

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
جامعة أبي بكر بلقايد - تلمسان

Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen
Faculté de TECHNOLOGIE
Département d'HYDRAULIQUE

Laboratoire de Recherche n° 25
« Promotion des Ressources Hydriques, Minières et Pédologiques, Législation de
l'Environnement et Choix Technologiques »



THESE

Présentée pour l'obtention du grade de **DOCTEUR en HYDRAULIQUE**

OPTION : Technologie des Sciences de l'Eau

Par :

BENDJEMA Lina

**CONTRIBUTION DE LA MODELISATION HYDROLOGIQUE A L'EVALUATION DE
L'IMPACT DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE SUR LA RESSOURCE EN EAU.
CAS DU BASSIN VERSANT D'OUED MELLAH (NE algérien).**

Soutenue publiquement, le / / 2020, devant le jury composé de :

M. ROUISSAT Boucherit	M.C.A.	E.P.S.T. Tlemcen	Président
Mme. BABA-HAMED Kamila	Professeur	Univ. Tlemcen	Directrice de thèse
M. BOUANANI Abderrazak	Professeur	Univ. Tlemcen	Co-Directeur de thèse
M. BOUDJEMLINE Djamel	M.C.A.	UST Oran	Examinateur
M. MEGNOUNIF Abdessalam	Professeur	Univ. Tlemcen	Examinateur

2019 - 2020

Résumé

Le bassin versant d'Oued Mellah est situé dans une région hydro-climatique où la sécheresse influe sur les précipitations et les écoulements de surface, cette thèse s'est focalisée sur l'étude de cette dernière afin d'évaluer sa sévérité et de caractériser son impact sur la ressource en eau. La quantification et la gestion de la ressource en eau dans un tel contexte est un enjeu important pour la zone. Dans ce sens, ce travail a pour objectifs :

- d'étudier les variations temporelles du régime pluviométrique et hydrométrique,
- d'évaluer la sécheresse par utilisation des indices statistiques qui servent à quantifier sa sévérité (SPI, SSFI, STI et RDI),
- la mise au point d'un modèle hydrologique conceptuel pluie-débit, afin d'identifier les tendances dans la relation pluie-débit du bassin versant.

Le développement des différentes méthodes d'analyse statistique a permis une meilleure connaissance du régime hydrologique et du mode de fonctionnement des systèmes hydrologiques. En effet, l'analyse des séries hydro-pluviométriques sur une période de 44 ans nous a apporté de nombreuses informations ayant servi à déterminer la relation pluie-débit. Aussi, l'application des tests statistiques a permis d'identifier des ruptures entre 1980/1981, 1996/1997 et 2001/2002, qui marquent une modification du régime hydrologique. Ces ruptures s'accompagnent d'une diminution de la température et une augmentation des précipitations engendrant des fréquences d'écoulement déficitaires et excédentaires qui expliquent l'irrégularité plus marquée du régime d'écoulement de l'oued Mellah. Les décennies 1970, 1980 apparaissent comme déficitaires avec une tendance de retour des précipitations enregistrée au cours de la période (2002/2003 - 2011/2012).

L'étude de la relation pluie-débit s'est avérée très intéressante. En effet, différentes approches ont été tentées pour la compréhension du fonctionnement hydrologique de l'oued Mellah : des modèles conceptuels globaux à réservoirs (GR1A, GR2M et GR4J, GARDENIA) et un modèle de type conceptuel semi-distribué (HBV Light). Les résultats obtenus indiquent que ces modèles possèdent un bon pouvoir prévisionnel et que le recours à ces méthodes constitue donc une alternative pleinement justifiée et privilégiée dans le domaine de la gestion des ressources en eau de surface.

Mots clés: Oued Mellah, variabilité climatique, modèle pluie-débit, GR, Gardénia, HBV Light, performance.

ملخص

يقع حوض مياه واد ملاح في منطقة مائية مناخية حيث يؤثر الجفاف في هطول الأمطار وجريان المياه السطحي ، وقد ركزت هذه الرسالة على دراسة هذا الأخير من أجل تقييم شدته وتميز تأثيرها على الموارد المائية. يعد تحديد وإدارة موارد المياه في مثل هذا السياق قضية مهمة للمنطقة. و بهذا الصدد كانت أهداف هذه الدراسة :

- دراسة الاختلافات الزمنية لنظام هطول الأمطار ونظام القياس الهيدرولوجي ،

- تقييم الجفاف باستخدام مؤشرات إحصائية تُستخدم لقياس شدته (SPI و SSFI و STI و RDI) ،

- وضع نموذج هيدرولوجي مفاهيمي التساقط - للتدفق- من أجل تحديد الاتجاهات في العلاقة بين تدفق المطر و أحواض المياه.

لقد أتاح تطوير طرق مختلفة للتحليل الإحصائي فهماً أفضل للنظام الهيدرولوجي وطريقة عمل الأنظمة الهيدرولوجية. في الواقع ، حيث أعطانا تحليل سلاسل قياسات التدفق و هطول الأمطار على مدى 44 عامًا الكثير من المعلومات التي تم استخدامها لتحديد علاقة التدفق - التساقط. كما أن تطبيق الاختبارات الإحصائية جعل من الممكن تحديد فترات الانقطاع بين 1981/1980 و 1997/1996 و 2002/2001 ، والتي تمثل تعديلاً على النظام الهيدرولوجي. ويصاحب هذه الانقطاعات انخفاض في درجة الحرارة وزيادة في هطول الأمطار ، وتولد ترددات تدفق عجز و فائض تفسر عدم انتظام نظام التدفق في وادي ملاح. يبدو ان العشريات 1970 ، 1980 كانت تعاني من عجز مع اتجاه عودة الأمطار المسجلة خلال الفترة (2003/2002 - 2012/2011).

أثبتت دراسة علاقة التدفق - التساقط أنها مثيرة للاهتمام إذ تمت تجربة طرق مختلفة لفهم الأداء الهيدرولوجي لوادي الملاح:النماذج المفاهيمية ذات الخزانات (GR1A ، GR2M و GR4J ، GARDENIA) والنموذج المفاهيمي شبه الموزع (HBV Light) إذ تشير النتائج التي تم الحصول عليها إلى أن هذه النماذج تتمتع بقدرة تنبؤية جيدة ، وبالتالي فإن استخدام هذه الطرق يشكل بديلاً مبرراً ومفضلاً تماماً في مجال إدارة موارد المياه السطحية.

الكلمات المفتاحية : وادي ملاح ، قلب المناخ ، نموذج تدفق-تساقط ، GR ، Gardénia ، HBV Light ، الفعالية

Abstract

The wadi Mellah watershed is located in a hydro-climatic region where drought influences on precipitation and surface runoff, this thesis focused on the study of the latter in order to assess its severity and characterize its impact on water resources. The quantification and management of water resources in such a context is an important issue for the area. In this sense, the objectives of this work are:

- to study the temporal variations of the rainfall and hydrometric regime,
- to assess drought by using statistical indices which are used to quantify its severity (SPI, SSFI, STI and RDI),
- the development of a conceptual hydrological rain-flow model, in order to identify trends in the rain-flow relationship of the watershed.

The development of different methods of statistical analysis has enabled a better understanding of the hydrological regime and the operating mode of hydrological systems. Indeed, the analysis of the hydro-pluviometric series over a period of 44 years has brought us a lot of information which has served to determine the rain-flow relationship.

Also, the application of statistical tests made it possible to identify breaks between 1980/1981, 1996/1997 and 2001/2002, which mark a modification of the hydrological regime. These ruptures are accompanied by a decrease in temperature and an increase in precipitation, generating deficit and surplus flow frequencies which explain the more marked irregularity of the flow regime of the wadi Mellah. The decades 1970, 1980 appear to be in deficit with a trend of return of precipitation recorded during the period (2002/2003 - 2011/2012).

The study of the rain-flow relationship proved to be very interesting. Indeed, different approaches have been tried to understand the hydrological functioning of the Mellah wadi: global conceptual models with reservoirs (GR1A, GR2M and GR4J, GARDENIA) and a semi-distributed conceptual model (HBV Light). The results obtained indicate that these models have good forecasting power and that the use of these methods therefore constitutes a fully justified and preferred alternative in the field of surface water resources management.

Keywords: Wadi Mellah, climate variability, rain-flow model, GR, Gardénia, HBV Light, performance.

Dédicaces

Permettez-moi de dédier ce travail de longue haleine à :

mes parents, qui grâce à eux, à leur dévouement, à leur soutien inconditionnel, à leur affection et à leurs précieux conseils ainsi qu'à leur disponibilité, que j'ai pu mener à terme mes travaux de thèse.

à mon frère et à ma sœur pour leur présence et soutien moral,

Je dédie également ce travail à ma famille dont je suis particulièrement attachée, et dont le soutien constant et l'encouragement m'ont été d'un grand réconfort et ont contribué indéniablement à l'aboutissement de cette thèse.

A tous mes enseignants (es), mes amis (es) et collègues,

Enfin, à tous ceux qui m'ont aidé à réaliser cet ouvrage.

Lina

Remerciements

Traiter ce sujet est donc une grande satisfaction en finalité probable de mon parcours d'études. Cette satisfaction n'aurait pu avoir lieu sans le soutien de nombreuses personnes que je tiens à remercier sincèrement dans ces modestes lignes. Mes remerciements vont en particulier à :

Mes parents pour tout ce qu'ils m'ont appris, donné et inculqué et pour leur soutien durant toutes mes études, sans eux ce travail n'aurait pu être réalisé.

Mon encadreur, Professeur **BABA-HAMED** Kamila, pour sa disponibilité, merci pour avoir été autant conciliante durant ma période de travail et pour l'intérêt porté à mes recherches.

Je voudrais également lui témoigner ma gratitude pour ses conseils pertinents avec écoute, amabilité et patience. C'est en partie grâce à elle que mon travail a pu aboutir et voir le jour.

Mes vives gratitude vont aussi au Professeur **BOUANANI Abderrazak**, d'avoir accepté de co-diriger ce travail et de m'avoir efficacement guidé. Il m'a fait bénéficier avec ses orientations et ses conseils judicieux. Je lui en garde une profonde gratitude.

Je tiens à exprimer ici ma reconnaissance envers les membres de mon jury qui m'ont fait l'honneur d'évaluer mes travaux. Monsieur **ROUISSAT Boucherit**, qui après m'avoir fait profiter de son enseignement, a accepté de présider ce jury. Monsieur **BOUDJEMLINE Djamel** et Monsieur **MEGNOUNIF Abdesslam**, pour avoir eu la bienveillance d'accepter d'examiner en profondeur ce travail.

J'adresse ensuite ma gratitude aux personnes qui ont permis la réalisation de cette thèse. Je pense à mon Directeur de laboratoire Professeur **BENSALAH Mustapha**, les responsables de la Faculté de Technologie de l'université de Tlemcen et le personnel administratif ainsi qu'à tous les enseignants et enseignantes du département d'Hydraulique.

