiltration.
- l'écoulement sur surfaces saturées.

1.2. Modélisation pluie-débit :

Un modèle est une représentation simplifiée, du cycle hydrologique par un ensemble de concepts hydrologiques, exprimés en langage mathématiques et reliés entre eux dans des séquences temporelles et spatiales.

En hydrologie, un modèle pluie-débit est une représentation mathématique simplifiée du Cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant. Dont le Fonctionnement suivant :

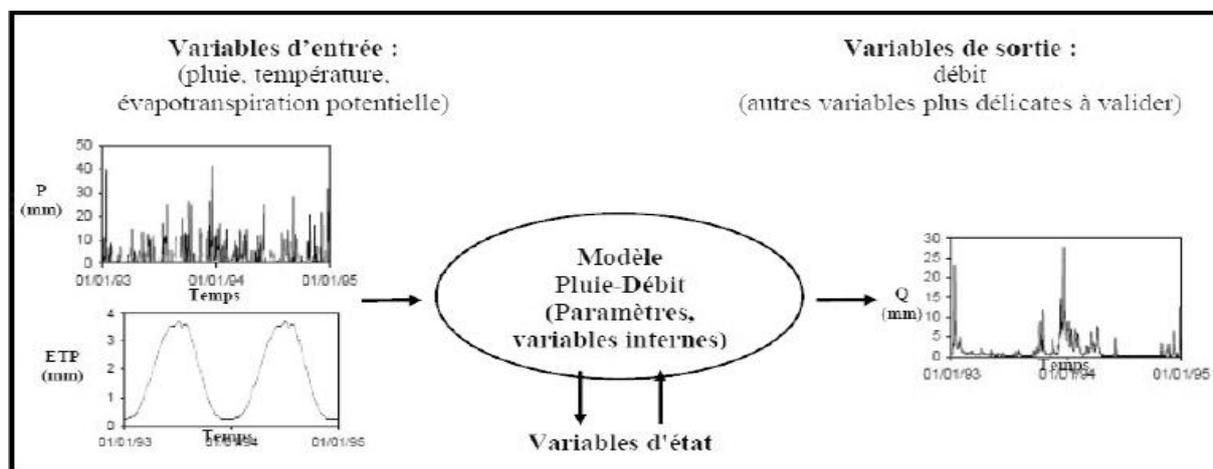


Figure 1.1 : Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique. (Perrin *et al.* 2009).

Les variables d'entrée : appelées aussi forçages : Il s'agit des chroniques de pluie et d'évapotranspiration ou de température.

Les variables de sortie : il s'agit des sorties du modèle, qui sont les débits simulés à l'exutoire du bassin versant, mais qui peuvent parfois être aussi des niveaux piézométriques, ou d'une autre variable intéressant le modélisateur.

Les variables d'état : qui correspondent aux variables internes du système et qui rendent compte de son état.

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).

1.3. Objectifs de la modélisation pluie débit

- Prédétermination des débits de crue ou d'étiage : il s'agit de dimensionner des ouvrages et de réservoirs ou d'aménagements dans le lit (mineur à majeur) du cours d'eau.
- Prévion des crues et des étiages: connaissent le temps de réponse des débits à l'exutoire un modèle pluie débit peut être exploité dans la prévion des débits à court terme et d'anticiper l'évolution des débits vers l'exutoire.
- la reconstitution ou la Simulation de débits : pour reconstituer le débit lacunaire (Les pluies sont plus faciles à observer et à modéliser que les débits).
- La gestion des ressources en eau : contrôle le fonctionnement d'une structure hydraulique La modélisation pluie débit peut intervenir dans cette gestion à trois niveaux :
Par l'évaluation des ressources en eau, et de la valorisation de tous les processus participants aux différents écoulements par exemple les bassins non jaugée.
Il peut aussi caractériser l'impact des différents aménagements hydro-agricoles.
Un modèle qui représente les différents flux du système dynamique ou niveau de barrage en fonction de la demande des divers opérateurs intervenant sur le bassin.
- l'analyse de la non-stationnarité d'un bassin versant.

1.4. Différentes approches de modélisation

- Selon les différents objectifs des modélisateurs les modèles sont diversifiés le modèle peut être global ou distribué, déterministe ou stochastique ou mixte.
- Les modèles peuvent être aussi classés selon l'échelle.

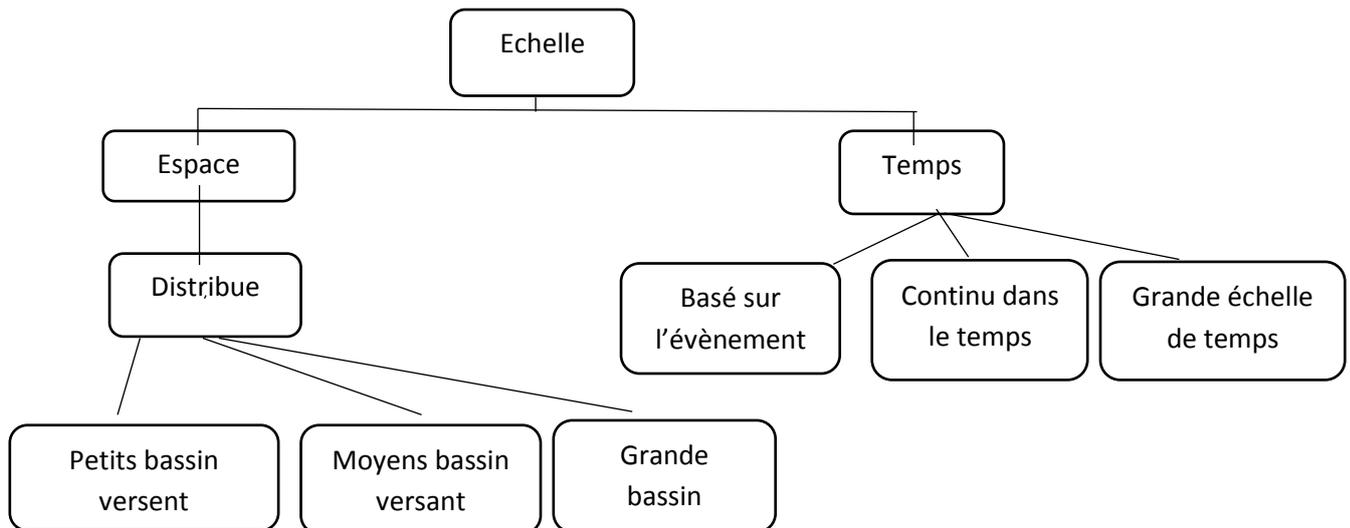


Figure 1.2: Classification des modèles proposée par Singh, 1995

1.5. Définition d'un modèle

Système physique, mathématique ou logique représentant les structures essentielles d'une réalité et capable à son niveau d'en expliquer ou d'en reproduire dynamiquement le fonctionnement (biro, 1966).

Un modèle est caractérisé par :

- ✓ Géométrie du système.
- ✓ Les entrés du système.
- ✓ Les lois de formalisation des processus.
- ✓ L'état initial et les conditions limitent du système.
- ✓ Les sorties du système.

1.6. GROUPES DE MODELE

1.6.1. Les modèles physiques : le modèle devient une maquette reproduite à une échelle spécifique. La Principale difficulté revient à transposer le résultat dans la réalité par rapport au facteur d'échelle.

1.6.2. Les modèles mathématiques : le modèle représente sous forme d'équations les phénomènes physiques de la réalité. Il se compose d'une ou plusieurs équations dont l'origine.

1.6.2.1. Modèle stochastique : qui représentent la nature aléatoire des phénomènes hydrométéorologiques à l'aide de distribution statistique, ces modèle sont utilisé pour déterminé les relations entre les variables d'entrée et les variables de sortie.

1.6.2.2. Modèle déterministes : ces sont des modèles qui permettent d'avoir une adéquation correcte entre le modèle et les observations, Ces modèles associés à chaque jeu de variables

d'état une valeur de réalisation unique des variables de sortie (débit simulé à l'exutoire d'un bassin versant).

1.6.2.2.1. Le modèle à base physique : est basé uniquement sur des équations de la physique, et ne comportant idéalement aucun paramètre. Il n'existe pas de modèle à base physique au sens strict en hydrologie. L'importance de hétérogénéité spatiale dans la réponse hydrologique des bassins versants rendent cependant difficile voire impossible l'utilisation de tels modèles. La précision spatiale des données disponibles en particulier concernant les types de sols et leurs Profondeurs n'est pas suffisante. Dans la pratique, les profondeurs et les Conductivités moyennes des sols représentatifs de sous parties du bassin versant doivent être évaluées par calage.

1.6.2.2.2. Le 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.

1.6.2.2.3. Les modèles empiriques : Ils sont représentés par des formules et équation simples et empiriques ces modèles consiste a trouvé la bonne combinaison de fonctions qui s'ajustent le mieux aux données mesurées.

1.6.2.2.4. Les modèles conceptuels : considèrent en générale le bassin versant, après Quelques simplifications du cycle de l'eau, comme un ensemble de réservoirs interconnectés.

1.7. Le choix du modèle

Le choix de modèle reste toujours une étape délicate dans la mesure où nous n'avons pas d'idée des processus hydrologiques du bassin, il dépend essentiellement des objectifs et des données disponibles.

On peut distinguer deux critères de choix :

- La fidélité de la représentation des processus du bassin versant.
- Sa capacité à reproduire le phénomène étudié, sans s'intéresser à la fidélité de la représentation.

Le premier critère est très difficile à remplir, tandis que la capacité de reproduire le phénomène étudié semble être le seul critère capable de satisfaire les objectifs de l'utilisation. Néanmoins, le choix de tel ou tel modèle reste toujours une étape délicate dans la mesure où nous n'avons pas idée au préalable des processus hydrologique qui peuvent intervenir dans le bassin. De façon générale, pour savoir quels sont les processus importants dans un bassin nous devons faire un essai de modélisation.

1.8. La mise en œuvre d'un modèle pluie-débit

- La formulation du système : à partir des relations entre les variables d'entrée et celles calculées par des ajustements ou par des coefficients ou par des paramètres caractérisant le modèle.
- Le Calage : le but est de rapprocher le plus possible le comportement du modèle de celui de bassin modélisé suivant la nature du modèle les paramètres sont calculés directement sur le terrain soit estimée par calibration durant une certaine période Plus ou moins longue en optimisant l'erreur d'ajustement des variables mesurées leur variables observées modélisé.
En pratique le calage consiste à déterminer les paramètres d'ajustement à d'un jeu de données d'entrée et de réponses observée sur Le système réel.
- La validation : est une étape essentielle dans la modélisation pluie débit non seulement pour la validation la structure de modèle mais aussi pour le choix du modèle c'est une opération de vérification sur un jeu des données qui n'a pas servi pour le calage .Cette étape est nécessaire pour évaluer la robustesse du modèle qui nous intéresse dans une optique de simulation opérationnelle des crues.

1.9. Critères de calage des performances du modèle

Pour l'évaluation des modèles hydrologique, différents critères mesurant la distance entre les hydro grammes observé et les hydro grammes reconstitués ont été calculés.

- **Les critères quadratiques** : basés sur les moindres carrés sont ceux qui sont le plus traditionnellement employés dans le domaine de l'hydrologie. L'erreur quadratique s'écrit :

$$F^2 = \sum_{k=1}^n (Q_{obs, i} - Q_{cal, i})^2$$

Où :

$Q_{obs, i}$ et $Q_{CAL, i}$: sont les débits respectivement observé et simulé au pas de temps i , et n est le nombre total de pas de temps sur lequel on calcule le critère.

- **critère d'erreur moyenne absolue ("Mean Absolute Error")** : ce critère est donné par la formule suivante :

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{n=1}^n |Q_{obj, i} - Q_{cal, j}|$$

- **critères de la racine carrée de l'erreur moyenne ("Root Mean Square Error")** : c'est un indice important dans la modélisation conceptuelle au pas de temps mensuel il est donné par :

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{cal,i})^2}$$

- **critères de détermination (R^2)** : il permet de juger la qualité de l'ajustement entre deux variables X et Y par la droite de régression, en expliquant la proportion de la variance de Y par les variations de X.

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{cal})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{moy})^2}$$

Q_{moy} : moyenne des débits observés.

- **critère de Nash** : Le critère de Nash s'impose comme celui qui, globalement permet d'accéder au meilleur calage.

Le critère de Nash s'écrit comme suit :

$$\text{Nash} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{obs}} - \sqrt{Q_{cal}})^2}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{obs}} - \sqrt{Q_{moy}})^2}$$

Le bassin versant est un système complexe et son fonctionnement dépend de ses caractéristiques hydrologiques. Face à sa complexité la modélisation pluie-débit apparaît comme un des outils les plus performants pour décrire au mieux le comportement hydrologique de bassin versant à une sollicitation : la pluie. Plusieurs modèles à différentes échelles ont été mis en œuvre, à l'utilisation de choisir le modèle adéquat.

1.10. Application des modèles pluie-débit sur les bassins versants de l'Algérie

La modélisation pluie-débit a fait l'objet de nombreuses études en Algérie. L'application du modèle GR2M au bassin versant d'Oued Louza sidi bel abbés (Djellouli et al, 2013) a montré un bon calage du modèle ce qui permet de bien simuler le comportement hydrologique réel du bassin.