Je tiens à remercier infiniment le Professeur **GAALOUL Noureddine** de l'université de Carthage, qui a largement contribué au succès de mon stage en Tunisie et qui m'a offert l'opportunité de voir en personne Docteur **MOUELHI Safouane**, un des concepteurs du modèle GR.

Je ne saurais oublier de remercier le personnel administratif des services météorologiques et hydrauliques de Guelma, de Constantine et d'Alger qui m'ont permis d'utiliser leurs données hydro-météorologiques, ainsi que le bureau d'études d'hydraulique **HARRAT ABBAD HAMID**.

Je remercie l'ensemble des doctorants pour avoir entretenu une ambiance conviviale et studieuse au sein du laboratoire 25.

Enfin merci à tous ceux et celles qui m'ont aidés à réaliser mon travail de thèse.

Table des matières

	Page
Résumé	I
Dédicaces	IV
Remerciements	V
Table des matières	VI
Liste des abréviations	XII
Liste des figures	XIII
Liste des tableaux	XIX

Introduction générale	1
------------------------------	---

Chapitre I. Synthèse bibliographique sur la variabilité climatique

I.1. Introduction	4
I.2. Notions préliminaires	5
I.2.1. Le climat	5
I.2.2. Notion d'échelle en climatologie	6
I.2.3. Facteurs expliquant les variations du climat	7
I.2.4. Principales caractéristiques climatiques	8
I.3. Le changement climatique	9
I.3.1. Causes du changement climatique	9
I.3.2. Effets du changement climatique	11
I.3.3. Projections des changements climatiques futurs	13
I.4. La variabilité climatique	13
I.4.1. Causes de la variabilité climatique	14
I.4.2. Le changement climatique <i>VS</i> la variabilité climatique	17
I.4.3. Variabilité climatique ou les extrêmes climatiques ont-ils changé?	18
I.5. Evaluation de la variabilité climatique en Algérie	19
I.6. Impact de la variabilité climatique sur la ressource en eau	20
I.7. Adaptation à la variabilité climatique dans le domaine de l'eau	24
I.8. Conclusion	25

Chapitre II. Etat de l'art de la modélisation hydrologique

II.1. Introduction	26
II.2. Définition préliminaire	26
II.3. Les variables d'un modèle hydrologique	26
II.4. Classification des modèles hydrologiques	27
II.5. Modélisation des processus hydrologiques selon une approche globale ou distribuée	29

II.6. Critères de qualité d'un modèle hydrologique	30
II.7. Objectifs de la modélisation pluie-débit	31
II.8. Présentation de quelques modèles	33
II.9. Critères d'évaluation de la modélisation	34
II.10. Choix d'un modèle	37
II.11. Modèle GR	37
a. Principes du modèle	37
b. Objectifs du modèle GR	38
c. Fonctionnement du modèle	39
II.11.1. Modèle GR1A	39
a. Principes du modèle	39
b. Fonctionnement du modèle	39
c. Paramètre	40
II.11.2. Modèle GR2M	40
a. Principes du modèle	40
b. Fonctionnement du modèle	40
c. Paramètre	41
II.11.3. Modèle GR4J	41
a. Principes du modèle	41
b. Fonctionnement du modèle	42
c. Paramètre	43
II.12. Modèle GARDENIA	44
a. Principes du modèle	44
b. Objectifs du modèle	44
c. Fonctionnement du modèle	45
d. Paramètres optimisés	51
II.13. Modèle HBV Light	52
a. Principes du modèle	52
b. Objectifs du modèle	53
c. Fonctionnement du modèle	53
d. Paramètres	57
II.14. Conclusion	58

Chapitre III. Présentation de la zone d'étude

III.1. Introduction	60
III.2. Cadre géographique	60
III.2.1. Situation et limites naturelles	60
III.2.2. Limites administratives	61
III.2.3. Orographie et hydrographie du bassin d'oued Mellah	62
III.3. Géologie du bassin versant	66

III.4. Occupation du sol	73
III.4.1. Les forêts	73
III.4.2. Les maquis et les maquis arborés	73
III.4.3. Les reboisements et les parcours	73
III.4.4. Les terrains de cultures	74
III.4.5. Les zones urbaines	74
III.5. Caractéristiques géométriques	76
III.5.1. Surface	76
III.5.2. Périmètre	76
III.5.3. Indice de compacité de Gravelius	76
III.5.4. Rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius	77
III.6. Relief	78
III.6.1. Répartition et courbe hypsométrique	78
III.6.2. Altitudes caractéristiques	80
III.6.2.1. Altitudes maximale et minimale	80
III.6.2.2. Altitude moyenne	80
III.6.2.3. Altitude médiane	80
III.6.2.4. Dénivelée	81
III.6.2.5. Dénivelée spécifique	81
III.6.3. Indices de pente	82
III.6.3.1. Indice de pente de Roche	82
III.6.3.2. Indice de pente globale	83
III.6.3.3. Indice de pente moyenne	83
III.6.4. Analyse spatiale des pentes	84
III.7. Caractéristiques hydrographiques	85
III.7.1. Chevelue hydrographique	85
III.7.2. Profil en long du cours d'eau principal	87
III.7.3. Pente moyenne du thalweg principal	88
III.7.4. Densité de drainage	89
III.7.5. Fréquence des thalwegs d'ordre 1	90
III.7.6. Fréquence des cours d'eau	90
III.7.7. Coefficient de torrentialité	90
III.7.8. Coefficient d'allongement	90
III.7.9. Rapport de confluence	91
III.7.10. Rapport des longueurs	92
III.7.11. Estimation du temps de concentration du bassin	93
III.8. Conclusion	101

Chapitre IV. Etude hydro-climatologique

IV.1. Introduction	103
--------------------	-----

IV.2. Présentation des stations	103
IV.3. Traitement des données	107
IV.4. Etude des précipitations	109
IV.4.1. Etude des précipitations annuelles	110
IV.4.2. Etude des précipitations mensuelles	113
IV.4.3. Etude des précipitations saisonnières	114
IV.4.4. Etude des précipitations journalières	119
IV.4.5. Etude des précipitations moyennes dans le bassin versant d'oued Mellah	119
IV.4.5.1. Moyenne arithmétique	119
IV.4.5.2. Méthode des polygones de Thiessen	120
IV.4.5.3. Méthode des isohyètes	121
IV.4.5.4. Etude des précipitations annuelles moyennes	122
IV.4.5.5. Etude des précipitations moyennes mensuelles du bassin d'oued Mellah	123
IV.4.5.6. Etude des précipitations moyennes saisonnières du bassin d'oued Mellah	124
IV.4.5.7. Etude des précipitations moyennes journalières du bassin d'oued Mellah	125
IV.5. Etude des températures	126
IV.5.1. Etude des températures annuelles	126
IV.5.2. Etude des températures mensuelles	128
IV.5.3. Etude des températures saisonnières	129
IV.5.4. Etude des températures journalières	131
IV.6. Etude de l'évapotranspiration	131
IV.6.1. Méthode de Thornthwaite	131
IV.6.2. Méthode de Turc	133
IV.6.3. Méthode d'Oudin	135
IV.6.4. Etude de la variation de l'évapotranspiration annuelle, mensuelle et journalière	137
IV.7. Etude des écoulements	140
IV.7.1. Etude des lames d'eau écoulées annuelles	140
IV.7.2. Etude des lames d'eau écoulées mensuelles	141
IV.7.3. Etude des lames d'eau écoulées saisonnière	142
IV.7.4. Etude des lames d'eau écoulées journalières	143
IV.8. Bilan hydrologique	144
IV.9. Etude statistique des données hydropluviométriques	145
IV.9.1. Etude statistique des précipitations annuelles	146
IV.9.2. Etude statistique des lames d'eau écoulées annuelles	149
IV.10. Conclusion	151

Chapitre V. Etude de la variabilité hydro-climatique

V.1. Introduction	152
V.2. Matériel et méthodes	153
V.2.1. Détection des ruptures	153

V.2.1.1. Tests des ruptures	153
V.2.1.1.1. Test de Pettitt	154
V.2.1.1.2. Statistique U de Buishand	155
V.2.1.1.3. Méthode Bayésienne de Lee et Heghinian	155
V.2.1.1.4. Test d'HUBERT	156
V.2.1.1.5. Test de corrélation sur le Rang	157
V.2.1.2. Déficits hydro-climatiques	157
V.2.1.3. Méthode du simple cumul	157
V.2.2. Evolution des indices hydro-climatiques	157
V.2.2.1. Indice de l'écart à la moyenne ou indice de sécheresse (IS)	158
V.2.2.1.1. Indice de précipitation normalisé (SPI)	158
V.2.2.1.2. Indice de température normalisé (STI)	159
V.2.2.1.3. Indice standardisé des écoulements (SSFI)	159
V.2.2.2. Indice d'aridité de DE MARTONNE	159
V.2.2.3. Indice de reconnaissance de la sécheresse (RDI)	160
V.2. 3. Coefficient d'écoulement	160
V.3. Résultats et discussion	161
V.3.1. Détection des ruptures au sein des séries chronologiques	161
V.3.2. Simple cumul	167
V.3.3. Evolution des indices hydro-climatiques	168
V.4. Conclusion	174

Chapitre VI. Contribution de la modélisation hydrologique à l'évaluation de l'impact de la variabilité climatique

VI.1. Introduction	176
VI.2. Modèles de simples corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée	176
VI.3. Application des modèles pluie-débit	177
VI.3.1. Méthodologie	177
VI.3.2. Résultats et discussions	179
VI.3.2.1. Application du modèle GR	179
VI.3.2.1.1. Modèle annuel GR1A	179
VI.3.2.1.1.1. Période totale	179
VI.3.2.1.1.2. Périodes avant et après rupture	187
VI.3.2.1.2. Modèle mensuel GR2M	197
VI.3.2.1.2.1. Période totale	197
VI.3.2.1.2.2. Période avant et après rupture	204
VI.3.2.1.3. Modèle journalier GR4J	216
VI.3.2.1.3.1. Période totale	216
VI.3.2.1.3.2. Période avant et après rupture	219

VI.3.2.2. Application du modèle GARDENIA au bassin versant d'oued Mellah	225
VI.3.2.2.1. Modèle GARDENIA au pas de temps annuel	225
VI.3.2.2.1.1. Période totale	226
VI.3.2.2.1.2. Période avant et après rupture	234
VI.3.2.2.2. Modèle GARDENIA au pas de temps mensuel	244
VI.3.2.2.2.1. Période totale	244
VI.3.2.2.2.2. Période avant et après rupture	252
VI.3.2.2.3. Modèle GARDENIA au pas de temps journalier	264
VI.3.2.2.3.1. Période totale	264
VI.3.2.2.3.2. Période avant et après rupture	267
VI.3.2.3. Application du Modèle HBV Light sur les données du bassin d'oued Mellah	273
VI.3.2.3.1. Période totale	274
VI.3.2.3.2. Période avant et après rupture	278
VI.4. Conclusion	284
Conclusion générale	288
Références bibliographiques	291
Annexes	312

Liste des abréviations

ANRH	Agence Nationale des R essources H ydriques
AO	Arctic O scillation
AR4	Assessment R eport 4
AR5	Assessment R eport 5
ArcGis	A rc G eographic I nformation S ystems
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal E mission and R election
CCNUCC	Convention-Cadre des Nations Unies sur les C hangements C limatiques
CEMAGREF	Centre national du M achinisme agricole, du G énie R ural et des E aux et F orêts
CLSM	C atchment L and S urface M odel
CRU	C limatic R esearch U nit
ENSO	E l Niño S outhern O scillation
EU	E uropean U nion
FAA	F ederal A viation A dministration
FAO	F ood and A griculture O rganization
GARDÉNIA	G lobal À R éservoirs pour la simulation de D ébits et de N iveaux A quifères
GES	G az à E ffet de S erre
GHCN	G lobal H istorical C limatology N etwork
GIEC	G roupement I ntergouvernemental d'experts sur les E volutions du C limat
GPCC	G lobal P recipitation C limatology C enter
GPCP	G lobal P recipitation C limatology P roject
GR	G énie R ural
HBV	H ydrologiska B yråns V attenbalansavdelning
HSPF	H eating and S easonal P erformance F actor
IAC	I nter A cademy C ouncil
INRGREF	I nstitut N ational de R echerches en G énie R ural, E aux et F orêts
Isba	I nteraction S ol- B iosphère- A tmosphère
Modcou	M odèle hydrologique c ouplé surface-souterrain
NAO	N orth A tlantic O scillation
NASA	N ational A eronautics and S pace A dministration
NOAA	N ational O ceanic and A tmospheric A dministration
NRCS	N atural R esources C onservation S ervice
O.R.S.T.O.M	O ffice de la R echerche S cientifique et T echnique O utre- M er
OMM	O rganisation M étéorologique M ondiale
PREC/L	P recipitation R econstruction over L and
S.C.S	S oil C onservation S ervice
SAFRAN	S ystème d'Analyse du F orçage A tmosphérique
SMHI	S wedish M eteorological and H ydrological I nstitute
SWM	S tandford W atershed M odel
TOPMODEL	T OPography based hydrological M ODEL
UN	U nited N ations
UNFCCC	U nited N ations F ramework C onvention on C limate C hange
USBR	U nited S tates B ureau of R eclamation

Liste des figures

	Page
Chapitre I. Synthèse bibliographique sur la variabilité climatique	
Figure I.1.	Modification des termes des bilans radiatif et hydrologique par les végétaux 7
Figure I.2.	Concentrations atmosphériques d'importants gaz à effet de serre à longue durée de vie au cours des 2 000 dernières années 11
Figure I.3.	Diagramme schématique des entrées volcaniques dans l'atmosphère et leurs effets 15
Figure I.4.	Effet sur les températures extrêmes 19
Chapitre II. Etat de l'art de la modélisation hydrologique	
Figure II.1.	Représentation schématique d'un modèle hydrologique 27
Figure II.2.	Principales caractéristiques des classes de modèles hydrologiques 30
Figure II.3.	Intérêt d'un modèle pluie-débit 33
Figure II.4.	Schéma de la structure du modèle GR2M 41
Figure II.5.	Diagramme du modèle GR4J 43
Figure II.6.	Représentation schématique des éléments du bilan hydrologique d'un bassin versant 46
Figure II.7.	Schématisation de fonctionnement du modèle hydrologique GARDENIA 47
Figure II.8.	Réservoir superficiel 48
Figure II.9.	Réservoir intermédiaire 48
Figure II.10.	Schéma du réservoir souterrain G1 50
Figure II.11.	Schéma de fonctionnement du modèle à réservoirs 50
Figure II.12.	Modèle semi distribué 54
Figure II.13.	Schéma simplifié du modèle HBV 54
Figure II.14.	Paramètres de simulation du modèle HBV Light 55
Figure II.15.	Fonction de réponse du modèle HBV light 56
Chapitre III. Présentation de la zone d'étude	
Figure III.1.	Localisation du bassin versant de la Seybouse 60
Figure III.2.	Situation géographique du bassin versant Mellah 61
Figure III.3.	Découpage administratif du bassin versant de la Mellah 62
Figure III.4.	Montagnes du bassin versant Mellah 62
Figure III.5.	Bassin versant de la Mellah et ses oueds secondaires (Chaabat) 63
Figure III.6.	Bassin versant de la Mellah et ses principaux oueds 64
Figure III.7.	Retenues collinaires dans le bassin-versant la Seybouse 65
Figure III.8.	Ressources minérales dans le bassin versant Mellah 66
Figure III.9.	Carte lithologique du bassin versant de l'Oued Mellah 69
Figure III.10.	Carte des aquifères potentiels du bassin versant de l'Oued Mellah 71
Figure III.11.	Carte des forages dans le bassin de la Seybouse 72
Figure III.12.	Carte d'occupation du sol du bassin de l'oued Mellah 74
Figure III.13.	Répartition des classes type d'occupation du sol du bassin versant Mellah 75
Figure III.14.	Répartition altimétrique du bassin d'oued Mellah 79
Figure III.15.	Rectangle équivalent du bassin versant de l'oued Mellah 79

Figure III.16.	Courbe hypsométrique du bassin versant de Mellah	80
Figure III.17.	Cartes de pentes des bassins d'étude	84
Figure III.18.	Classes de pentes du bassin versant Mellah	85
Figure III.19.	le réseau hydrographique de bassin versant de Mellah	86
Figure III.20.	Principaux affluents d'oued Mellah	86
Figure III.21.	Profil en long de l'Oued Mellah	88
Figure III.22.	Profil en long de l'Oued Mellah	89
Figure III.23.	Droite représentative du nombre de Thalwegs en fonction de l'ordre	92
Figure III.24.	Droite représentative des longueurs de Thalwegs en fonction de l'ordre	93
Figure III.25.	Valeurs de temps de concentration	101

Chapitre IV. Etude hydro-climatologique

Figure IV.1.	Localisation des stations pluviométriques, hydrométrique et météorologiques dans la région du bassin d'oued Mellah et utilisées dans l'étude	106
Figure IV.2.	Pourcentage des lacunes des données pour l'ensemble des stations pluviométriques, hydrométriques et météorologiques (1968/69-2013/14)	107
Figure IV.3.	Double cumul des pluies mensuelles des stations du bassin de Mellah	108
Figure IV.4.	Corrélation entre les données journalières de la station d'Annaba et les stations de Guelma et Souk-Ahras (1972/73 - 2013/14)	109
Figure IV.5.	Courbe de tarage de la station de Bouchegouf (oued Mellah) (2003/04-2009/10)	109
Figure IV.6.	Variations interannuelles des précipitations aux stations de Mechroha, de Hammam N'bail et de Bouchegouf	111
Figure IV.7.	Evolution annuelles des précipitations aux stations du bassin d'oued Mellah (1968/69-2011/12)	112
Figure IV.8.	Variation des précipitations mensuelles, minimales, maximales et moyennes aux stations du bassin d'oued Mellah (1968/69 - 2011/12)	114
Figure IV.9.	Variations saisonnières des précipitations aux stations du bassin d'oued Mellah (1968/1969 - 2011/2012)	115
Figure IV.10.	Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles à Mechroha	116
Figure IV.11.	Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles à Hammam N'bail	117
Figure IV.12.	Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles à Bouchegouf	118
Figure IV.13.	Variation des précipitations moyennes journalières aux stations du bassin d'oued Mellah (1968/1969 - 2011/2012)	119
Figure IV.14.	Présentation des superficies partielles des stations pluviométriques	120
Figure IV.15.	Carte en isohyètes du bassin versant Mellah (1968/69 - 2011/12)	122
Figure IV.16.	Evolution annuelles des précipitations moyennes dans le bassin d'oued Mellah (1968/69 - 2011/12)	123
Figure IV.17.	Variation des précipitations moyennes mensuelles, minimales, maximales et moyennes dans le bassin d'oued Mellah (1968/69-2011/12)	123
Figure IV.18.	Variations saisonnières des précipitations moyennes (1968/69 - 2011/12)	124
Figure IV.19.	Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles des précipitations moyennes (1968/69 - 2011/12)	125
Figure IV.20.	Variation des précipitations moyennes journalières du bassin versant d'oued Mellah (1968/1969 - 2011/2012)	126
Figure IV.21.	Evolution annuelles des températures (1972/73-2013/14) à souk Ahras et Guelma	127

Figure IV.22.	Variations interannuelles des températures et précipitations moyennes (1972/73 - 2011/12) du bassin d'oued Mellah	128
Figure IV.23.	Variation des températures mensuelles, minimales, maximales et moyennes (1972/73 - 2013/14) du bassin d'oued Mellah	129
Figure IV.24.	Variations saisonnières des températures moyennes du bassin d'oued Mellah (1972/73 - 2013/14)	129
Figure IV.25.	Evolution saisonnière avec leurs moyennes mobiles des températures moyennes du bassin d'oued Mellah (1972/1973 - 2013/2014)	130
Figure IV.26.	Variation des températures moyennes journalières du bassin d'oued Mellah (1972/1973 - 2013/2014)	131
Figure IV.27.	Humidité relative de l'air à la station de Guelma (1979/80 - 2013/14)	138
Figure IV.28.	Température moyenne mensuelle de deux stations (Guelma et Souk-Ahras) (1972/1973 - 2013/2014)	138
Figure IV.29.	Evolution annuelles de l'évapotranspiration (1972/73 - 2013/14)	139
Figure IV.30.	Variation de l'évapotranspiration mensuelle et saisonnière moyennes au niveau du bassin Mellah (1972/1973 - 2013/2014)	139
Figure IV.31.	Variation de l'évapotranspiration moyenne journalière au niveau du bassin Mellah (1972/1973 - 2013/2014)	140
Figure IV.32.	Variation interannuelle des lames d'eau écoulées dans le bassin Mellah à la station Bouchegouf (1968/1969 - 2011/2012)	141
Figure IV.33.	Variation des lames d'eau écoulées mensuelles, minimales, maximales et moyennes (1968/69 - 2011/12)	141
Figure IV.34.	Variation des lames d'eau écoulées à la station Bouchegouf dans le bassin Mellah au pas de temps saisonnier (1972/1973 - 2013/2014)	142
Figure IV.35.	Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles des lames d'eau écoulées moyennes (1968/69 - 201/12)	143
Figure IV.36.	Variation des lames d'eau écoulées journalières moyennes (1968/69-2011/12)	144
Figure IV.37.	Variations annuelles et mensuelles des modules du bassin Mellah (1972/73 - 2011/12)	144
Figure IV.38.	Variations journalières des modules du bassin Mellah (1972/73-2011/12)	143
Figure IV.39.	Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale	149
Figure IV.40.	Ajustement graphique des lames d'eau écoulées annuelles à la loi de distribution log normale	151