Selon Boursali (2015), le modèle GR2M s'applique de manière significative au bassin versant de Tafna cas de l'oued khemis avec un critère de Nash de 73.2% en utilisant la méthode de Turc pour le calcul de l'ETP et 75% en utilisant la méthode Thornthwaite.

Dans le bassin versant d'Oued Touil (chelif amont de Bouchzoul), (Amiar et al ,2014) ont montré que les performances du modèle GR2M obtenues en calage comme en validation sont en général supérieures à 70%, ce qui témoigne de la performance et de la robustesse du modèle dans le bassin.

Le Modèle GR2M appliqué au bassin versant de l'Oued El Harrach amont (Belaroue et Haouchine, 2017) a permis de déterminer de manière satisfaisante les paramètres caractéristiques de ce bassin puisque le Nash est supérieur à 0,80 et le coefficient de détermination $R^2 > 0,7$.

(Bouanini et al .2012) Les paramètres des modèles à pas de temps mensuel GR2M caractéristiques du bassin versant d'oued Sikkak (NW algérien) ont été déterminés.

Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs élevées des critères de qualité.

La phase de validation a donné de très bons résultats confirmant le bon calage du modèle sur le bassin.

Chapitre 2 : Présentation de la zone d'étude

Cette partie a pour objet de présenter le contexte général du bassin versant d'un point de vue géomorphologique, climatologique et géologique.

2.1. Situation géographique

Le bassin versant d'oued zeddine est l'un des sous-bassins du grand bassin du Chéouli. Il se trouve dans la commune de djamaa ouled cheikh. Il occupe une superficie de 417,83Km² avec un périmètre de 106,29km.

Les coordonnées géographiques sont 36°12'0" N et 1°49'60" E en DMS ou 36.2 et 1.83333(en degrés décimaux).

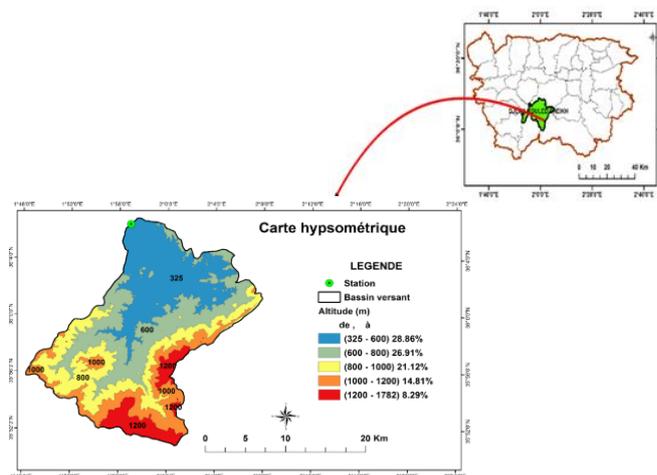


Figure 2.1 : Situation géographique du bassin

2.2 Aperçu climatologique

La zone d'étude est caractérisée par un climat de type continental semi-aride, sec en été et pluvieux de forte intensité en hiver (Bradai, 2006). La répartition des précipitations dans la région se caractérise par une irrégularité interannuelle (Remaoun, 2007), des précipitations moyennes annuelles de 360 mm et une évaporation de 94%. Selon la carte de l'évapotranspiration potentielle du nord de l'Algérie, l'ETP est de 1500 mm/an.

2.3. Carte et courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente et donc du relief. Elle exprime aussi la superficie du bassin versant ou le pourcentage de superficie compris dans un intervalle d'altitude.

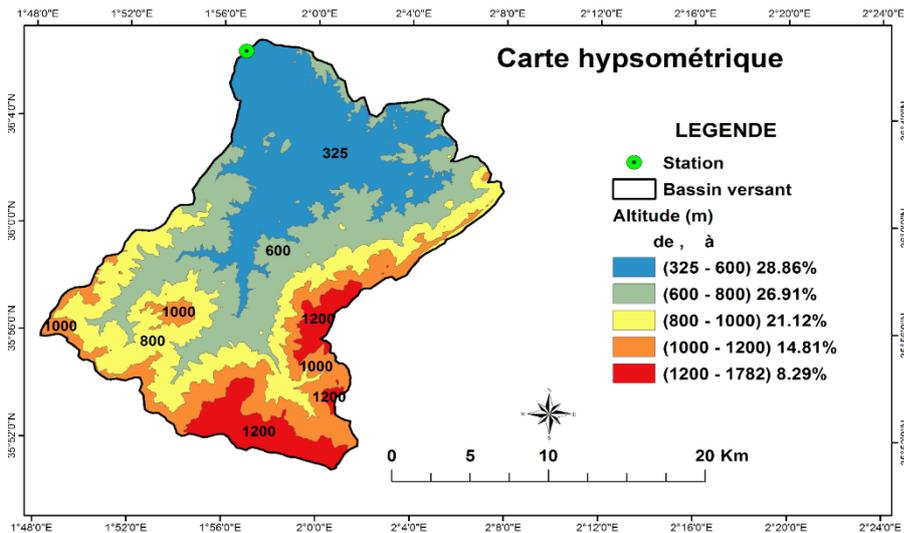


Figure 2.2 : carte hypsométrique

La carte hypsométrique nous a permis d'établir la courbe hypsométrique qui représente l'altitude en fonction des surfaces cumulatives ainsi que l'hypsogramme. A travers la figure 2.3, nous pouvons déterminer, l'altitude moyenne, la médiane et le mode.

- Altitude moyenne : elle est calculée selon la formule suivante :

$$H_{moy} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n \left[S_i \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \right]$$

$H_{moy} = 799m$

- Altitude médiane : elle Correspond au point d'abscisse (50 %) sur la courbe hypsométrique.

$H_{médiane} = 860 m$

- Le mode : il correspond à la classe qui représente le plus grand effectif

$H_{mode} : 325-600 m$

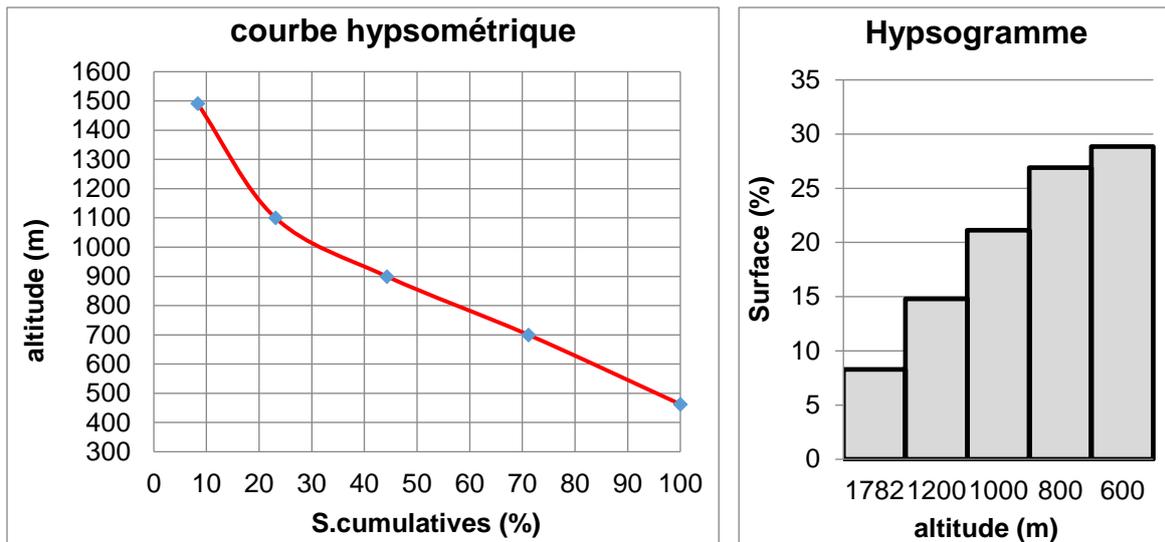


Figure 2.3 : courbe hypsométrique et hypsogramme

2.3.1. Paramètres de forme

En raison de l'importance de la caractéristique physique du bassin versant vis-à-vis de l'hydrologie de surface, nous présentons les paramètres les plus importants :

➤ coefficient de compacité

Le coefficient de Gravelius exprime la forme d'un bassin versant, il est égal au rapport

Du périmètre du bassin versant considéré à celui d'un cercle qui aurait la même surface. Plus

Cet indice sera proche de 1, plus le bassin n'aura une forme ramassée et plus le temps de Concentration des eaux seront courts

$$K_c = p/2\sqrt{\pi A} = 0.28 P/\sqrt{A}$$

P : Périmètre du bassin versant (km) : 106, 29 Km

S : Superficie du bassin versant (km²) : 417, 83Km²

Pour notre bassin versant $K_c=1,45$; le bassin est donc de forme allongée.

➤ rectangle équivalent

C'est une notion introduite pour pouvoir comparer les bassins entre eux du point de vue influence de la forme sur l'écoulement. On détermine la longueur et la largeur du rectangle

qui aurait la même superficie, le même indice, la même courbe de fréquence altimétrique et les mêmes conditions d'écoulements que ceux du bassin versant considéré.

- La longueur de rectangle équivalent L (km) :

$$L = \frac{kc\sqrt{A}}{1,128} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{KC}\right)^2} \right]$$

$$L = 43,59 \text{ Km}$$

- La largeur du rectangle équivalent l (km)

$$l = \frac{kc\sqrt{A}}{1,128} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{KC}\right)^2} \right]$$

$$l = 9,6 \text{ Km}$$

➤ **Indice de pente globale (I_g) m/km**

Indice caractérisant le relief d'un bassin. Il est défini par la formule.

$$I_g = D / L \quad \text{Où :}$$

D : représente la dénivelée, exprimée en mètres, séparant les altitudes ayant approximativement 5% et 95% de la surface du bassin au-dessus d'elles; ces altitudes sont déterminées sur la courbe hypsométrique

L : longueur du rectangle équivalent, exprimée en km.

$$D = H_{95\%} - H_{5\%} = 1500 - 500 = 1000 \text{ m}$$

$$I_g = 22,96 \text{ m / km}$$

➤ **Dénivelée spécifique (D_s) m**

Produit de l'indice de pente global (*I_g*) par la racine carrée de la superficie du bassin (*S*). Elle s'exprime en mètres et est indépendante, en théorie, de l'aire du bassin. On peut distinguer différentes classes de relief en fonction de D_s:

$$D_s = 469,36 \text{ m}$$

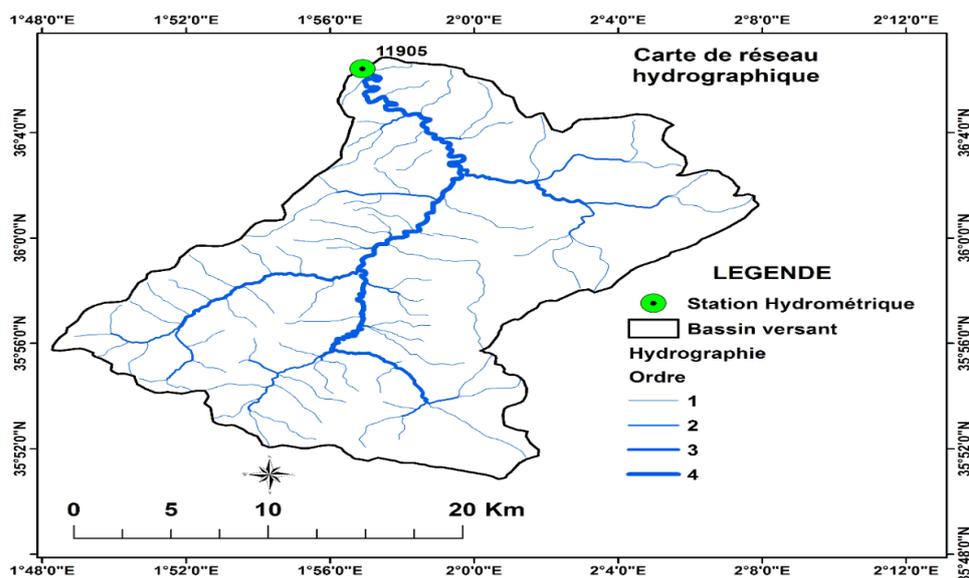
Selon la classification de l'OROSTOM, le bassin versant présente un Relief fort. Effectivement plus de la moitié du bassin est comprise entre l'altitude 800m et 1782m.

Tableau 2.1 : Classification du relief selon D_s

Classe	Dénivelée spécifique	Type de relief
1	$D_s < 10$	Relief tres faible
2	$10 < D_s < 25$	Relief faible
3	$25 < D_s < 50$	Relief assez faible
4	$50 < D_s < 100$	Relief modere
5	$100 < D_s < 250$	Relief assez fort
6	$250 < D_s < 500$	Relief fort

2.3.2. Réseau hydrographique

L'importance de la pente et la nature de la roche (Schistes) sont deux facteurs favorisant l'installation d'un réseau hydrographique creusé profondément sur les versants septentrionaux.