Chapitre V. Etude de la variabilité hydro-climatique

Figure V.1.	Résultats des tests de rupture des séries de précipitations aux trois stations	165
Figure V.2.	Résultats des tests de rupture des séries de précipitations moyennes	166
Figure V.3.	Résultats des tests de rupture des séries de température	166
Figure V.4.	Résultats des tests de rupture de la série des lames d'eau écoulées	167
Figure V.5.	Cumuls des précipitations annuelles, des températures et de la lame d'eau écoulée.	168
Figure V.6.	Indice de précipitation annuel standardisé (SPI) au cours de la période 1968/1969 - 2011/2012 aux trois stations pluviométriques	169
Figure V.7.	Répartition des années selon le degrés d'humidité et de sécheresse SPI au cours de la période 1968/69-2011/12 dans les trois stations pluviométriques	169
Figure V.8.	Indice de reconnaissance de la sécheresse (RDI) au cours de la période 1972/1973 - 2013/2014 aux trois stations pluviométriques	170

Figure V.9.	Répartition des années selon le degré d'humidité et de sécheresse par le RDI au cours de la période 1972/73 - 2013/14 dans les trois stations pluviométriques	170
Figure V.10.	Indice de température standard annuel (STI) et répartition des années chaudes et froides au cours de la période (1972/73-2013/14) à la station Guelma	171
Figure V.11.	Indice annuel normalisé de débit (SSFI) et répartition des années sèches et humides au cours de la période (1968/69-2011/12) à la station de Bouchegouf	171
Figure V.12.	Evolution des Indices pluviométrique, hydrométrique et température pour le bassin d'oued Mellah (1972/1973 -2011/2012)	172
Figure V.13.	Indices comparés de De Martonne de 1972/1973 à 2011/2012	173
Figure V.14.	Coefficient d'écoulement standard au niveau du bassin d'oued Mellah (1968/1969 - 2011/2012)	173

Chapitre VI. Contribution de la modélisation hydrologique à l'évaluation de l'impact de la variabilité climatique

Figure VI.1.	Corrélations entre les lames d'eau écoulée et les pluies aux différents pas de temps.	177
Figure VI.2.	Sous-périodes considérées pour le calage et la validation du modèle	178
Figure VI.3.	Visualisation du calage du modèle GR1A de 1981/1982 à 2011/2012	181
Figure VI.4.	Résultats de validation du modèle GR1A de 1972/1973 à 1980/1981	182
Figure VI.5.	Visualisation du calage du modèle GR1A de 1972/1973 à 1996/1997	183
Figure VI.6.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 1997/1998 à 2011/2012	184
Figure VI.7.	Visualisation du calage du modèle GR1A de 1972/1973 à 2001/2002	185
Figure VI.8.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 2002/2003 à 2011/2012	186
Figure VI.9.	Visualisation du calage du modèle GR1A de 1981/1982 à 1990/1991	189
Figure VI.10.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 1991/1992 à 1996/1997	190
Figure VI.11.	Visualisation du calage du modèle GR1A de 1981/1982 à 1994/1995	191
Figure VI.12.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 1995/1996 à 2001/2002	192
Figure VI.13.	Visualisation du calage du modèle GR1A de 2002/2003 à 2006/2007	193
Figure VI.14.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 2007/2008 à 2011/2012	194
Figure VI.15.	Visualisation du calage du modèle GR1A de 1997/1998 à 2006/2007	195
Figure VI.16.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 2007/2008 à 2011/2012	196
Figure VI.17.	Visualisation du calage du modèle GR2M de 1972/1973 à 2001/2002	199
Figure VI.18.	Visualisation du calage du modèle GR2M de 1972/1973 à 1996/1997	200
Figure VI.19.	Visualisation du calage du modèle GR2M de 1981/1982 à 2011/2012	201
Figure VI.20.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 1972/1973 à 1980/1981	202
Figure VI.21.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 1997/1998 à 2011/2012	203
Figure VI.22.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 2002/2003 à 2011/2012	204
Figure VI.23.	Visualisation du calage du modèle GR2M de 1981/1982 à 1990/1991	206
Figure VI.24.	Visualisation du calage du modèle GR2M de 1972/1973 à 1977/1978	207
Figure VI.25.	Visualisation du calage du modèle GR2M de 1997/1998 à 2006/2007	208
Figure VI.26.	Visualisation du calage du modèle GR2M de 2002/2003 à 2007/2008	209
Figure VI.27.	Visualisation du calage du modèle GR2M de 1981/1982 à 1994/1995	210
Figure VI.28.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 1978/1979 à 1980/1981	211
Figure VI.29.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 2007/2008 à 2011/2012	212
Figure VI.30.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 2008/2009 à 2011/2012	213
Figure VI.31.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 1995/1996 à 2001/2002	214
Figure VI.32.	Résultats de la validation du modèle GR1A de 1991/1992 à 1996/1997	215

Figure VI.33.	Visualisation du calage du modèle GR4J de 1972/1973 à 2001/2002	217
Figure VI.34.	Visualisation du calage du modèle GR4J de 1981/1982 à 2011/2012	218
Figure VI.35.	Visualisation du calage du modèle GR4J de 1972/1973 à 1996/1997	218
Figure VI.36.	Résultats de la validation du modèle GR4J de 1972/1973 à 1980/1981	218
Figure VI.37.	Résultats de la validation du modèle GR4J de 1997/1998 à 2011/2012	219
Figure VI.38.	Résultats de la validation du modèle GR4J de 2002/2003 à 2011/2012	219
Figure VI.39.	Visualisation du calage du modèle GR4J de 1972/1973 à 1977/1978	221
Figure VI.40.	Visualisation du calage du modèle GR4J de 1981/1982 à 1990/1991	222
Figure VI.41.	Visualisation du calage du modèle GR4J de 1981/1982 à 1994/1995	222
Figure VI.42.	Résultats de calibration du modèle GR4J de 2002/2003 à 2007/2008	222
Figure VI.43.	Visualisation du calage du modèle GR4J de 1997/1998 à 2006/2007	223
Figure VI.44.	Résultats de la validation du modèle GR4J de 1991/1992 à 1996/1997	223
Figure VI.45.	Résultats de la validation du modèle GR4J de 1978/1979 à 1980/1981	223
Figure VI.46.	Résultats de la validation du modèle GR4J de 1995/1996 à 2001/2002	224
Figure VI.47.	Résultats de la validation du modèle GR4J de 2008/2009 à 2011/2012	224
Figure VI.48.	Résultats de la validation du modèle GR4J de 2007/2008 à 2011/2012	224
Figure VI.49.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1981/82-2011/12	228
Figure VI.50.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1972/73-1980/81	229
Figure VI.51.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1972/73-1996/97	230
Figure VI.52.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1997/98-2011/12	231
Figure VI.53.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1972/73-2001/02	232
Figure VI.54.	Résultats de la validation du modèle GARDENIA (annuel) 2002/03-2011/12	233
Figure VI.55.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1981/82 - 1990/91	236
Figure VI.56.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (annuel) 1991/92 - 1996/97	237
Figure VI.57.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1981/82 - 1994/95	238
Figure VI.58.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (annuel) 1995/96 - 2001/02	239
Figure VI.59.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1997/98 - 2006/07	240
Figure VI.60.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (annuel) 2007/08 - 2011/12	241
Figure VI.61.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 2002/03 - 2006/07	242
Figure VI.62.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (annuel) 2007/08 - 2011/12	243
Figure VI.63.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1981/82 - 2011/12	246
Figure VI.64.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 1972/73 - 1980/81	247
Figure VI.65.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1972/73 - 1996/97	248
Figure VI.66.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 1997/98 - 2011/12	249
Figure VI.67.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1972/73 - 2001/02	250
Figure VI.68.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 2002/03 - 2011/12	251
Figure VI.69.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1972/73 - 1976/77	254
Figure VI.70.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 1978/79 - 1980/81	255
Figure VI.71.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1981/82 - 1990/91	256
Figure VI.72.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 1991/92 - 1996/97	257
Figure VI.73.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1981/82 - 1994/95	258
Figure VI.74.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 1995/96 -2001/02	259
Figure VI.75.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1997/98 - 2006/07	260
Figure VI.76.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 2007/08 - 2011/12	261
Figure VI.77.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 2002/03 - 2007/08	262
Figure VI.78.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 2008/09 - 2011/12	263
Figure VI.79.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1981/82-2011/12	265
Figure VI.80.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 1972/73-1980/81	266
Figure VI.81.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1972/73-1996/97	266

Figure VI.82.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 1997/98-2011/12	266
Figure VI.83.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1972/73-2001/02	267
Figure VI.84.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 2002/03-20011/12	267
Figure VI.85.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1972/73-1977/78	270
Figure VI.86.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 1978/79-1980/81	270
Figure VI.87.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1981/82-1990/91	271
Figure VI.88.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 1991/92-1996/97	271
Figure VI.89.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1981/82-1994/95	271
Figure VI.90.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 1995/96-2001/02	272
Figure VI.91.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1997/98-2006/07	272
Figure VI.92.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 2007/08-2011/12	272
Figure VI.93.	Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 2002/03-2007/08	273
Figure VI.94.	Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 2008/09-2011/12	273
Figure VI.95.	Visualisation du calage du modèle HBV Light 1981/82 - 2011/12	276
Figure VI.96.	Résultats de validation du modèle HBV Light 1972/73 - 1980/81	276
Figure VI.97.	Visualisation du calage du modèle HBV Light 1972/73 - 1996/97	276
Figure VI.98.	Résultats de validation du modèle HBV Light 1997/98 - 2011/12	277
Figure VI.99.	Visualisation du calage du modèle HBV Light 1972/73 - 2001/02	277
Figure VI.100.	Résultats de validation du modèle HBV Light 2002/2003 - 2011/12	277
Figure VI.101.	Visualisation du calage du modèle HBV Light 1972/73 - 1977/1978	281
Figure VI.102.	Résultats de validation du modèle HBV Light 1978/1979 - 1980/1981	281
Figure VI.103.	Visualisation du calage du modèle HBV Light 1981/1982 - 1990/1991	281
Figure VI.104.	Résultats de validation du modèle HBV Light 1991/1992 - 1996/1997	282
Figure VI.105.	Visualisation du calage du modèle HBV Light 1981/1982 - 1994/1995	282
Figure VI.106.	Résultats de validation du modèle HBV Light 1995/1996 - 2001/2002	282
Figure VI.107.	Visualisation du calage du modèle HBV Light 1997/1998 - 2006/2007	283
Figure VI.108.	Résultats de validation du modèle HBV Light 2007/2008 - 2011/2012	283
Figure VI.109.	Visualisation du calage du modèle HBV Light 2002/2003 - 2007/2008	283
Figure VI.110.	Résultats de validation du modèle HBV Light 2008/2009 - 2011/2012	284
Figure VI.111.	Comparaison des modèles au pas du temps annuel en fonction de l'évolution du critère de Nash et du coefficient détermination R^2	285
Figure VI.112.	Comparaison des modèles au pas du temps mensuel en fonction de l'évolution du critère de Nash et du coefficient détermination R^2	286
Figure VI.113.	Comparaison des modèles au pas du temps journalier en fonction de l'évolution du critère de Nash et du coefficient détermination R^2	287

Annexes

Figures III.1	Présentation les deux affluents: Oued Ghanem et Oued Ain El Mohguene	312
Figures III.2	Présentation les trois affluents: Oued Bouredine, Oued Mera et Oued El K'sana	313
Figures III.3	Présentation de l'Oued Labiod	313

Liste des tableaux

		Page
Chapitre II. Etat de l'art de la modélisation hydrologique		
Tableau II.1.	Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants	41
Tableau II.2.	Valeur des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants	44
Tableau II.3.	Paramètres de captage	58
Tableau II.4.	Paramètres de végétation	58
 Chapitre III. Présentation de la zone d'étude 		
Tableau III.1.	Données des superficies des communes et wilaya dans le bassin du Mellah	61
Tableau III.2.	Retenus collinaires de bassin de Mellah	66
Tableau III.3.	Mobilisation de ressources souterraines dans le bassin de Mellah	71
Tableau III.4.	Classes de formes de cuvette suivant les valeurs de l'indice de Gravelius	77
Tableau III.5.	Répartition altimétrique du bassin versant de Mellah	78
Tableau III.6.	Classification de relief selon la méthode de LORSTOM à partir du D _s	81
Tableau III.7.	Fractions des surfaces entre courbes de niveau	82
Tableau III.8.	Classification du relief selon O.R.S.T.O.M	83
Tableau III.9.	Classes des pentes du bassin versant Mellah	84
Tableau III.10.	Classification des cours d'eau du bassin versant de Mellah	87
Tableau III.11.	Pentes au niveau du cours d'eau principal de l'oued Mellah	89
Tableau III.12.	Rapport de confluence	91
Tableau III.13.	Rapport de longueur	92
Tableau III.14.	Modèles de calcul du temps de concentration	98
Tableau III.15.	Valeurs de temps de concentration	100
Tableau III.16.	Caractéristiques morphométriques et hydrographiques du bassin d'oued Mellah	101
 Chapitre IV. Etude hydro-climatologique 		
Tableau IV.1.	Caractéristiques des stations pluviométriques et hydrométriques du bassin versant d'Oued Mellah (ANRH)	104
Tableau IV.2.	Caractéristiques des stations climatologiques du bassin d'oued Mellah	104
Tableau IV.3.	Caractéristiques des stations pluviométriques	108
Tableau IV.4.	Valeurs moyennes, minimales et maximales mensuelles des précipitations dans les stations du bassin d'oued Mellah (1968/69-2011/12)	113
Tableau IV.5.	Répartition des précipitations saisonnières	114
Tableau IV.6.	Comparaison des hauteurs de pluies moyennes annuelles des différentes méthodes (1968/69 - 2011/12)	121
Tableau IV.7.	Valeurs moyennes, minimales et maximales mensuelles des précipitations moyennes (1968/69 - 2011/12)	123
Tableau IV.8.	Valeurs moyennes, minimales et maximales mensuelles des températures moyennes (1972/73 - 2013/14) du bassin d'oued Mellah	128
Tableau IV.9.	Signification de la durée possible de la lumière du soleil dans les hémisphères nord exprimé en unités de 30 jours de 12 heures	132

Tableau IV.10.	Tableau pour utilisation à des températures plus élevées	133
Tableau IV.11.	Energie de la radiation qui atteindrait le sol si l'atmosphère n'existait pas, en calories/cm ² j	134
Tableau IV.12.	Durée astronomique du jour. Valeurs mensuelles moyennes en heures par jours	134
Tableau IV.13.	Energie de la radiation qui atteindrait le sol si l'atmosphère n'existait pas	137
Tableau IV.14.	Durée astronomique du jour	137
Tableau IV.15.	Coefficient de correction mensuel	137
Tableau IV.16.	Insolation moyenne (h/j) Station de Gulema (1990 - 2003)	137
Tableau IV.17.	Valeurs moyennes mensuelles, minimales et maximales des lames d'eau écoulées (Le) (mm) (1968/69 - 2011/12)	141
Tableau IV.18.	Paramètres de position et de dispersion des précipitations du bassin versant Mellah	146
Tableau IV.19.	Calcul du χ^2 pour la station de Mechroha (loi normale)	146
Tableau IV.20.	Calcul du χ^2 pour la station de Hammam N'Bail (loi normale)	147
Tableau IV.21.	Calcul du χ^2 pour la station de Bouchegouf (loi normale)	147
Tableau IV.22.	Calcul du χ^2 pour la série des précipitations moyennes (loi normale)	147
Tableau IV.23.	Paramètres de position et de dispersion des lames d'eau écoulées à la station de Bouchegouf	149
Tableau IV.24.	Paramètres de position pour la loi log normale de la station de Bouchegouf	149
Tableau IV.25.	Calcul du χ^2 pour la série de lame d'eau écoulée (loi Log normale)	150

Chapitre V. Etude de la variabilité hydro-climatique

Tableau V.1.	Niveau de signification des résultats du test PETTITT	155
Tableau V.2.	Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du SPI, SSFI et du RDI	158
Tableau V.3.	Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du STI	159
Tableau V.4.	Résultats des tests de rupture des séries de précipitations (1968/69-2011/12)	161
Tableau V.5.	Résultats des tests de rupture des séries de précipitations moyennes (1968/69 - 2011/2012)	163
Tableau V.6.	Résultats des tests de rupture des séries de températures moyennes (1972/1973 - 2013/2014).	163
Tableau V.7.	Résultats des tests de rupture des séries de lames d'eau écoulées (1968/69 - 2011/12)	164

Chapitre VI. Contribution de la modélisation hydrologique à l'évaluation de l'impact de la variabilité climatique

Tableau VI.1.	Différentes corrélations entre la pluie et la lame d'eau écoulée	176
Tableau VI.2.	Valeurs des critères après calibration et validation des 3 différentes sous-périodes	180
Tableau VI.3.	Valeurs des paramètres après calibration et validation des 4 sous périodes	187
Tableau VI.4.	Valeurs des critères après calibration et validation des 3 différentes sous périodes	197
Tableau VI.5.	Valeurs des paramètres après calibration et validation des 5 périodes	204
Tableau VI.6.	Valeurs des critères après calibration et validation des 3 différents sous-périodes	216
Tableau VI.7.	Valeurs des paramètres après calibration et performances des 5 périodes	220

Tableau VI.8.	Valeurs des critères après calibration et validation des 3 différentes sous-périodes	226
Tableau VI.9.	Valeurs des paramètres après calibration et performances des 4 périodes	234
Tableau VI.10.	Valeurs des paramètres en phase de calibration et validation de la période globale	244
Tableau VI.11.	Valeurs des paramètres après calibration et validation des 5 périodes	252
Tableau VI.12.	Valeurs des paramètres après calibration et validation des périodes globales	264
Tableau VI.13.	Valeurs des paramètres après calibration et performances des 5 sous périodes	268
Tableau VI.14.	Valeurs des paramètres après calibration et validation sur toute la série	274
Tableau VI.15.	Valeurs des paramètres après calibration et validation des 5 périodes	278

Introduction générale

L'eau est un élément indispensable à la vie et est une ressource naturelle précieuse dont la bonne gestion s'inscrit dans la politique du développement durable tant au niveau d'un pays que d'une région ou encore mondial. C'est un vecteur de vie et d'activité humaine, dont l'utilisation globale (usages domestique, industriel, et agricole) varie linéairement à l'échelle planétaire, mais il existe des disparités énormes entre les différentes régions du globe en quantité et en qualité. Avec l'accroissement de la population humaine à l'échelle planétaire l'eau devient de plus en plus rare. Sa répartition à l'échelle du globe est très hétérogène, et souvent très différente de la répartition des populations. La rareté de l'eau, entraîne des situations de pénurie, de désertification, d'exode de populations, son abondance est la cause des inondations catastrophiques. Sa variation en quantité d'une région à une autre, fait augmenter les dépenses d'aménagement et des ouvrages hydrauliques. Elle est de plus en plus soumise à la variabilité climatique devenant un problème d'actualité.

Une bonne gestion de cette ressource est un défi permanent lié à l'évolution démographique, à l'urbanisation et au développement économique de la société tout en tenant compte des changements du climat mondial. Les gestionnaires de cette ressource doivent faire face aux situations de plus en plus alarmantes, où interviennent de multiples acteurs, aux intérêts et objectifs parfois opposés. Avant de mobiliser de nouvelles ressources, il est vraiment important de comprendre et de savoir comment les ressources en eau réagissent face à cette variabilité climatique dans le bassin versant. Dans ce contexte, il est facile de comprendre la nécessité de développer des outils de gestion et de protection permettant une meilleure évaluation de ces ressources de surface. Ainsi, l'exploitation de ces ressources peut bénéficier d'une meilleure compréhension de la répartition spatiale et temporelle des flux d'eau, des matériaux et des véhicules qui les transportent à travers le bassin versant. La connaissance de la capacité en eau de surface est aujourd'hui un outil essentiel pour gérer les systèmes d'approvisionnement et de stockage (notamment pour prévoir les flux et gérer les ouvrages retenus, le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, etc.).

Plusieurs travaux de recherches se sont donc attachés, depuis longtemps, à essayer de comprendre les processus de génération des débits et le fonctionnement du bassin versant, entité hydrologique de production, de concentration des écoulements. Un moyen pour arriver à comprendre la genèse des débits et pour en établir des simulations en relation avec les pluies (Ndiaye 2003; Benkaci 2006; Vissin 2007; Lienou 2007; Bourqui 2008; Espinoza 2009; Bouanani 2010; Muhindo 2011; Ibrahim 2012; Berrezoug 2013; Khoualdia 2015; Bouguerne 2017; Gheressi 2018; Otmame 2019).

L'Afrique du Nord est extrêmement vulnérable aux variations du climat (Schilling et al. 2012). En plus, la croissance démographique a été accompagnée par une augmentation tout aussi spectaculaire de la demande en eau conséquence d'un changement climatique, dont l'occurrence est contestable pour certains. Il est soutenu que de nombreux pays en Afrique du nord dépasseront le maximum de leurs ressources en eau terrestres économiquement utilisables avant 2025 (Baahmed 2015).

L'eau est l'un des principaux problèmes actuels et futurs auxquels est confrontée l'Algérie. L'approvisionnement en eau à partir des cours d'eau, des lacs et des chutes de pluie n'est pas également accessible, sa répartition géographique naturelle est irrégulière et la consommation d'eau ne peut y être qualifiée de durable. La variabilité climatique est susceptible d'imposer des contraintes supplémentaires sur la disponibilité et l'accessibilité de l'eau.

Les impacts de la variabilité climatique se matérialisent majoritairement à travers l'eau (inondations et sécheresses). Le changement climatique affecte la configuration pluviométrique à long terme, la disponibilité de l'eau et le risque d'apparition de graves sécheresses et inondations. Mais, également la croissance démographique et le développement des activités anthropiques sur les bassins versants constituent une véritable menace pour leur fonctionnement. D'où la nécessité de comprendre la dynamique des variations actuelles qui affectent les ressources en eau afin de les protéger pour un développement durable tel est le cas du bassin versant de l'Oued Mellah.