**Figure 2.4 : réseaux hydrographique du bassin**

Le réseau hydrographique représente l'ensemble des cours d'eau permanents et temporaires ainsi que les talwegs, dans lesquels s'écoulent les eaux de surface, la partie infiltrée dans les nappes constitue une composition d'écoulement souterrain (Bradai, 2006).

Selon la figure 2.4, notre bassin est d'ordre 4.

2.4. Cadre géologique et hydrogéologique

Le bassin de l'Oued zeddine appartient aux bassins sédimentaires sublittoraux du Nord algérien. Ce bassin est allongé d'Est en Ouest et a été mis en place après la dernière phase tectonique Alpine.

Chapitre 3 : matériels et méthodes

3.1. Matériels

3.1.1. Base des données hydro climatologiques

Le choix de la base de donnée dépend de la disponibilité de données ainsi pour la modélisation pluie débit à l'échelle mensuelle, nous avons sélectionné :

- les pluies mensuelles de la station de Touibia qui se trouve à l'amont du bassin au cours de la période septembre 1971- aout 2013 (tableau 1).
- les débits mensuels de la station de bir oued taher qui se trouve à l'aval du bassin au cours de la période septembre 1991- aout 2013 (tableau 2).
- Les données mensuelles de l'évapotranspiration potentielle.

Tableau 3.1: caractéristique géographique de la station pluviométrique

Code	Station	X(Km)	Y(Km)	Z(m)
011901	El Touibia	430,85	313,35	350

Tableau 3.2 : caractéristique géographique de la station hydrométrique

Code	Station	X(Km)	Y(Km)	Z(m)
011905	Bir oued Tahar	430,98	313,39	331

Les données pluviométriques et hydrométriques ont été collectées auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH). Concernant les données de l'évapotranspiration, nous avons utilisé la formule de Thornthwaite pour calculer l'ETP mensuelle interannuelle. Plusieurs formules existent pour déterminer l'ETP à partir de différentes mesures Climatologiques par exemples la formule de turc et la Formule de Penman Monteith. Dans notre cas, nous avons utilisé la formule de Thornthwaite, car elle est basée essentiellement sur les températures de l'air selon la formule suivante :

$$ETP(m) = 16 * \left[\frac{10 * T(m)}{I} \right]^a * F(m, \varphi)$$

Avec:

- ETP(m) : l'évapotranspiration moyenne du mois m (m = 1 à 12) en mm
- T : moyenne interannuelle des températures du mois, °C

- $a : 0.016 * I + 0.5$
- I : indice thermique annuel

$$I(m) = \left[\frac{T(m)}{5} \right]^{1,514}$$

3.1.2. Logiciels utilisés

3.1.2.1. XLSTAT

Le logiciel XLSTAT a été utilisé pour l'analyse statistique des données. Il s'agit des tests d'homogénéité et de tendance. Le fonctionnement de XLSTAT s'appuie sur Microsoft Excel pour la saisie des données.

3.1.2.2. Hydrolab

C'est un outil très simple qui permet d'ajuster un échantillon de données à une loi de probabilité et déterminer la pluie correspondant à chaque période de retour.

3.1.2.3. Le solveur

Le solveur est une fonction présente dans EXCEL. C'est un outil qui permet l'optimisation des paramètres $X1$ et $X2$, est souvent utilisé pour résoudre des équations dont le principe de fonctionnement est basé sur le calcul de l'écart entre le débit observé et le débit simulé. La valeur de la somme des carrés des écarts est réduite par le solveur pour obtenir la bonne combinaison de calage $X1$, $X2$ permettant un meilleur ajustement du modèle.

3.1.2.4. Système d'information géographique

Un système d'information géographique (SIG) est un système assisté par ordinateur pour l'acquisition, le stockage, l'analyse et présenter tous les types de donnée spatiales et géographiques. Actuellement, plusieurs logiciels existent sur le marché : Arc Gis, map info.....Les cartes présentées dans le deuxième chapitre ont été établies à l'aide de map info.

3.2. Méthodes

3.2.1. Tests d'homogénéisation

La critique et le contrôle de la qualité des données hydrologiques sont des traitements qui doivent être effectués par l'hydrologue pour s'assurer de l'homogénéité et de la fiabilité des séries Pluviométriques à utiliser dans une étude hydrologique donnée. Ces traitements peuvent consister en un simple traitement primaire comme ils peuvent consister en un comblement de données manquantes, en une extension de séries courtes, ou en une homogénéisation des

séries hétérogènes par le biais de méthodes statistiques, numériques ou graphiques. Les tests utilisés dans le cadre de ce travail sont :

3.2.1.1. Test de Wilcoxon : Comme beaucoup de tests non paramétriques, le test de Wilcoxon repose sur la notion de *rang*. L'idée est de substituer à chaque Valeur observée son numéro d'ordre croissant parmi l'ensemble des valeurs observées dans Tous les échantillons, d'utiliser la somme des rangs pour chaque échantillon afin de voir si la répartition des valeurs est homogène. Dans Notre travaille nous avons utilisé ce test pour tester l'homogénéité des données.

3.2.1.2 Test de Mann Kendall : Le test de Mann-Kendall permet quant à lui d'examiner l'existence d'une tendance linéaire (à la hausse ou à La baisse) sur notre série. L'hypothèse H_0 testée est « il n'y a pas de Tendance ». Si $p < \alpha$, seuil de significativité choisi, l'hypothèse H_0 est rejetée et on conclut à l'existence d'une tendance significative, au seuil choisi.

3.2.1.3. Test de pettitt : Le test de Pettitt permet de détecter un changement de la moyenne au cours de la période d'étude. L'hypothèse H_0 testée est la suivante : « il n'y a pas de rupture ». Le test repose sur les signes des différences entre valeurs qui forment l'échantillon. Une série temporelle résultante est élaborée. Au maximum observé sur la série correspond vraisemblablement la date de rupture. La valeur p de la statistique permet de savoir si cette rupture est statistiquement significative au seuil α .

3.2.2. Analyse fréquentielle et ajustement des pluies

L'ajustement d'une loi de distribution à un échantillon de données consiste, une fois le type de loi choisi, à estimer les paramètres de la loi de telle sorte que l'échantillon soit le plus vraisemblable possible (au sens du maximum de vraisemblance) ou qu'au moins certaines statistiques de l'échantillon (moyenne, variance par exemple) correspondent le mieux possible à celles de la loi. Pour identifier ces paramètres nous avons comparé deux lois de probabilité :

- La loi normale
- La loi log normale

Le choix de la loi de probabilité se fait à l'aide des tests d'ajustement :

3.2.2.1. Test de khi2 :

ce test à pour objectif de vérifier l'adéquation d'une distribution empirique à une loi de probabilité et déterminer dans quelle mesure les effectifs relatifs à un ou plusieurs caractères qualitatifs ou quantitatifs observés sur un ou plusieurs échantillons sont conformes aux effectifs attendus sous l'hypothèse nulle.

La statistique du khi-deux χ^2 consiste à mesurer l'écart qui existe entre la distribution des effectifs théorique et la distribution des effectifs observés et tester si cet écart est suffisamment faible pour être imputable aux fluctuations d'échantillonnage.

3.2.2.2. Test de Kolmogorov-Smirnov :

Ce test permet de tester la significativité des différences entre deux échantillons de données, la statistique permet de comparer des distributions cumulées ; dans le cas présent, les distributions cumulées des deux échantillons (les valeurs cibles observées par rapport aux valeurs cible simulées). Une différence importante entre deux distributions cumulées observées (dans les deux échantillons) indique que les données ne sont pas issues de la distribution. Une différence significative entre les résultats prévus et les résultats observés dénote généralement une insuffisance du modèle (qui n'est pas en mesure de représenter convenablement les relations entre les entrées et les sorties).

L'analyse fréquentielle d'une série de donnée permet de déterminer le temps de retour d'une valeur particulière lorsque l'on étudie statistiquement un événement hydrologique on cherche en règle générale à déterminer la probabilité pour que cet événement ne soit pas dépassé,

$$T=1/1-F(x)$$

F(x) : fréquence au non dépassement

Ainsi une pluie de retour T est une pluie qui sera dépassée en moyenne toute les T années.

3.2.5. Modèle pluie débit GR2M

Pour notre travail nous avons choisi le modèle de GR2M. Un modèle est défini comme la représentation simplifiée d'un phénomène naturel complexe permettant la simulation d'un processus physique. En particulier, un modèle de transformation pluie – débit est un outil mathématique qui permet de construire à partir des données de pluie et d'évapotranspiration potentielle servent comme entrée du modèle, à partir des quelles seront simulées le débit : débit de base, débit ruissellement et débit totale qui représente les sorties du model.

Les débits simulés seront ensuite comparés aux débits observés on utilise pour cela le critère de Nash.

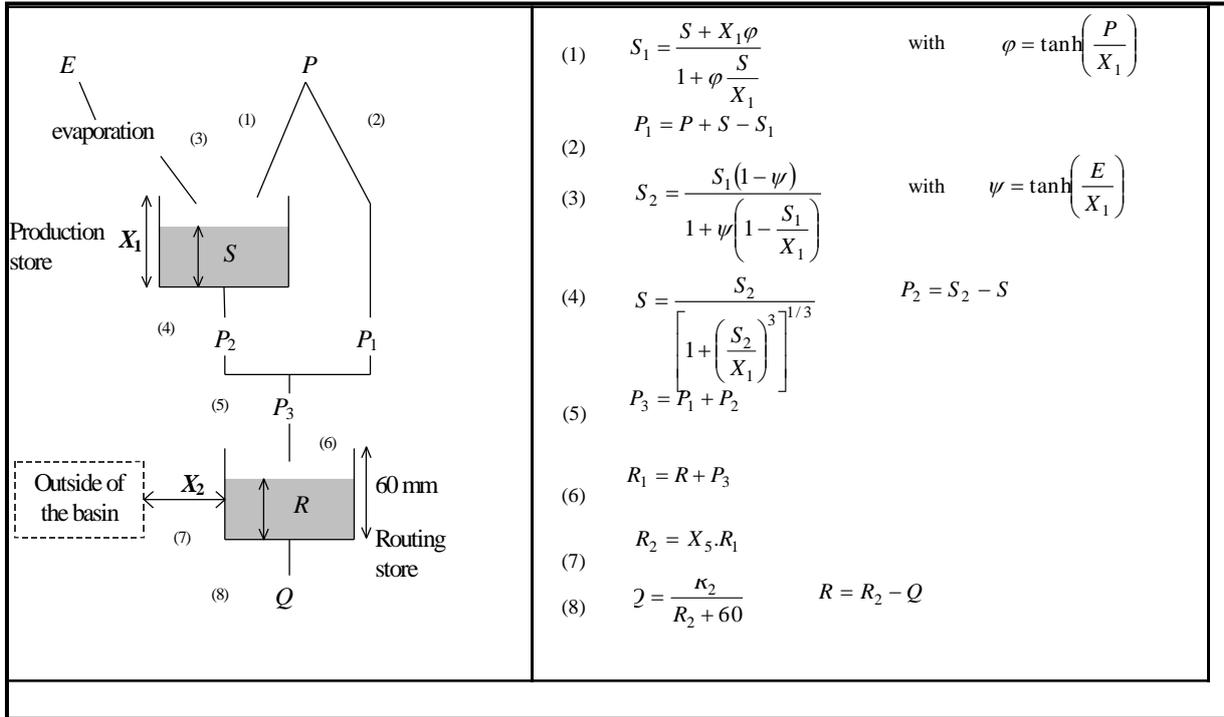


Figure 3.1 : Fonctionnement du modèle GR2M (Mouelhi, 2006)

Ce modèle est caractérisé par deux réservoirs jouant le rôle de fonctions de production et de transfert :

- Un réservoir sol qui régit la fonction de production et qui est caractérisé par sa capacité maximale X_1 , correspondant à la capacité de rétention en eau du sol.
- Un réservoir d'eau gravitaire qui régit la fonction de transfert caractérisée par un coefficient d'échange souterrain X_2 .

Pour la pluie P , le niveau S dans le réservoir de production devient S_1 , défini par

$$S_1 = \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} \quad \text{avec } \varphi = \tanh \frac{P}{X_1}$$

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

$$P_1 = P + S - S_1$$

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

$$S_1 = \frac{S_1(1 - \psi)}{1 + \left(1 - \frac{S_1}{X_1}\right)} \quad \text{ou} \quad \psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)$$

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

$$S = \frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^{2,5}\right]^{0,4}} \quad \text{et} \quad P_2 = S_2 - S$$

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 de routage devient alors $R_1 = R + P_1$

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 :

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2^2 + 60}$$

Et le niveau du réservoir est enfin mis à jour par : $R = R_2 - Q$

La fonction critère que nous avons retenue pour l'optimisation des paramètres X_1 et X_2 du modèle est le critère de Nash, qui se définit par :

$$\text{Nash (\%)} = 100 \left[1 - \frac{\sum_i (\sqrt{Q_{obs}} - \sqrt{Q_{cal}})^2}{\sum_i (\sqrt{Q_{obs}} - \sqrt{Q_{moy}})^2} \right]$$

Avec

Q_{obs} : débit mensuel observé ;

Q_{cal} : débit mensuel calculé ;

Q_{moy} : débit moyen mensuel observé ;

3.2.6. Bilan hydrologique

Le bilan hydrologique est une évaluation des quantités d'eau qui contribuent aux différentes étapes du cycle de l'eau : la précipitation, l'évapotranspiration, le ruissellement de surface et l'infiltration, qui se distribue entre le ruissellement hypodermique et la recharge l'équation du bilan hydrique se fonde sur l'équation de continuité et Peut s'exprimer comme suit, pour une période et un espace donnés :

$$P + S = R + E + (S + \Delta S)$$

Avec:

- ✓ P : précipitations (liquide et solide) [mm] ;
- ✓ S : ressources disponible à la fin de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm] ;
- ✓ R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm] ;
- ✓ E : évaporation (y compris évapotranspiration) [mm] ;
- ✓ $S + \Delta S$: ressources accumulées à la fin de la période étudiée [mm].

Nous évaluerons le bilan à l'échelle annuelle, ce bilan peut s'écrire encore sous la forme simplifiée suivante :

$$P = ETP + Q + \Delta S$$

P : pluie ;

ETP : évapotranspiration potentielle;

Q : débit total écoulé, obtenu par modélisation pluie débit ;

ΔS : variation de stock ;

Chapitre 4 : Résultats et interprétations

4.1. Critique et homogénéisation des données

La série de données pluviométriques de la station de Touibia ne présentent pas beaucoup de lacunes au cours de la période d'étude 1990-2012. A cet effet, les données manquantes ont été comblées en faisant la moyenne des pluies des cinq années avant et après la valeur manquante. Pour tester l'homogénéisation de la série pluviométrique, nous avons appliqué le test de Wilcoxon.

Tableau 4.1 résultats du test de Wilcoxon

U	22,0
Espérance	66,0
Variance (U)	264,0
p-value (bilatérale)	0,007
alpha	0,05

L'application du test de Wilcoxon à la série pluviométrique montre que le p-value(0,007) est inférieure à la valeur d'alpha (0,05), L'hypothèse nulle admet que la série est homogène quand la p-value est supérieure au seuil de signification 5% donc on peut dire que L'hypothèse alternative signifie que la série n'est pas homogène. Ceci peut s'expliquer par une modification du régime pluviométrique, c'est-à-dire qu'il y'a eu un changement de la moyenne dans la série pluviométrique.

4.2 Caractéristique du régime pluviométrique

4.2.1. Variabilité annuelle des précipitations

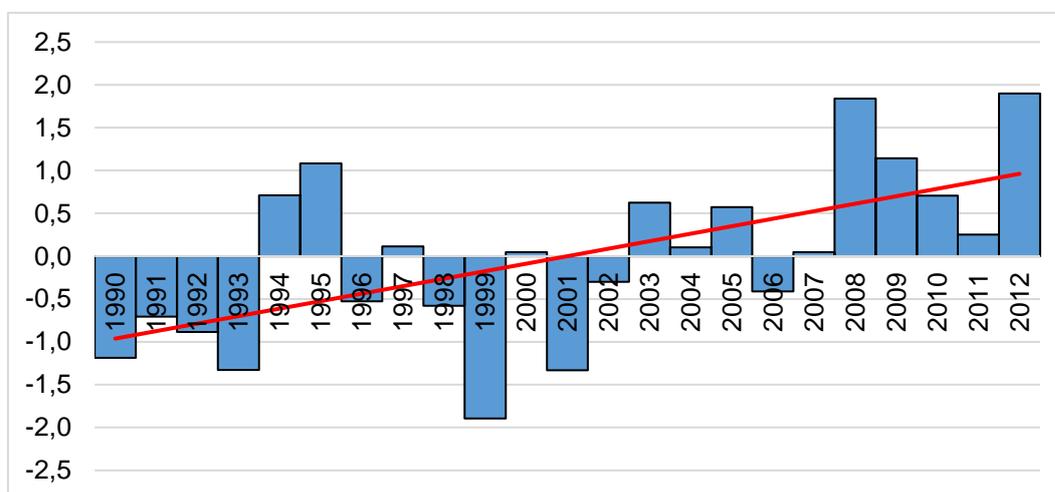
Pour analyser la variabilité annuelle des précipitations de la station de Touibia, nous avons utilisé l'indice pluviométrique standardisé (SPI : standardized precipitation index). Cet indice est en général utilisé pour déterminer la sévérité de la sécheresse. Nous l'avons utilisé dans ce travail pour caractériser les années sèches et humides au cours de la période d'étude 1990-2012. Le SPI correspond à la différence entre la pluie de l'année i (P_i) et la pluie moyenne (P_{moy}) par rapport à l'écart-type (σ).

$$SPI = \frac{P_i - P_{moy}}{\sigma}$$

Tableau 4.2 : Classification de la sécheresse selon le SPI

Classes du SPI	Degré de la sécheresse
$SPI > 2$	Humidité extrême
$1,5 < SPI < 2$	Humidité forte
$1 < SPI < 1,5$	Humidité modérée
$-1 < SPI < 1$	normale
$-1,5 < SPI < -1$	Sécheresse modérée
$-2 < SPI < -1,5$	Sécheresse forte
$SPI < -2$	Sécheresse extrême

La répartition des années sèches et humides au cours de la période d'étude (figure2) montre que les années les plus sèches ($SPI < -1$) sont observées au cours des années 90, tandis que les années les plus humides ($SPI > 1$) sont enregistrées à partir de 2008. La courbe de tendance montre une tendance à l'augmentation de la pluviométrie à partir de 2001. Effectivement entre 1990 et 2002 toutes les années présentent une pluviométrie inférieure à la moyenne ($SPI < 0$), excepté les années 1994 et 1995. A partir de 2003, la pluviométrie enregistrée est supérieure à la moyenne ($SPI > 0$), excepté en 2006, et atteint son maximum en 2008 et 2012.

**Figure 4.1 :** Evolution du SPI au cours de la période d'étude 1990-2013

Le tableau 3 résume le nombre d'années correspondant à chaque classe du SPI. Il apparaît que 70% de la période d'étude est caractérisé par des années normales ni sèches ni humides. Une humidité modéré pendant les années 1995, 2008, 2009, 2012. Les années sèches représentent 13% et se traduit par trois années de sécheresse modérée observée en 1990 ,1993 et 2001 et une année très sèche avec une anomalie de -1,90 enregistrée en 1999.

Tableau 4.3 : Fréquence des classes de l'Indice Standardisé des Précipitations (SPI)

Classe du SPI	Nombre d'années	Pourcentage %
Modérément humide	4	17
Proche de la normale	14	70
Modérément sec	3	9
Très sec	1	4

Afin de détecter un changement significatif dans la variabilité du régime pluviométrique nous avons appliqué deux tests statistiques à savoir le test de Mann-Kendall et le test de Pettitt.

➤ Le test de Mann-Kendall

Ce test permet de détecter une tendance significative dans une série de donnée. L'hypothèse nulle « H_0 » du test de Mann-Kendall admet que la série de donnée ne présente pas de tendance significative, lorsque la p-value est supérieure au seuil de signification α (5%), dans le cas contraire l'hypothèse H_0 est rejetée et l'hypothèse alternative H_1 est acceptée ($p\text{-value} < \alpha$), la série de donnée présente une tendance significative. Le signe du taux de Kendall indique si la tendance est positive ou bien négative.

Le test de mann-kendall appliqué à la série de pluie de Touibia (tableau 4) montre que le p-value (0,004) est inférieure au seuil de signification 5%, avec un taux de Kendall de 0,423. On conclut que la série de données pluviométriques présente une tendance positive significative.

Tableau 4.4: résultats du test de Mann-Kendall

Tau de Kendall	0,423
S	107,000
Var(S)	0,000
p-value (bilatérale)	0,004
alpha	0,05

➤ Le test de Pettitt

Ce test permet de détecter un changement significatif de la moyenne au sein d'une série de donnée ainsi que la date du changement. L'hypothèse nulle admet que la série est homogène quand la p-value est inférieure au seuil de signification 5%. L'hypothèse alternative signifie que la série n'est pas homogène.

Tableau 4.5 : résultats du test de Pettitt

K	92,000
t	2002
p-value (bilatérale)	0,012
alpha	0,05

Le test de Pettitt appliqué à la série de Touibia montre un changement significatif de la moyenne à partir de 2002 (tableau 5). Ce changement se traduit par une augmentation de la moyenne pluviométrique de 261,74 mm à 352,76 mm (figure 2) soit une augmentation de 34%.

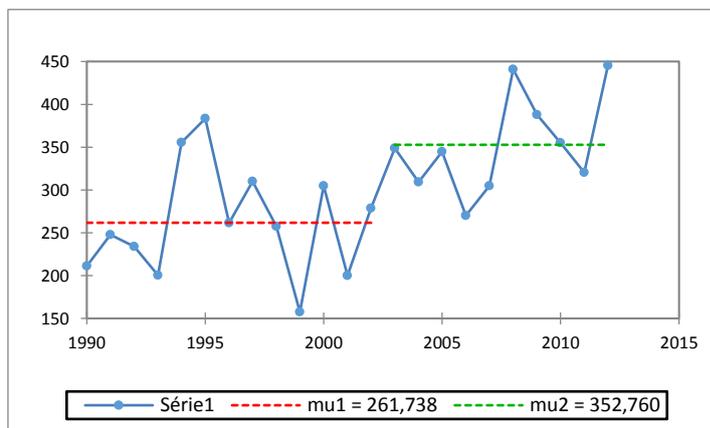


Figure 4.2 : Série présentant une rupture de la moyenne pluviométrique

4.2.2. Variabilité mensuelle des précipitations

La variabilité mensuelle interannuelle des précipitations montre que les mois de novembre, décembre, janvier, février et avril sont les plus pluvieux au cours de la période d'étude 1990-2012 (figure 3).

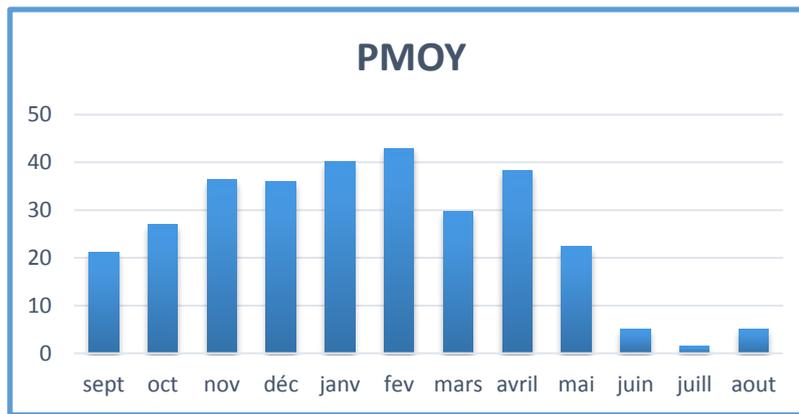


Figure 4.3 : Histogramme des précipitations moyennes mensuelles interannuel

Le climatogramme (diagramme ombrothermique) permet de distinguer les mois humides des mois secs. Il correspond à $P-2T$, P : la pluie (mm), T : température ($^{\circ}\text{C}$). On considère qu'un mois est sec si la courbe est inférieure à l'axe des x et humide si la courbe est en dessus de l'axe. Donc on remarque que les mois de mai, juin, juillet, août et septembre sont secs, et les mois de novembre, décembre, janvier, février, mars, avril sont humides. La période pluvieuse s'étale de novembre à avril. Ceci s'explique par le climat semi-aride de la zone d'étude contrairement aux régions plus près du littoral où la période humide s'étale d'octobre à mai.

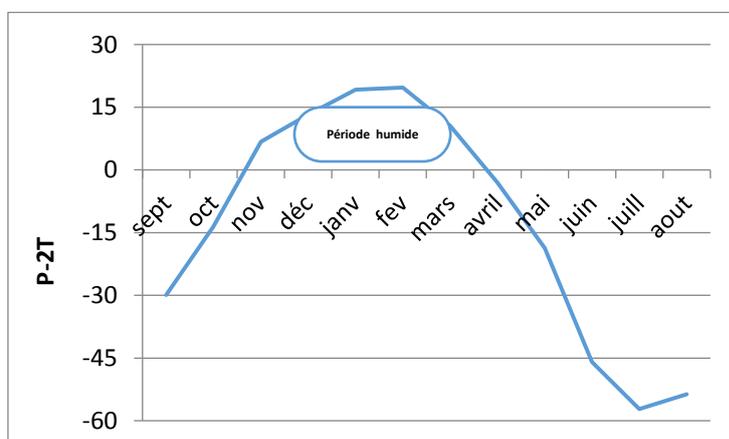


Figure 4.4: diagramme ombrothermique

Pour montrer le poids de chaque mois sur les totaux annuels, le coefficient de corrélation de Pearson a été calculé entre les pluies mensuelles de chaque mois et les pluies annuelles (tableau 6). Les résultats montrent que les pluies des mois d'Octobre, novembre, janvier, février et mars sont celles qui contribuent significativement aux pluies annuelles. Les coefficients de corrélation varient entre 0,43 pour le mois d'octobre et 0,50 pour le mois de

novembre. Le mois le plus pluvieux n'est pas nécessairement le plus corrélé avec les pluies annuelles. Le mois de février est le plus pluvieux, alors que c'est le mois de novembre qui présente un coefficient de corrélation le plus élevé.