Du fait de leur complexité et variabilité, les systèmes naturels ne peuvent être décrits et étudiés dans leur globalité, les théories actuellement disponibles ne peuvent tenir compte de tous les processus en jeu et de leurs interactions, notamment à cause de la grande hétérogénéité spatio-temporelle qui existe et de la difficulté à instrumenter l'ensemble des échelles hydrologiques. Tout ceci se traduit par de nombreuses incertitudes sur les données qui alimentent les modèles, leur structure, leur fiabilité et la crédibilité des simulations.

Les modèles hydrologiques par sous bassin se révèlent d'une importance majeure dans l'analyse des répercussions des variabilités climatiques et le bilan des ressources hydriques, principalement dans l'étude des processus essentiels liés à la genèse d'une crue et la sécheresse. En hydrologie, de nombreux travaux s'organisent autour du développement de la modélisation de la relation pluie-débit. Cet outil est essentiel puisqu'il permet de travailler sur des points aussi différents que la prédétermination et la prévision des inondations et des sécheresses, le calcul des ouvrages de type barrage ou usine hydroélectrique, la gestion des réserves, etc. La modélisation des phénomènes et comportements hydrologique des bassins versants est inévitable surtout lorsqu'on s'intéresse à des problématiques relatives à la gestion des ressources en eau, à l'aménagement du territoire et aux différents risques hydrologiques (sécheresse, inondation...). Cette modélisation est sensée décrire de manière fidèle et réaliste les différentes étapes liées à la transformation de la pluie en débit.

En effet, les modèles hydrologiques sont des outils visant à reproduire la relation entre les forçages climatiques et les écoulements en rivière sur un territoire donné. Dans le cas des modélisations conceptuelles, l'adaptation d'un modèle à un bassin versant se fait via une phase communément appelée "calage", au cours de laquelle les paramètres du modèle sont ajustés pour que les simulations soient au plus proche des phénomènes mesurés. L'utilisation d'un modèle sur une autre période que celle où il a été calé repose sur une hypothèse de "transférabilité temporelle" des paramètres, c'est-à-dire la possibilité d'utiliser les paramètres d'un modèle dans des conditions différentes de celles de sa construction.

La problématique traitée au cours de cette thèse est l'étude de cette transférabilité dans un contexte de climat en perpétuelle évolution afin de déterminer l'impact d'une variabilité climatique sur la ressource en eau d'un bassin versant situé à l'Est de l'Algérie.

Pour ce faire, nous allons utiliser trois modèles conceptuels à réservoirs à savoir le modèle du Génie rural (GR), GARDENIA et HBV Light que nous appliquerons avec les données disponibles au niveau du bassin versant de l'oued Mellah.

Pour atteindre cet objectif, nous avons scindé notre travail en six chapitres:

Chapitre I : expose les questionnements à l'origine de cette thèse concernant la variabilité climatique dans le monde et en Algérie, ainsi que quelques synthèses sur les travaux entrepris dans cet axe de recherche,

Chapitre II : concerne un aperçu sur la modélisation hydrologique pluie-débit et les différents modèles hydrologiques utilisés dans le domaine de la modélisation,

Chapitre III : marque le début d'un diagnostic en décrivant les caractéristiques du bassin versant (situation géographique, étude morphométrique, étude géologique et hydrographique),

Chapitre IV : présente un approfondissement sur l'étude hydro-climatique de la région d'étude en faisant des analyses temporelles des séries de précipitations et des débits afin de pouvoir caractériser le climat de la région.

Chapitre V : mettra le doigt sur l'analyse statistique pour essayer de comprendre les causes de cette variabilité climatique et voir les tendances liées à cette dernière.

Chapitre VI : s'intéresse à l'évaluation des résultats de la modélisation pluie-débit et met en évidence l'importance de la simulation de la relation pluie-débit.

Enfin, ce travail s'achève par une conclusion générale qui résume la problématique et les principales contributions de cette thèse, puis pointe quelques directions pour le prolongement des analyses sur cette thématique de recherche.

Chapitre I

*Synthèse bibliographique sur la variabilité
climatique*

I.1. Introduction

Bien que le climat d'une région soit en constante évolution, les changements ne se produisent généralement pas à une échelle de temps qui nous est immédiatement évidente.

Nous pouvons observer comment la météo change d'un jour à l'autre, mais les changements climatiques subtils ne sont pas aussi facilement détectables. La météo et le climat prennent en compte des éléments similaires, dont les plus importants sont: la température et l'humidité de l'air, le type et la quantité de nébulosité et de précipitations, la pression de l'air, la vitesse et la direction du vent.

Un aspect important de notre climat est sa variabilité. Cette variabilité s'étend sur de nombreuses échelles de temps et d'espace et comprend des phénomènes de sécheresse, des changements sur plusieurs années, plusieurs décennies et même plusieurs siècles sur la température et les précipitations. Certains exemples de variabilité à plus long terme peuvent inclure une série d'hivers anormalement doux ou exceptionnellement rigoureux, et même un hiver doux suivi d'un Hiver rigoureux.

Un changement dans un élément météorologique peut entraîner des changements dans le climat régional. Par exemple, si la température régionale moyenne augmente de manière significative, cela peut affecter la quantité de nébulosité ainsi que le type et la quantité de précipitations qui se produisent. Si ces changements se produisent sur de longues périodes, les valeurs climatiques moyennes de ces éléments seront également affectées. Les changements dans la variabilité du climat et les phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes ont fait l'objet d'une attention accrue ces dernières années.

Le but de ce chapitre est de se familiariser avec la variabilité et les changements climatiques pour être en mesure de définir et de distinguer la différence entre la variabilité climatique et le changement climatique. Nous étudions la variabilité climatique pour prendre des décisions sociétales importantes. Par exemple, les normales climatologiques des précipitations et les enregistrements historiques des tempêtes sont utilisés pour calculer les probabilités de futurs événements de pluie. Les gestionnaires de l'eau peuvent ensuite utiliser ces données pour concevoir des systèmes communautaires de drainage des eaux pluviales. Les données servent également de référence pour comparer les données météorologiques et climatiques actuelles.

Ces dernières années ont vu une augmentation des températures moyennes de l'air dans le monde ainsi que des températures de l'océan, comme en témoigne le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC). L'augmentation de la température est considérée comme une preuve irréfutable du changement climatique, et cela a déjà commencé à avoir de graves conséquences sur les ressources en eau et aura même des conséquences plus graves à l'avenir (Singh et al., 2014). Ces conséquences sont aggravées par la croissance démographique, les changements d'affectation des terres et l'urbanisation, la demande croissante d'eau et d'énergie, l'élévation du niveau de vie, la modification des habitudes alimentaires, la modification des pratiques agricoles, l'augmentation des activités industrielles, l'augmentation de la pollution et l'évolution des activités économiques. Tous ces éléments auront probablement des effets négatifs sur les ressources en eau (SINGH et al., 2014). Ce chapitre traitera brièvement le changement et la variabilité climatique et de leurs causes et impacts sur les ressources en eau.

La relation entre la variabilité climatique et les ressources en eau douce est une préoccupation fondamentale pour le bien-être de la société. Le changement climatique

entraîne des changements dans le cycle hydrologique puisque différentes composantes du système climatique, y compris l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la surface terrestre et la biosphère, sont impliquées. Par conséquent, il affecte les ressources en eau à la fois directement et indirectement.

I.2. Notions préliminaires

I.2.1. Le climat

Le climat est traditionnellement défini comme la description en termes de moyenne et de variabilité des variables atmosphériques pertinentes telles que : la température, les précipitations, l'ensoleillement, l'humidité de l'air, la vitesse des vents, etc.) qui règnent sur une région donnée durant une longue période. Le climat a varié fortement au cours de l'histoire de la Terre sous l'influence de nombreux phénomènes astronomiques, géologiques, ... etc., et plus récemment sous l'effet des activités humaines (réchauffement climatique).

Le climat peut ainsi être considéré comme une synthèse ou un agrégat de la météo. Cela implique que la représentation du climat dans une région particulière doit contenir une analyse des conditions moyennes, du cycle saisonnier, de la probabilité d'extrêmes tels que des gelées et des tempêtes violentes, etc. Suite à l'Organisation météorologique mondiale (OMM), 30 ans est la période classique pour effectuer les statistiques utilisées pour définir le climat. Ceci est bien adapté pour étudier les dernières décennies car il nécessite une quantité raisonnable de données tout en fournissant un bon échantillon des différents types de temps qui peuvent se produire dans une zone particulière. Cependant, lorsqu'ils analysent le passé le plus éloigné, comme le dernier maximum glaciaire il y a environ 20 000 ans, les climatologues s'intéressent souvent aux variables caractéristiques des intervalles de temps plus longs. En conséquence, la période de 30 ans proposée par l'OMM doit être considérée davantage comme un indicateur que comme une norme à respecter dans tous les cas (GOOSSE, 2015).

Cette définition du climat comme représentative des conditions sur plusieurs décennies ne doit bien sûr pas masquer le fait que le climat peut changer rapidement. Néanmoins, un intervalle de temps important est nécessaire pour observer une différence de climat entre deux périodes quelconques.

Nous devons également prendre en compte le fait que l'état de l'atmosphère utilisé dans la définition du climat donnée ci-dessus est influencé par de nombreux processus impliquant non seulement l'atmosphère mais aussi l'océan, la glace de mer, la végétation, etc. le système climatique lui-même est souvent considéré comme faisant partie du système terrestre plus large, qui comprend toutes les parties de la Terre et pas seulement les éléments qui sont directement ou indirectement liés à la température ou aux précipitations (GOOSSE, 2015). La climatologie s'intéresse donc aux processus morphologiques, pédologiques et hydrologiques qui font des climats l'un des facteurs premiers de toute réalité géographique.