Tableau4.6 : Corrélation entre les pluies mensuelles et les pluies annuelles

Mois	sept	oct.	nov.	déc.	janv.	fév.	mars	avril	mai	juin	juill.	aout
R-Pearson	0,17	0,43	0,50	0,174	0,47	0,47	0,45	0,23	0,23	0,09	0,23	0,12

D'après le climatogramme, Les précipitations sont concentrées entre Novembre et Avril, cependant leur distribution peut varier d'une année à une autre. En effet, l'instabilité du régime pluviométrique peut aussi être mise en évidence par le changement de la position du maximum mensuel. Nous avons comparé deux années qui enregistrent le même cumul annuel à savoir 2008 et 2012. La figure 5 montre que la position du maximum est au mois de décembre en 2008 avec une moyenne de 85 mm, alors qu'en 2012 la position du maximum se trouve au mois de février avec une moyenne de 84mm. Pendant les mois de septembre, décembre, février et mai un écart pluviométrique important est observé entre 2008 et 2012 ce qui confirme l'instabilité intra-annuelle du régime pluviométrique.

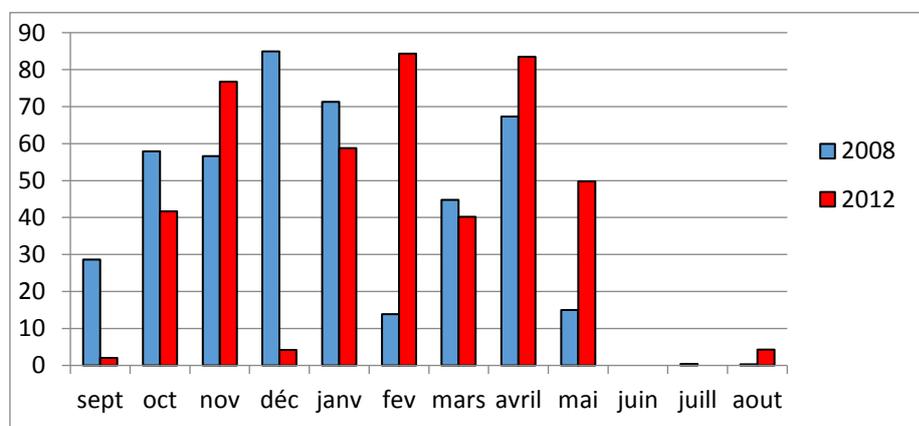


Figure 4.5: distribution des pluies mensuelles de deux années avec un même cumul annuel

4.3 .Caractéristiques du régime hydrométrique

4.3.1. Evolution des débits annuels

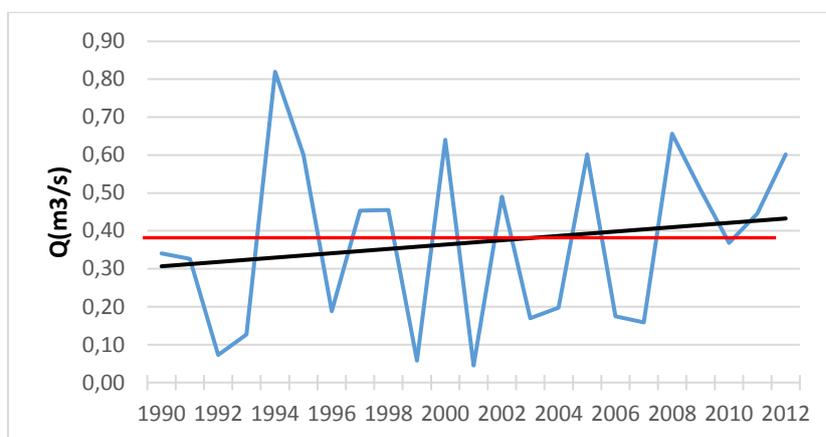


Figure 4.6 : Variation des débits annuels

(Ligne rouge : moyenne interannuelle, ligne noire : tendance linéaire)

La courbe de la variation des débits annuels montre que la moyenne interannuelle des débits est de 0,37m³/s, le maximum est enregistré en 1994 avec 0,82 m³/s par contre, le minimum est enregistré en 2001 il n'est que de 0,04 m³/s. la courbe de tendance montre une légère tendance à la hausse des débits par rapport à la moyenne depuis 2003. Effectivement les précipitations à la station de Touibia ont enregistré une augmentation significative depuis 2003, ce qui se répercute positivement sur le régime des écoulements.

Pour montrer si cette augmentation est significative ou pas, nous avons soumis la série de données hydrométriques aux tests de Mann-Kendall et Pettitt au seuil de signification 5%. Les résultats montrent une tendance positive non significative des écoulements dans le bassin de Bir Ouled Taher (tableau 7).

Tableau 4.7: résultats des tests statistiques appliqués aux débits

tests	S/K	P-value	alpha
Mann-Kendall	0,139	0,37	0,05
Pettitt	47,000	0,49	0,05

4.3.2. Relation pluie-lame d'eau écoulée

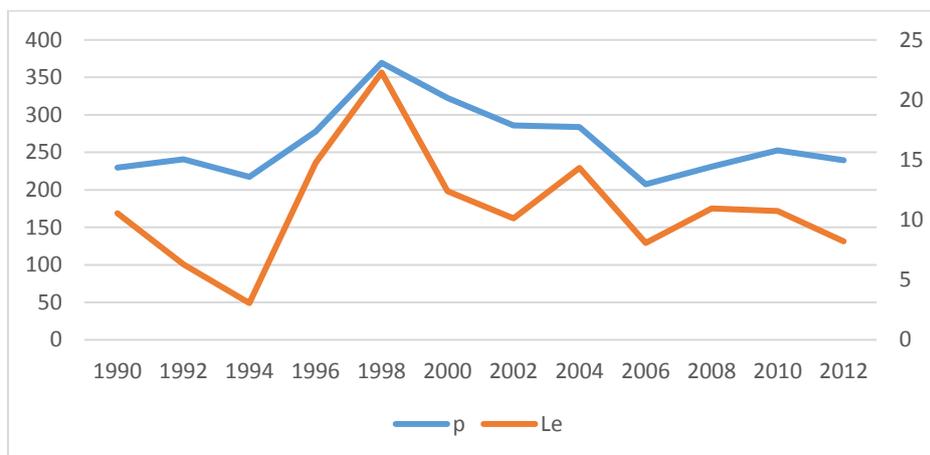


Figure 4.7 : Variation interannuelle des précipitations et des lames d'eau écoulées

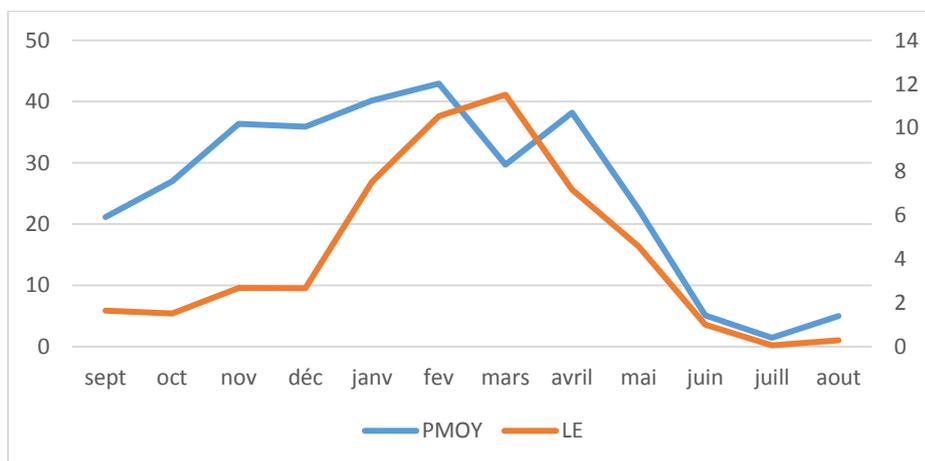


Figure 4.8 : Variation mensuelle des précipitations moyenne et des lames d'eau écoulées

Il ressort de l'examen de ces figures que le cours d'eau répond presque instantanément aux fortes chutes de pluie qui surviennent en Hiver et au Printemps. Le débit d'un cours d'eau n'est pas toujours en relation directe avec les précipitations tombant sur son bassin versant.

On observe ainsi une décroissance progressive du débit en fonction du temps jusqu'au tarissement bien que lors de cette période, il tombe parfois des pluies non négligeables (Figure 8)

La relation qui lie les lames d'eau écoulées et les précipitations annuelles est représentée par le modèle Polynomiale (en noir) et le modèle linéaire (en rouge) (figure 9). Le coefficient de détermination (R^2) est d'environ 50% soit un coefficient de corrélation (R) de 70%. Ce qui veut dire que 70% des écoulements sont dus aux précipitations. Ce coefficient dépend

également des caractéristiques physiques du bassin, de la géologie, ainsi que la répartition spatio-temporelle des Précipitations. Les pertes et les transferts souterrains vers d'autres bassins versants peuvent aussi en être la cause.

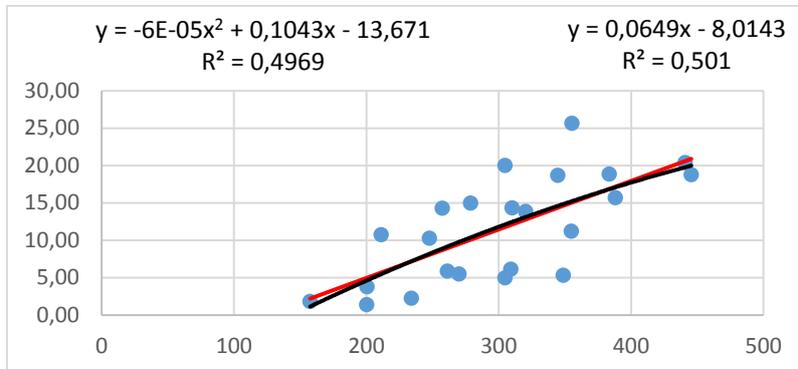


Figure 4.9: Corrélation Pluie-lame écoulée au pas de temps annuel

4.4. Analyse fréquentielle des pluies annuelles

➤ Ajustement des pluies à une loi de probabilité

Les pluies annuelles ont été ajustées à une loi normale et une loi log-normale.

La fonction de répartition de la loi normale est la suivante :

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}u^2} \quad ; \quad u = \frac{x - \bar{x}}{\sigma} \quad \bar{x}: \text{moyenne} \quad \sigma: \text{ecart - type}$$

La fonction de répartition de la loi log-normale est la suivante :

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \frac{1}{u} e^{-\frac{(\ln u)^2}{2\sigma^2}} \quad ; \quad u = \frac{x - x_0}{s}$$

x_0 : Paramètre de position

S: paramètre d'échelle

σ : Paramètre de forme

➤ Choix de la loi de probabilité

Pour choisir la loi de probabilité qui s'ajuste le mieux aux pluies annuelles nous avons calculé le test du khi-deux ainsi que le test de Kolmogorov-Smirnov.

Le khi-deux est calculé selon la formule suivante :

$$\chi^2_{calculé} = \sum_{i=1}^k \frac{(n_i - v_i)^2}{v_i}$$

n_i : Nombre d'observations contenues dans la classe k

v_i : Nombre d'observations théoriques calculées dans la classe k

Le test de Kolmogorov-Smirnov correspond à la formule suivante :

$$D_n = \max_{i=1}^n |F(x_i) - F_n(x_i)|$$

Les deux tests admettent une hypothèse nulle et une hypothèse alternative.

Hypothèse nulle (H0) : la série s'ajuste à une loi de probabilité. Dans ce cas le p-value est supérieur au seuil de signification $\alpha = 5\%$ ou bien la valeur observée est inférieure à la valeur théorique.

Hypothèse alternative (H1) : la série ne s'ajuste pas à une loi de probabilité. Dans ce cas le p-value est inférieur au seuil de signification $\alpha = 5\%$.

Tableau 4.8: Résultats du test du khi2

Statistiques	L-Normale	L-log normale
Khi ² (Valeur observée)	<u>2,21</u>	10,34
Khi ² (Valeur critique)	14,07	7,81
DDL	7,00	3,00
p-value	<u>0,95</u>	0,02
alpha	0,05	0,05

Tableau 4.9: Résultats du test de Kolmogorov-Smirnov

Statistiques	L-Normale	L-log normale
D	<u>0,084</u>	0,183
p-value	<u>0,993</u>	0,381
alpha	0,05	0,05

Le test du khi-deux montre que les pluies annuelles s'ajustent à une loi normale (p-value : $0,95 > 0,05$) alors qu'elles ne s'ajustent pas à une loi log Normale (p-value : $0,02 < 0,05$). Tandis que le test de K-S indique que les pluies annuelles s'ajustent aux deux lois de probabilité, toutefois la statistique du test (D) est plus faible pour la loi normale et le p-value est plus élevé pour cette loi aussi.

On conclut que les pluies annuelles de Touibia s'ajustent à une loi-Normale. Ce qui va nous permettre de déterminer la pluie pour chaque période de retour.

(Moyenne=301,31, Ecart-type=75,86, Taille n=23, I.C. à (en%)=95)

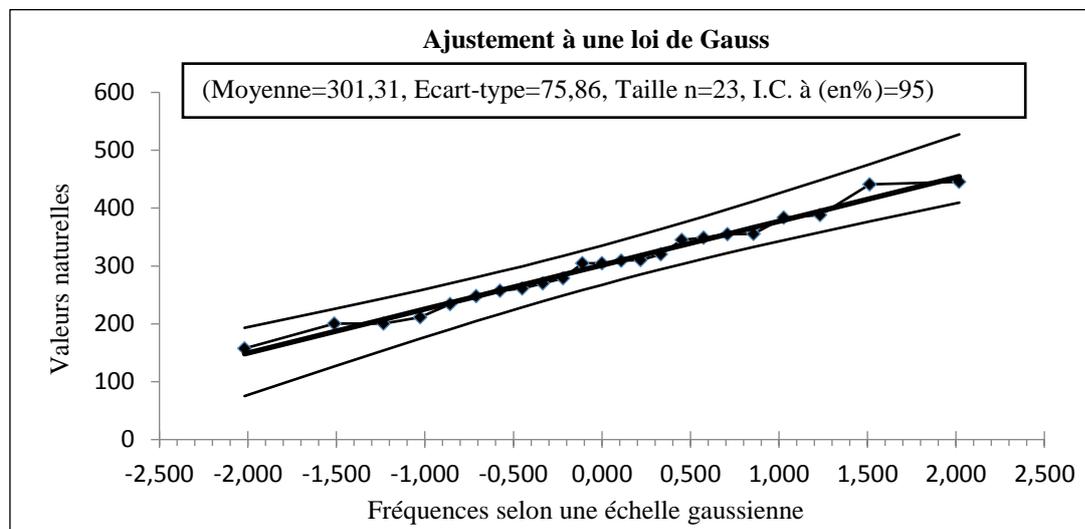


Figure 4.10 : ajustement des pluies annuelles à une loi Normale

➤ Période de retour

Lorsque l'on étudie des grandeurs comme les précipitations (caractérisées à la fois par leur hauteur et leur durée) ou les débits de crue d'un point de vue statistique, on cherche donc et, en règle générale, à déterminer par exemple la probabilité pour qu'une intensité i ne soit pas atteinte ou dépassée (i.e. soit inférieure ou égale à une valeur x_i).

Cette probabilité est donnée, si i représente une variable aléatoire, par la relation suivante :

$$F(x_i) = P(i \leq x_i)$$

On nomme la probabilité $F(x_i)$ fréquence de non-dépassement ou probabilité de non-dépassement. Son complément à l'unité $1 - F(x_i)$ est appelé probabilité de dépassement, fréquence de dépassement ou encore fréquence d'apparition.

On définit alors le **temps de retour** T d'un événement comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement. Soit :

$$T = \frac{1}{1 - F(x_i)}$$

La notion de temps de retour est destinée à caractériser la fréquence d'apparition d'un phénomène.

Nous avons déterminé les pluies annuelles qui correspondent aux périodes de retour 5, 10, 20, 50 et 100 ans.

Tableau 4.10: pluies annuelles correspondant à chaque période de retour

T (ans)	F	P (mm)
5	0,8	365,16
10	0,9	398,54
20	0,95	426,10
50	0,98	457,12
100	0,99	477,80

4.5. Modélisation pluie-débit

La modélisation pluie-débit permet d'obtenir la simulation des lames d'eau écoulées durant toute la période d'observation (période mesurée) ainsi que la période non observée.

Pour tester la capacité du modèle hydrologique GR2M (mouelhi, 2006) à reproduire les débits du bassin versant de Bir ouled Taher, on passe par les étapes suivantes :

- Période de calage : il s'agit de caler le modèle sur une période de temps et déterminer les paramètres X1 et X2 du modèle
- Période de validation : il s'agit de valider le modèle sur une autre période en maintenant les mêmes paramètres X1 et X2.
- Période d'exploitation : une fois le modèle validé, les données simulées par le modèle peuvent être utilisées pour reconstituer des débits manquants ou erronés et déterminer le bilan hydrologique du bassin.

Afin d'évaluer les performances de calage et validation du modèle, nous avons utilisé deux critères qui permettent de comparer les débits observés et simulés :

➤ **Le coefficient de détermination (R^2) :**

Il permet de juger la qualité de l'ajustement entre deux variables X et Y par la droite de régression, en expliquant la proportion de la variance de Y par les variations de X.

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{cal,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{moy})^2}$$

➤ **Le Critère de Nash :**

Le critère de Nash s'impose comme celui qui, globalement, permet d'accéder au meilleur calage.

Le critère de Nash s'écrit comme suit :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n \left(\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{Q_{cal,i}} \right)^2}{\sum_{i=1}^n \left(\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{Q_{moy}} \right)^2}$$

n: le nombre des valeurs calculées et observées.

$Q_{obs,i}$: Lame d'eau écoulee observée.

$Q_{cal,i}$: Lame d'eau écoulee simulée

$\overline{Q_{moy}}$: Moyenne des n valeurs de la racine carrée des lames d'eau écoulees observées.

Le critère de Nash varie dans un intervalle de $]-\infty, 1[$. Si Nash est proche de 1, l'ajustement est parfait, le modèle est considéré comme performant c'est à dire que les débits simulés s'approchent des débits observés. Lorsque Nash est négatif, cela signifie que le modèle n'explique pas mieux le comportement hydrologique du bassin. En général, on considère que le modèle est performant si le Nash est supérieur à 70%.

Concernant le choix de la période de calage et validation, il faut rappeler que la série de données pluviométriques n'est pas stationnaire et indique une augmentation de la pluviométrie depuis 2003. A cet effet, ce travail va nous permettre également d'évaluer la performance du modèle face à un changement de moyenne et donc de tester sa sensibilité face aux changements climatiques. Pour ce faire nous avons étudié deux cas :

➤ **Cas n°1** : cas d'une série de donnée pluviométrique non stationnaire :

Dans ce cas nous avons choisi la période avant rupture comme période de calage (1990-2002) et la période après rupture comme période de validation (2003-2012).

➤ **Cas n°2** : cas d'une série de donnée pluviométrique stationnaire (1990-2002) :

Dans ce cas nous avons choisi la période 1990-1997 comme période de calage et la période 1998-2012 comme période de validation.

4.5.1. Calage et validation : cas d'une série pluviométrique non stationnaire

Les paramètres de calage X1 et X2 ont été fixé en utilisant le solveur. Le Solveur est un outil qui permet l'optimisation des paramètres X1 et X2. C'est une macro programmée sur une feuille Excel, donc facile à manipuler, et dont le but est de minimiser l'écart entre la valeur observée et la valeur simulée.

Le principe de fonctionnement du Solveur est basé sur le calcul de l'écart entre le débit observé et le débit simulé. La valeur de la somme des carrés des écarts est alors réduite (voir égale à

zéro) par le solveur pour obtenir la bonne combinaison de calage X1 et X2 permettant un meilleur ajustement du modèle.

Tableau 4.11 : résultats de la modélisation pour la période 1990-2012

Période	X1	X2	Nash (%)	R ² (%)
Calage : 1990-2002	3,60	0,57	70,6%	70%
Validation : 2003-2012	3,60	0,57	42,2 %	57%
Calage : 2003-2012	5,00	0,59	73,7 %	

Le calage du modèle au cours de la période avant rupture (1990-2002) montre des résultats satisfaisants avec un critère de Nash de 70,6% et un R² de 70%. La validation du modèle sur la période après rupture (2003-2012) montre une mauvaise représentation du fonctionnement hydrologique du bassin, le critère de Nash est faible (42,2%) et le R² est de 57%. Ceci montre bien l'influence du changement de moyenne des précipitations sur la performance du modèle à simuler la réponse hydrologique du bassin.

Pour analyser la sensibilité du modèle aux changements climatiques, nous avons fait un calage sur la période après rupture (2003-2012). On constate une différence importante dans le paramètre X1 qui passe de 3,6 (avant rupture) à 5 (après rupture). Effectivement le paramètre X1 représente l'humidité du sol, et du fait de l'augmentation significative de la pluviométrie depuis 2003 ce paramètre a aussi fortement augmenté. Tandis que le paramètre X2 qui représente les échanges avec l'extérieur du bassin, n'a pas fortement varié (de 0.57 à 0.59).

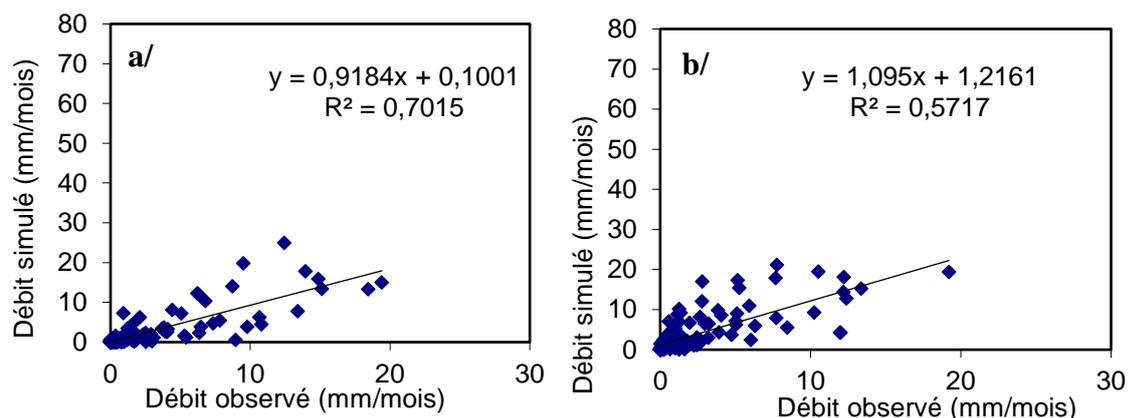


Figure 4.11: corrélation débit observé-débit simulé au cours de la période 1990-2012
Période de calage (a) et période de validation(b)

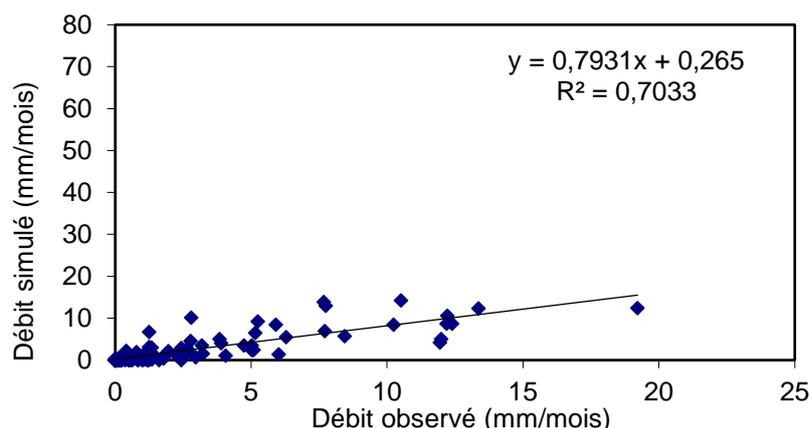


Figure 4.12 : corrélation débit observé-débit simulé au cours de la période de calage 2003-2012

4.5.2. Calage et validation : cas d’une série pluviométrique stationnaire

Un bon calage est primordial avant la validation du modèle. Le calage du modèle au cours de la période 1990-1996 montre une bonne représentation de la réponse hydrologique, avec un Nash d’environ 74% (tableau 12). Généralement les modèles hydrologiques ont tendance à surestimer les débits observés. Dans notre cas, le modèle surestime plutôt les débits d’étéages (figure 13). On constate aussi que le modèle répond correctement aux précipitations. Pour chaque pluie intense, on observe un pic de la lame d’eau écoulée simulée.