Dans la littérature, on trouve souvent l'affirmation que le climat est la météo attendu (Allen, 2003), ce qui suggère que les seules variables d'intérêt sont les variables météorologiques dynamiques. Cependant, ce n'est pas clair. Lorsque les scientifiques parlent de climat, ils se réfèrent souvent non seulement à des variables météorologiques dynamiques mais à un ensemble de variables plus étendu. Celles-ci incluent généralement les variables décrivant l'état de l'océan (telle que la température de l'océan sous la surface) et parfois également d'autres variables telles que celles décrivant les glaciers et les calottes glaciaires. En général, quand on parle de climat, on s'intéresse définitivement aux variables

météorologiques dynamiques, et il y a d'autres variables qui ne présentent pas beaucoup d'intérêts, comme celles qui décrivent la flore et la faune sur Terre dans tous ses détails. En dehors de cela, il existe un milieu intermédiaire d'autres variables telles que celles décrivant les glaciers et les calottes glaciaires, que l'on ne pourrait inclure dans la liste des variables climatiques que dans certains contextes (Werndl, 2016)

I.2.2. Notion d'échelle en climatologie

On distingue deux grands groupes d'échelles à savoir l'échelle spatiale et l'échelle temporelle. Il existe en climatologie cinq notions d'échelle spatiale (Medjerab, 2012 ; Hamel, 2005):

a. L'échelle zonale

Les climats zonaux représentent l'échelle la plus grande. Au niveau de la planète, parmi les facteurs climatiques, seules la température et les précipitations sont utilisées pour la quantification des climats. On obtient ainsi des "domaines climatiques", correspondants à des types de climats.

b. L'échelle générale

Les climats généraux sont déterminés par la latitude, leur position par rapport aux grandes masses marines et continentales et aux grands systèmes de courants atmosphériques. Chacune des grandes zones est occupée par deux ou trois climats généraux.

c. L'échelle régionale

Les climats régionaux doivent leur existence aux caractères essentiels des climats généraux auxquels ils sont intégrés, à l'aspect de la circulation atmosphérique, et aussi aux grands caractères du relief (exp: montagne). Les ordres de grandeurs des valeurs des principaux paramètres climatiques (températures, ensoleillement, humidité, vent et précipitations) commencent à être significatifs et à caractériser concrètement un climat. L'échelle régionale : échelle d'espace de l'ordre de 100 km. Ce climat régional est influencé par la disposition du relief et la proximité à la mer.

d. L'échelle locale

Le passage du climat régional au climat local se fait à travers la bioclimatologie. Les climats locaux dépendent des climats régionaux dont ils font partie, des bilans radiatifs locaux et de mouvements de l'air à faible échelle spatiale. Ils sont sous la dépendance du relief, du couvert végétal, de la nature du sol. A titre d'exemples, un versant, une forêt, une ville... peuvent avoir un climat local particulier.

e. L'échelle micro climatique

Les climats peuvent varier en quelques mètres (échelle de l'ordre de 100 m), et même à la limite, en quelques dizaines de centimètres. Au sein d'un même topo climat s'emboîte une multitude de micro climats par exemple au niveau d'une parcelle agricole, nous avons la proximité d'une haie, d'une étendue d'eau. Ils sont sous la dépendance étroite de caractères très limités influençant le bilan radiatif, et de mouvement de l'air à très faible ampleur. Ainsi les deux étages de la forêt (le bois et les feuillages) n'ont pas le même microclimat. (Hamel, 2005).

I.2.3. Facteurs expliquant les variations du climat

Les éléments climatiques sont influencés par les facteurs géographiques locaux (Il dépend de l'altitude, la latitude), sa circulation atmosphérique, la saison et des conditions de l'environnement (présence d'étendue d'eau plus ou moins importante, la disposition et la caractéristique du relief, la végétation, mais aussi l'urbanisation). Selon le lieu, le mois, le jour ou l'heure, les températures varient. On distingue deux types de facteurs qui expliquent ces modifications :

- ✓ Ceux qui déterminent des changements d'un lieu à l'autre : latitude, sol, continentalité, altitude.
- ✓ Ceux qui expliquent les variations d'un moment à l'autre dans une même station : saison, neige, nébulosité, mobilité de l'air, masse d'air.

Il existe de nombreux facteurs différents qui affectent le climat dans le monde. C'est l'influence variable de ces facteurs qui fait que différentes parties de la Terre connaissent des climats différents. Les facteurs naturels les plus importants sont : la latitude, l'altitude, les étendues d'eau et la végétation.

En effet, la distance par rapport à des étendues d'eau plus ou moins large exerce une grande influence sur le climat, car l'eau absorbe et dégage de la chaleur bien plus lentement que les sols ou la roche. Les amplitudes thermiques entre Hiver et Eté sur les côtes et les zones proches de la mer et des lacs sont moins intenses qu'à l'intérieur des terres, les hivers y sont donc plus doux et les étés plus frais. La présence de mer et de lacs contribue à l'augmentation de l'humidité de l'air.

Avec le phénomène d'évapotranspiration, la végétation absorbe la chaleur et dégage des quantités de vapeur considérables. Les régions dont la végétation est dense ont un taux d'humidité élevé auquel correspond une amplitude thermique inférieure (fig. I.1).

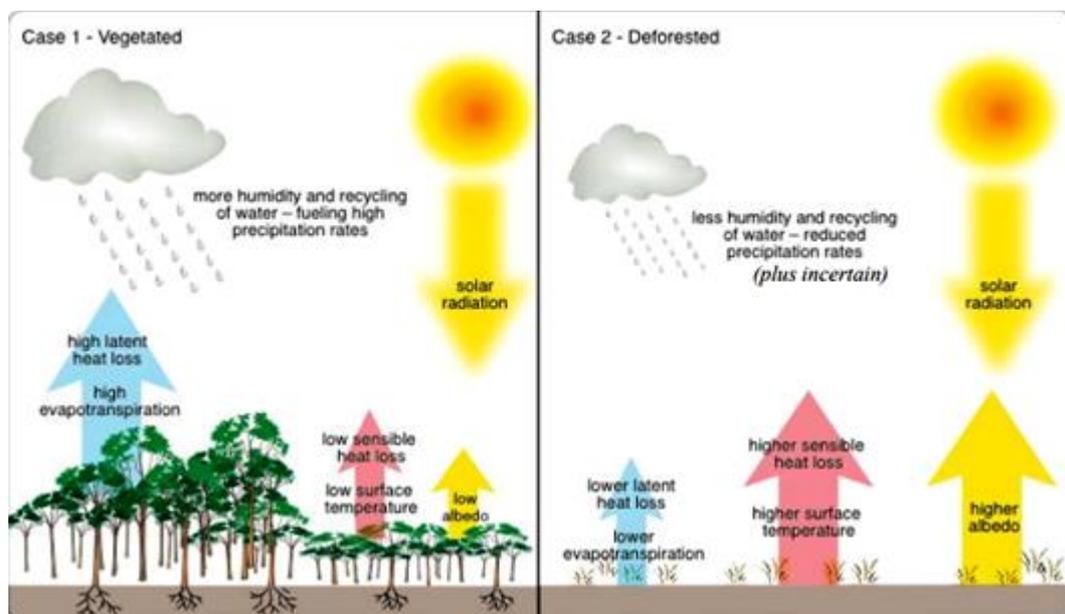


Figure I.1. Modification des termes des bilans radiatif et hydrologique par les végétaux.

I.2.4. Principales caractéristiques climatiques

La caractérisation du climat est effectuée à partir de mesures statistiques annuelles, mensuelles et journalières sur des données atmosphériques locales: température, pression atmosphérique, précipitations, ensoleillement, humidité, vitesse du vent.

a- Température

La température de l'air résulte de nombreux facteurs: rayonnement solaire incident, rayonnement émis par le substrat, éventuels apports issus de la mobilité de l'air, densité de l'air, quantité d'énergie consommée pour l'évapotranspiration. La température moyenne de la basse atmosphère planétaire est d'environ 14 °C, mais cette valeur recouvre une forte hétérogénéité spatiale et une variabilité temporelle élevée (Medjerab, 2012).

La variabilité interannuelle de la température moyenne mensuelle de l'air en surface devrait diminuer durant la saison froide dans la zone extratropicale de l'hémisphère Nord, et augmenter aux basses latitudes et aux latitudes tempérées de l'hémisphère Nord durant la saison chaude. La première tendance est probablement due à la diminution de la glace de mer et de la neige en raison de l'augmentation de la température. La baisse estivale de l'humidité du sol à la surface des terres émergées aux latitudes moyennes contribue à la deuxième tendance (Bates et al., 2008).

b- Précipitations

Les tendances des précipitations sur les terres émergées ont été analysées grâce à plusieurs ensembles de données provenant, notamment, du Réseau mondial de données climatologiques anciennes (GHCN: Peterson & Vose, 1997), mais également du «Precipitation Reconstruction over Land» (PREC/L: Chen et al., 2002), du Projet mondial de climatologie des précipitations (GPCP: Adler et al., 2003), du Centre mondial de climatologie des précipitations (GPCC: Beck et al., 2005) et de l'Unité de recherche climatologique (CRU: Mitchell et Jones, 2005). Les précipitations sur les terres émergées ont généralement augmenté durant le XX^{ème} siècle entre 30° N et 85° N, néanmoins, des baisses importantes se sont produites au cours de ces 30 à 40 dernières années entre 10° S et 30° N. Les diminutions de la salinité dans l'Atlantique Nord et au Sud de 25° S suggèrent des changements identiques des précipitations au-dessus de l'océan. Les précipitations ont sensiblement augmenté entre 1900 et les années 1950, entre 10° N et 30° N, mais elles ont diminué après 1970 environ. Pour ce qui concerne les hémisphères, il n'existe pas de tendances marquées pour les précipitations au-dessus des masses continentales extratropicales de l'hémisphère Sud. Au moment de la rédaction de la présente section, l'attribution des changements des précipitations mondiales n'est pas claire du fait que ces dernières sont fortement influencées par l'amplitude du phénomène de variabilité naturelle (Bates et al., 2008).

c- Evaporation

Le bilan hydrologique ou «évaporation potentielle» devrait augmenter presque partout suite à la hausse de la capacité de rétention d'eau dans l'atmosphère due à l'élévation des températures. L'humidité relative ne devrait toutefois pas se modifier sensiblement. En conséquence, le déficit en vapeur d'eau dans l'atmosphère augmenterait, tout comme le taux d'évaporation (Trenberth et al., 2003). L'évaporation effective au dessus de l'eau libre devrait augmenter, par exemple, sur une bonne partie de la surface de l'océan et des lacs, avec des variations spatiales tendant à se rapprocher des variations spatiales du réchauffement de surface. Les changements dans l'évapotranspiration à la surface des terres émergées sont

régulés par les variations des précipitations et du forçage radiatif. Ces modifications auront, à leur tour, des effets sur le bilan hydrique du ruissellement, l'humidité du sol, l'eau des réservoirs, le niveau hydrostatique et la salinisation des aquifères de faible profondeur (Bates et al., 2008).

I.3. Le changement climatique

Définir le climat et le changement climatique est très peu banale, comme le souligne également Todorov (1986): La question du changement climatique est peut-être la plus complexe et la plus controversée de toute la science de la météorologie. Il n'existe aucun critère strict sur le nombre d'années sèches qui devrait se produire pour justifier l'utilisation des mots «changement climatique». Il n'y a pas d'opinion unanime et d'accord entre les climatologues sur la définition du terme climat, sans parler du changement climatique, de la tendance ou des fluctuations climatiques (Werndl, 2014).

Le mot changement renvoie au processus de modification par évolution. Ainsi, l'expression « changement climatique » peut être comprise comme la modification du climat pendant une période longue d'évolution (de la décennie au million d'années). Ces changements peuvent être dus à des processus intrinsèques à la Terre, à des influences extérieures ou, plus récemment, aux activités humaines.

I.3.1. Causes du changement climatique

L'Organisation météorologique mondiale (OMM) décrit l'accumulation de gaz à effet de serre dans l'atmosphère au cours du XX^{ème} siècle comme résultant «de l'utilisation croissante de l'énergie et de l'expansion de l'économie mondiale». Selon l'OMM, l'accumulation de gaz à effet de serre dans l'atmosphère modifie l'équilibre radiatif de l'atmosphère. L'effet net est de réchauffer la surface de la Terre et la basse atmosphère parce que les gaz à effet de serre absorbent une partie du rayonnement thermique sortant de la Terre et le renvoient vers la surface. L'évaluation complète la plus récente sur la science du climat a été entreprise en 2007 par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) sur les causes, les impacts et les stratégies de réponse possibles au changement climatique. Les conclusions sont soutenues par un large éventail d'institutions scientifiques de premier plan dans le monde, notamment la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) des États-Unis.