Tableau 4.12: résultats du calage et validation au cours de la période 1990-2002

Période	X1	X2	Nash	R ²
Calage : 1990-1996	3,60	0,57	73,7 %	70,8 %
Validation : 1997-2002	3,60	0,57	81,7 %	82 %

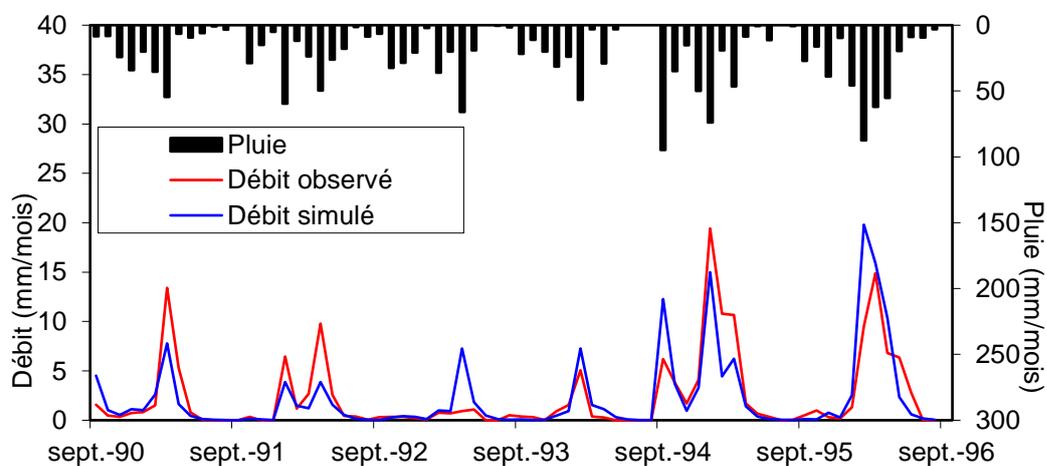


Figure 4.13: débit observé et simulé pendant la période de calage

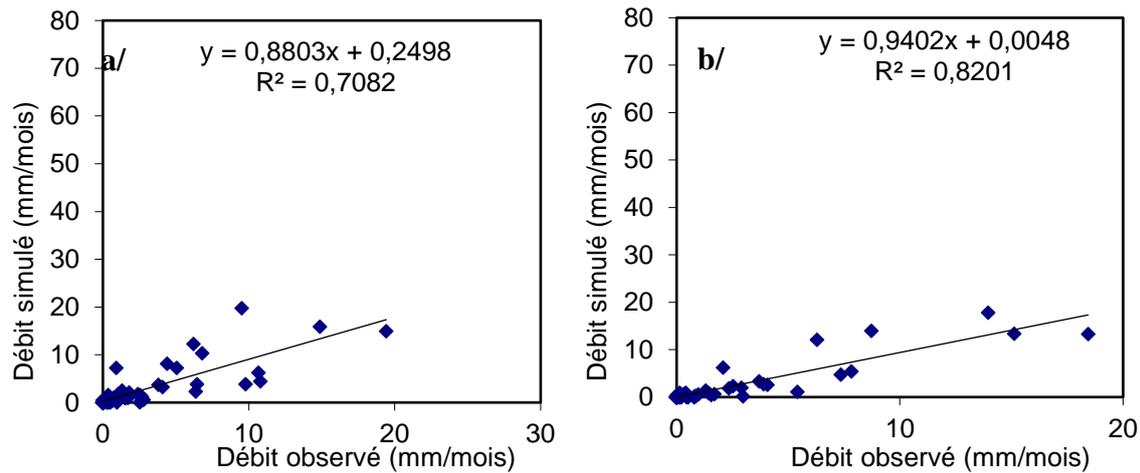


Figure 4.14: corrélation débit observé-débit simulé au cours de la période 1990-2002
Période de calage (a) et période de validation (b)

La validation consiste à vérifier que le modèle garde toujours sa performance en passant à une période indépendante de la période de calage tout en gardant les mêmes paramètres de calage. Le calage étant satisfaisant (Nash=73,7%), nous pouvons passer à la période de validation au cours de la période 1997-2012. Pour la période de validation, le modèle simule de manière très satisfaisante les débits observés, avec un Nash de 81,7%.

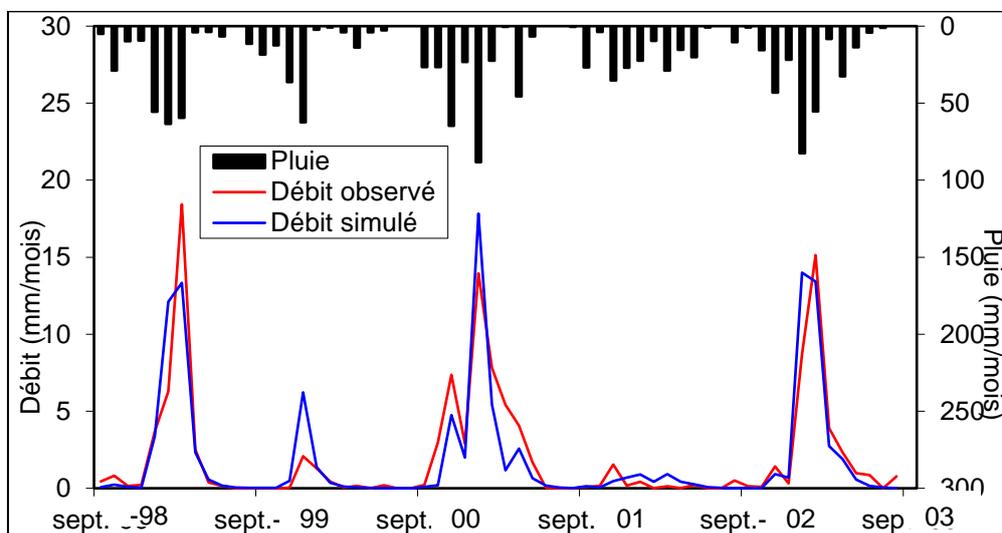


Figure 4.15: débit observé et simulé pendant la période de validation

4.6. Le bilan hydrologique

Le modèle GR2M, une fois validé permet de déterminer le bilan hydrologique du bassin puisque il tient compte des différentes composantes du cycle hydrologique à savoir :

- Les précipitations
- L'évapotranspiration
- Les écoulements

Dans ce travail, nous présentons le bilan hydrique simplifié interannuelle au cours de la période de validation 1998-2002 puisque le critère de Nash est d'environ 82%.

$$\Delta S = P - (ETP + Qt)$$

La figure 16 montre la variation annuelle du bilan hydrologique au cours de la période 1998-2002. Le bilan interannuel simplifié est à priori très déficitaire d'environ (-817 mm).

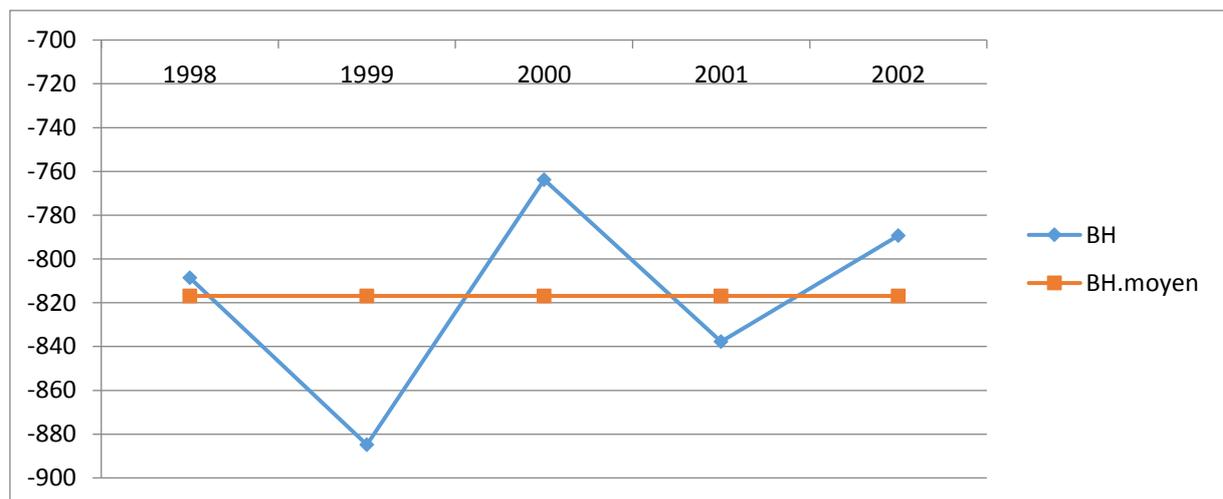


Figure 4.16 : Bilan hydrique annuel dans le bassin D'oued zeddine

La zone d'étude se trouve dans une région semi-aride caractérisée par une pluie moyenne de 240 mm et une ETP qui dépasse 1000 mm, en plus des changements climatiques qui ont touché cette région et qui a connu une sécheresse au cours de cette période (1998-2002).

Généralement, dans des situations pareilles on parle de déficit d'écoulement (D) qui représente la différence entre les précipitations et les écoulements : $D = P - Qt$

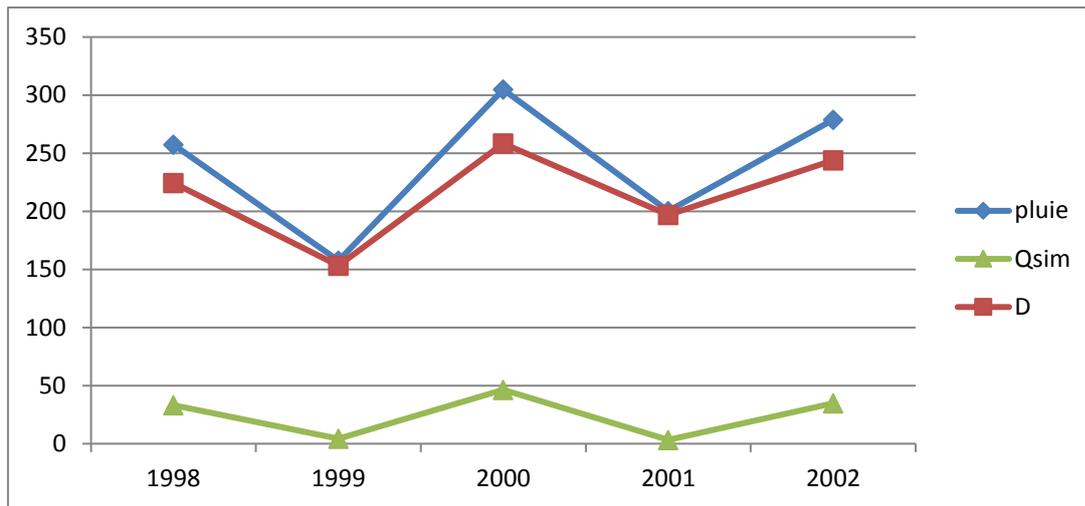


Figure 4.17 : Variation annuelle du déficit d’écoulement

D’après les résultats le bassin versant présente un déficit d’écoulement de 90%.

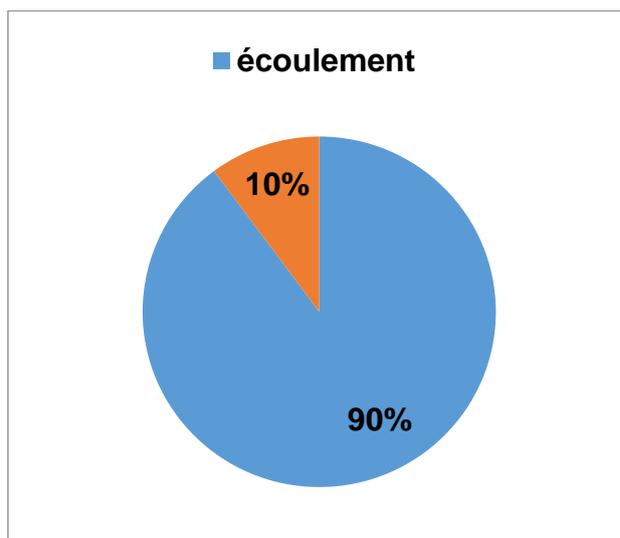


Figure 4.18: Déficit d’écoulement de la zone d’étude

Conclusion générale :

Ce travail avait pour objectif d'évaluer la performance du modèle pluie-débit GR2M dans le bassin versant de Bir Ouled Tahar.

Dans notre travail, nous avons tout d'abord présenté l'état de l'art de la modélisation hydrologique en particulier celui de la fonction pluie-débit. La maîtrise de cette fonction nécessite la connaissance obligatoire de deux notions : d'une part la compréhension du fonctionnement du bassin versant et d'autre part la maîtrise des paramètres intervenant dans l'élaboration du modèle à savoir : les précipitations, la température, l'évaporation et les débits etc.

Nous avons ensuite exploité le modèle conceptuel à réservoir de GR2M à deux paramètres de calage qui a été validé sur les données climatiques de la zone d'étude.

La situation géographique de notre bassin versant induit un climat de type méditerranéen (semi-aride), avec une température moyenne annuelle de 20°C, des précipitations moyennes annuelles de 360 mm et une évaporation de 94%. Selon la carte de l'évapotranspiration potentielle du nord de l'Algérie.

L'étude statistique des conditions climatiques, met en évidence une variation des précipitations qui se traduit par une augmentation de la pluviométrie, en la détectant à partir d'un test de petit.

Ensuite, nous avons essayé de trouver des corrélations entre les précipitations et les volumes d'eau écoulés et donne un coefficient de corrélation moyenne 0,54, c'est ce qui d'ailleurs justifie notre choix du modèle du Génie Rural (GR) pour expliquer le comportement hydrologique du Bassin devant les variabilités climatiques observées. L'échelle mensuelle. Le modèle conceptuel pluie/débit s'est révélé très efficace à simuler les débits moyens du bassin. Les différents résultats obtenus par la simulation, en calage et en validation, sont vérifiés par l'analyse du critère de Nash qui montre des résultats satisfaisants au cours de la période 1990-2002. L'application du modèle avec des précipitations non stationnaires (1990-2012) a mis en évidence la sensibilité du modèle au changement de moyenne de la donnée d'entrée.

Nous pouvons dire que le modèle GR2M présente une certaine efficacité à simuler les écoulements et garantir une meilleure compréhension du comportement hydrologique du bassin. Cependant il montre une certaine sensibilité aux variations climatiques. Pour confirmer cette dernière conclusion, le modèle doit être testé sur d'autres bassins versants présentant le même contexte climatique.

REFERENCE BIBLIOLOGRAPHIQUE

- **Agenda 21, 2003.** C'est la conférence des Nations Unies sur l'environnement et le développement durable (Sommet de la Terre de Rio en 1992) qui consacre pleinement le terme de développement adopté par 173 chefs. Il concerne les collectivités territoriales : régions, départements, communautés de communes et communes.
- **Amiar s., 2014.** Modélisation Pluie-Débit Outil De Prévision des Crues Le mieux adapté Par Le Modèle Hydrologique GR Cas de bassin versant d'Oued Touil, cheliff amont de bouchzoul Algérie.
- **Belaroui H. ,2017.** Modélisation Hydrologique du bassin versant d'oued El Harrach amont à l'aide des modèles globaux (pluie-débit).
- **Berrezoug T., 2013.** modification débit- pluie l'oued sarno mekkera NW-Algérie
- **Birou 1966,** Birou Alain vocabulaire pratique des sciences sociales .Paris, Edition ouvrières, 1966, 314 P .33, 15.
- **Bouanini. ,2012** . Les paramètres des modèles à pas de temps mensuel GR2M caractéristiques du bassin versant d'oued Sikkak (NW algérien) ont été déterminés.
- **Boursali I., 2015** .Application de la fonction pluie-débit au bassin versant de la TAFNA Cas de l'oued Khemis-TLEMEN (NW Algérien) Présenté pour l'obtention du grade de magister En Hydrogéologie et Environnement.
- **Bradai .R .,cheate B 2007** , "Application of Artificial Intelligence Resources for Increase Speed Controller Efficiency in Vector Induction Machine Drive.
- **C. Perrin, C. Michel et V. Andréassian juin 2007,** Modèles hydrologiques du génie rural (GR), Rapport, Edition CEMAGREF.

- **Djellouli F. ,2012** : «Modélisation Pluie –Débit : Application au bassin versant d’Oued El Louza (Oued EL Hammam-Mactaa-NW Algérien) » ; Thèse de magister.
- **Elhoussaoui A., 2016** : Modélisation De La Fonction Pluie - Débit. Cas De L'Oued Tamanrasset.
- **Kouassi A M. ,2007**“Caractérisation d’une modification éventuelle de la relation pluie-débit et ses impacts sur les ressources en eau en Afrique de l’Ouest : cas du bassin versant du N’zi (Bandama) en Côte d’Ivoire,” Thèse de Doctorat de l’Université de Cocody-Abidjan, 210.
- **Lajoie, M., 1999**, L’approche éco systémique et la gestion par bassin versant, 39 p. Models, Part I - A discussion of principles, J. Hydrol., 10, 282–290.
- **Mouelhi C., 2003**. “Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps annuel, mensuel et journalier,” Thèse de Doctorat de l’Ecole nationale du génie rural des eaux et forêts de Paris, France., 2003.
- **Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C. et Andreassian, V., 2006**. Linking stream flow to rainfall at the annual time step: the Manabe bucket model revisited. Journal of Hydrology 328, 283-296, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.12.022.
- **Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C. et Andréassian, V., 2006**. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. Journal of Hydrology 318(1-4), 200-214, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.06.014.
- **Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V.,1970**: River flow forecasting through conceptual.
- **Perrin. 2009**, Représentation du fonctionnement d’un modèle hydrologique.
- **REMAOUN .M., Dr EZZIANE. K et ZEKOUDA N ., 2011**. Modélisation des crues d’oued ouaragane pour la gestion intègre des risques d’inondation.

- **Saidi, A., 2007**, Ministère des ressources en eau, direction des études et des aménagements hydrauliques, Algérie.
- **Sekina A, Bouanani A , Baba-ahmed K ..,2016**: La modélisation de la relation pluie-débit par l'utilisation du modèle de GR, présente aux pas de temps annuel, mensuel et journalier des résultats pleinement satisfaisants pour les données pluviométriques d'Oued Touil, Cheliff amont de boughzoul , Algerie.
- **Singh, P. (1995)**. Hydrologic systems, vol. 1 : Rainfall - Runoff modeling.
- **Teniere, Buchot., 1997**, L'eau et la vie des hommes au 21ème siècle.
Université de Mascara (Algérie).

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique.....	06
Figure 1.2: Différentes approches de modélisation.....	08
Figure 2.1 : Situation géographique du bassin.....	13
Figure 2.2 : carte hypsométrique.....	14
Figure 2.3 : courbe hypsométrique et hypsogramme.....	15
Figure 2.4 : réseaux hydrographique du bassin.....	17
Figure 2.5 : carte géologique.....	18
Figure 3.1 : Fonctionnement du modèle GR2M(Mouelhi,2006).....	23
Figure 4.1 : Evolution du SPI au cours de la période d'étude 1990-2013	27
Figure 4.2 : Série présentant une rupture de la moyenne pluviométrique.....	29
Figure 4.3 : Histogramme des précipitations moyennes mensuelles interannuel.....	30
Figure 4.4: diagramme ombrothermique.....	30
Figure 4.5: distribution des pluies mensuelles de deux années avec un même cumul annuel..	31
Figure 4.6 : Variation des débits annuels.....	32
Figure 4.7 : Variation interannuelle des précipitations et des lames d'eau écoulées.....	33
Figure 4.8 : Variation mensuelle des précipitations moyenne et des lames d'eau écoulées....	33
Figure 4.9: Corrélation Pluie-lame écoulée au pas de temps annuel.....	34
Figure 4.10 : ajustement des pluies annuelles à une loi Normale.....	36
Figure 4.11: corrélation débit observé-débit simulé au cours de la période 1990-2012.....	39
Figure 4.12 : corrélation débit observé-débit simulé	40
Figure 4.13: débit observé et simulé pendant la période de calage.....	40
Figure 4.15: débit observé et simulé pendant la période de validation.....	41
Figure 4.16 : Bilan hydrique annuel dans le bassin D'oued zeddine.....	42
Figure 4.17 : Variation annuelle du déficit d'écoulement.....	43
Figure 4.18: Déficit d'écoulement de la zone d'étude.....	43

Liste des tableaux

Tableau 2.1 : Classification du relief selon Ds.....	17
Tableau 3.1 : caractéristique géographique de la station pluviométrique.....	19
Tableau 3.2 : caractéristique géographique de la station hydrométrique.....	19
Tableau 4.1 : résultats des tests wilcoxon	26
Tableau 4.2 : Classification de la sècheresse selon le SPI	27
Tableau 4.3 :Fréquence des classes de l'Indice Standardisé des Précipitations(SPI)	28
Tableau 4.4 : résultats du test de Mann-Kendall.....	28
Tableau 4.5 : résultats du test de Pettitt.....	29
Tableau 4.6 : Corrélation entre les pluies mensuelles et les pluies annuelles.....	31
Tableau 4.7 : résultats des tests statistiques appliqués aux débits.....	32
Tableau 4.8 : Résultats du test du khi2.....	35
Tableau 4.9 : Résultats du test de Kolmogorov-Smirnov.....	35
Tableau 4.10 : pluies annuelles correspondant à chaque période de retour.....	37
Tableau 4.11 : résultats de la modélisation pour la période 1990-2012.....	39
Tableau 4.12 : résultats du calage et validation au cours de la période 1990-2002.....	40

Tableau 2 : les débits mensuels de la station de bir ouled taher

	sept	oct	nov	dec	janv	fev	mars	avril	mai	juin	juill	aout	annuel
1991	0,26	0,07	0,06	0,12	0,13	0,27	1,07	0,07	0,13	0,01	0,00	0,00	2,06
1992	0,00	0,06	0,00	0,00	1,06	0,21	0,43	1,63	0,43	0,07	0,06	0,01	3,95
1993	0,05	0,06	0,06	0,03	0,02	0,13	0,12	0,15	0,18	0,00	0,00	0,08	0,89
1994	0,06	0,05	0,00	0,15	0,26	0,90	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	1,54
1995	1,03	0,64	0,29	0,68	3,15	1,93	1,77	0,29	0,11	0,06	0,00	0,01	9,95
1996	0,08	0,16	0,05	0,03	0,21	1,64	2,46	1,13	1,05	0,47	0,01	0,00	7,29
1997	0,42	0,21	0,02	0,06	0,40	0,11	0,01	0,74	0,30	0,00	0,00	0,02	2,28
1998	0,12	0,28	1,49	0,51	0,30	0,21	0,13	0,18	2,06	0,20	0,01	0,02	5,51
1999	0,07	0,14	0,03	0,03	0,60	1,12	3,03	0,42	0,06	0,03	0,00	0,00	5,54
2000	0,00	0,00	0,01	0,33	0,21	0,08	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,69
2001	0,03	0,50	1,23	0,29	2,22	1,40	0,90	0,68	0,28	0,00	0,00	0,00	7,52
2002	0,02	0,03	0,26	0,03	0,07	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,09	0,55
2003	0,02	0,02	0,24	0,05	1,40	2,70	0,64	0,39	0,16	0,14	0,00	0,13	5,90
2004	0,27	0,01	0,14	0,17	0,21	0,22	0,79	0,07	0,14	0,00	0,00	0,00	2,01
2005	0,17	0,00	0,08	0,08	0,12	0,50	1,04	0,21	0,06	0,11	0,01	0,00	2,38
2006	0,00	0,20	0,10	0,53	0,64	2,21	1,98	0,37	1,00	0,06	0,01	0,04	7,16
2007	0,21	0,00	0,00	0,09	0,00	0,04	0,46	0,87	0,44	0,03	0,00	0,00	2,12
2008	0,41	0,11	0,68	0,08	0,15	0,04	0,17	0,06	0,06	0,04	0,00	0,00	1,79
2009	0,04	0,13	0,16	0,86	1,68	2,14	1,40	0,99	0,43	0,09	0,00	0,00	7,93
2010	0,02	0,03	0,03	0,49	0,32	2,18	2,20	0,53	0,17	0,03	0,00	0,17	6,17
2011	0,00	0,10	0,19	0,29	0,43	2,18	0,64	0,22	0,30	0,09	0,00	0,00	4,44
2012	0,00	0,02	0,06	0,02	0,03	0,88	0,61	3,20	0,40	0,12	0,00	0,00	5,34
2013	0,00	0,08	0,19	0,10	0,82	1,38	1,67	1,28	1,26	0,43	0,02	0,01	7,26

ANNEXES 3

Modèle pluie-débit mensuel GR2M (version Mouelhi et al., 2006)

(Rq: seules les cellules en jaune sont à modifier, les autres sont issues de calculs; les formules des cellules F41 à AE41 sont à)

Nom du bassin		oued zeddine	
Superficie du bassin (km²)		417,83	
Paramètres modèle		Transf.	Réels
x1: Capacité rés. production (mm)	3,60		36,60
x2: Paramètre d'échange (mm)	0,57		0,57
Valeurs initiales			
Niveau de remplissage initial S0 (max.: x1 mm)			18,30
Niveau de remplissage initial R0 (max.: 60 mm)			30
Période test			
Date de début de période test (hors mise en route)			09/1997
Date de fin de période test			09/2002
Longueur de la période de mise en route (mois)			84
Durée de la période test (mois)			60
Moyenne des pluies observées (mm/mois)			20,5
Moyenne des ETP observées (mm/mois)			86,1
Moyenne des débits observés (mm/mois)			2,0
Moyenne des racines des débits observés			1,0

Figure 1 : Exemple d'un feuille de calcul pour le modèle GR2M (partie 1)

Créters d'efficacité												
Nash-Sutcliffe(Q)			0,532									
Nash-Sutcliffe(sqrt(Q))			0,670									
Nash-Sutcliffe(ln(Q))			0,810									
Bilan			0,931									
Données		Variables du modèle										
Mois	Pluie (mm)	ETP (mm)	Débit (mm)	S1	P1	S2	S	P2	P3	R1	F	R2
sept-90	8,5	128,7	1,57	23,92	2,88	0,03	0,03	0,00	2,88	32,88	-14,14	
oct-90	8,2	74,9	0,46	8,10	0,14	0,15	0,15	0,00	0,14	14,42	-6,20	
nov-90	24,2	34,5	0,33	21,30	3,05	4,29	4,29	0,00	3,06	10,28	-4,42	
déc-90	34,1	19,2	0,72	28,60	9,78	13,44	13,23	0,21	10,00	15,34	-6,59	
janv-91	20,1	17,0	0,82	26,70	6,63	13,51	13,29	0,22	6,85	14,48	-6,23	
févr-91	35,3	20,7	1,51	31,95	16,64	14,62	14,32	0,30	16,94	24,20	-10,40	
mars-91	54,4	35,7	13,41	35,00	33,73	8,45	8,41	0,03	33,76	44,98	-19,34	
avr-91	6,6	54,2	5,31	14,35	0,66	0,91	0,91	0,00	0,66	18,62	-8,01	
mai-91	9,5	96,1	0,79	10,14	0,27	0,06	0,06	0,00	0,27	9,29	-3,99	
juin-91	6	152,1	0,05	6,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	4,92	-2,12	
juil-91	1	207,1	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,68	-1,15	
août-91	3,4	193,5	0,00	3,39	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	1,50	-0,64	
sept-91	0	128,7	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84	-0,36	

Figure 2 : Exemple d'un feuille de calcul pour le modèle GR2M (partie 2)