En 2010, il y a eu un large débat sur le changement climatique qui est le résultat de l'activité humaine, que le phénomène aura des effets dévastateurs s'il n'est pas contrôlé.

En 2010, plusieurs régions du monde ont connu ce que l'OMM appelle des «événements météorologiques graves». Il s'agit notamment d'inondations soudaines et d'inondations généralisées dans de grandes parties de l'Asie et dans certaines parties de l'Europe centrale. D'autres régions ont également été touchées par les vagues de chaleur et la sécheresse dans la Fédération de Russie, par les glissements de terrain en Chine et les graves sécheresses en Afrique subsaharienne. L'OMM a déclaré que si une période plus longue est nécessaire pour déterminer si un événement individuel est attribuable au changement climatique, la séquence des événements actuels correspond aux projections du GIEC d'événements météorologiques extrêmes plus fréquents et plus intenses dus au réchauffement climatique (UNFCCC, 2011).

Selon Kumar et al. (2016), le réchauffement climatique et le changement climatique font référence à une augmentation des températures mondiales moyennes. On pense que les événements naturels et les activités humaines contribuent à l'augmentation des températures

mondiales moyennes. Cela est principalement dû à l'augmentation des gaz à effet de serre tels que le CO₂, CH₄, N₂O et CFC (fig. I.2).

Les causes du changement climatique peuvent être considérées comme une interaction complexe entre la Terre, l'atmosphère, l'océan et les systèmes terrestres, de sorte que les changements dans l'un de ces systèmes peuvent être à la fois naturels et anthropiques, basés sur les changements dans les concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre (GES), les niveaux d'aérosols, l'utilisation des terres et la couverture terrestre, et le rayonnement solaire affectant l'absorption, la diffusion et l'émission de rayonnements dans l'atmosphère et à la surface de la Terre (Singh et al., 2014).

Singh et al. (2014) ont résumé les causes les plus importantes du changement climatique, y compris les causes naturelles :

a. Gaz à effet de serre

L'une des principales causes du changement climatique est les changements dans l'atmosphère terrestre dus aux changements dans les quantités de gaz à effet de serre, d'aérosols et de nébulosité. L'augmentation anthropique des émissions de gaz à effet de serre, et non la variabilité naturelle, est responsable de la majeure partie du réchauffement des dernières décennies (Crowley, 2000). Depuis le début de l'ère industrielle (vers 1750), l'effet global des activités humaines sur le climat a été celui du réchauffement. Les principaux gaz à effet de serre, par exemple, le dioxyde de carbone (CO₂), le méthane (CH₄), le protoxyde d'azote (N₂O) et les halocarbures, sont le résultat d'activités humaines, et ils s'accumulent dans l'atmosphère, et la concentration augmente avec le temps, comme le montre la figure I.2 (Solomon et al., 2007).

Les principales causes de l'augmentation du CO₂ sont l'utilisation accrue de combustibles fossiles dans les transports, le chauffage et la climatisation des bâtiments et la fabrication de ciment et d'autres biens. Les activités humaines, telles que l'agriculture, la distribution de gaz naturel et les décharges, entraînent une augmentation du CH₄, tandis que l'utilisation d'engrais et la combustion de combustibles fossiles entraînent une augmentation du N₂O. Il a été constaté que l'utilisation croissante des principaux halo carbures (chlorofluorocarbures) comme agents de réfrigération et dans d'autres processus industriels provoque l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique.

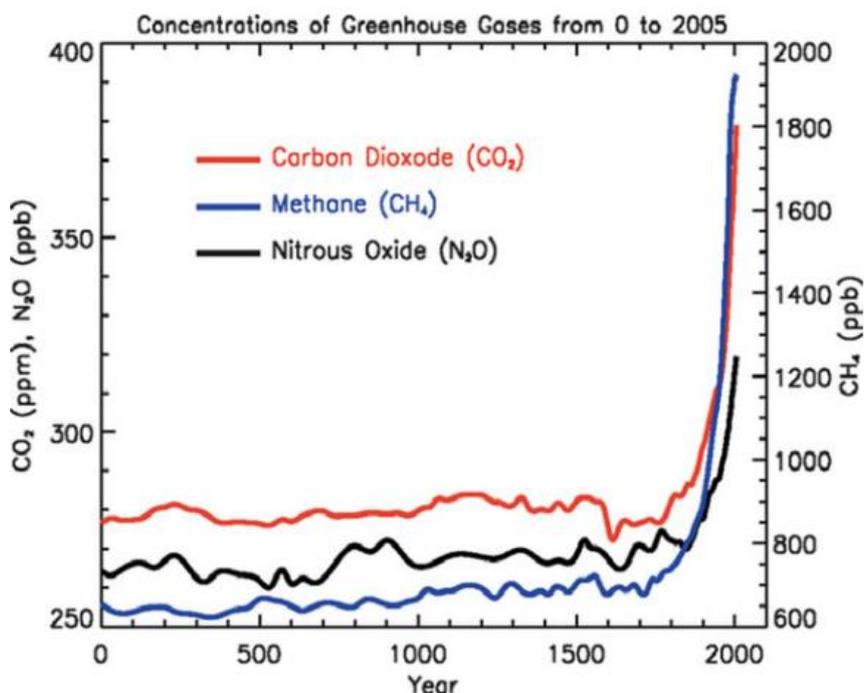
b. Forçage radiatif

Le bilan énergétique du système Terre-atmosphère peut être mesuré sur la base du forçage radiatif, qui est généralement quantifié comme le taux de changement d'énergie par unité de surface du globe tel que mesuré au sommet de l'atmosphère. Le système Terre-atmosphère se réchauffe lorsque le forçage radiatif est positif. Pour le forçage radiatif négatif, l'énergie diminuera conduisant à un refroidissement du système.

Les principales causes de forçage comprennent l'augmentation des gaz à effet de serre, l'ozone troposphérique augmente contribuant au réchauffement, l'ozone stratosphérique diminue contribuant au refroidissement, l'influence des particules d'aérosol par les processus de réflexion et d'absorption, la nature de la couverture terrestre dans le monde, principalement par le biais de changements dans les terres cultivées, les pâturages et les forêts et traînées linéaires persistantes de condensation dues aux aéronefs dans les régions qui ont des températures convenablement basses et une humidité élevée (Solomon et al., 2007).

c. Processus naturels

L'impact humain sur le climat à cette époque dépasse largement celui dû aux changements connus dans les processus naturels, tels que les changements solaires et les éruptions volcaniques. La théorie originale de Milankovitch (Milankovitch, 1930) identifie trois types de variation orbitale qui pourraient agir comme des mécanismes de forçage climatique: l'obliquité ou l'inclinaison de l'axe de la Terre (qui affecte la distribution de l'ensoleillement dans l'espace et le temps), la précession des équinoxes, et l'excentricité de l'orbite de la Terre autour du Soleil. Les autres processus naturels sont les éruptions volcaniques qui libèrent d'énormes quantités de gaz en réduisant la quantité de rayonnement solaire atteignant la surface de la Terre, en abaissant les températures et en modifiant les schémas de circulation atmosphérique, tandis que les mouvements tectoniques génèrent des changements de circulation atmosphérique et des effets de serre, directement ou indirectement.



Les unités de concentration sont des parties par million (ppm) et des parties par milliard (ppb).

Figure I.2. Concentrations atmosphériques d'importants gaz à effet de serre à longue durée de vie au cours des 2 000 dernières années (Solomon et al., 2007).

I.3.2. Effets du changement climatique

Le changement climatique affecte toutes les régions du monde. Les boucliers polaires de glace fondent et la mer monte. Dans certaines régions, les événements météorologiques extrêmes et les précipitations sont de plus en plus courants tandis que d'autres connaissent des vagues de chaleur et des sécheresses plus extrêmes. Ces impacts devraient s'intensifier au cours des prochaines décennies. Le réchauffement climatique devrait avoir un certain nombre d'effets sur les océans. Les effets en cours comprennent l'élévation du niveau de la mer due à l'expansion thermique et à la fonte des glaciers et des calottes glaciaires, et le réchauffement de la surface de l'océan, conduisant à une stratification accrue de la température. Un autre impact est la modification des écosystèmes et des habitats, car les modèles climatiques évoluent rapidement, les habitats terrestres et marins changent, les rendant inhospitalières pour certaines espèces, tout en laissant d'autres s'installer et prendre le relais. Dans certains

cas, des écosystèmes entiers risquent de s'effondrer. Les experts estiment que la glace de mer arctique fond à un taux de 9 % par décennie (Kumar et al., 2016).

De nombreux systèmes naturels, sur tous les continents et dans la plupart des océans, sont affectés par les changements climatiques régionaux, en particulier l'augmentation des températures. Les impacts observés comprennent (UNFCCC, 2011):

- ✓ Le réchauffement du système climatique est sans équivoque et peut désormais être fermement attribué à l'activité humaine.
- ✓ De nombreux changements climatiques à long terme ont été observés à l'échelle continentale, régionale et du bassin océanique, y compris des changements dans les températures arctiques et la glace, des changements généralisés dans les quantités de précipitations, la salinité de l'océan, les modèles de vent et les aspects des conditions météorologiques extrêmes, y compris les sécheresses, les fortes précipitations, les vagues de chaleur et l'intensité des cyclones tropicaux.
- ✓ La tendance au réchauffement linéaire sur 100 ans (1906-2005) était de 0,74 °C, la majeure partie du réchauffement s'étant produite au cours des 50 dernières années. Le réchauffement pour les 20 prochaines années devrait être d'environ 0,2 °C par décennie (UNFCCC, 2011).
- ✓ La poursuite des émissions de gaz à effet de serre aux taux actuels ou supérieurs entraînerait un réchauffement supplémentaire et induirait de nombreux changements dans le système climatique mondial au cours du 21^{ème} siècle qui seraient très probablement plus importants que ceux observés au 20^{ème} siècle.,
- ✓ Changements dans la neige, la glace et le sol gelé (y compris le pergélisol),
- ✓ Changements sur les systèmes biologiques terrestres,
- ✓ Tendance à un «verdissement» plus précoce de la végétation et à une saison de croissance thermique plus longue,
- ✓ Les changements dans les systèmes biologiques marins et d'eau douce associés à la hausse des températures de l'eau, ainsi que les changements connexes dans la couverture de glace, la salinité, les niveaux d'oxygène et la circulation,
- ✓ Acidification des océans avec une diminution moyenne du pH de 0,1 unité.
- ✓ **Effets sur les systèmes hydrologiques:** Ressources en eau douce et leur gestion:
 - Le ruissellement et la disponibilité de l'eau devraient augmenter aux hautes latitudes et dans certaines régions tropicales humides, et diminuer sur une grande partie des latitudes moyennes et des régions tropicales sèches, dont certaines sont actuellement soumises à un stress hydrique,
 - Les zones touchées par la sécheresse augmenteront probablement et les précipitations extrêmes, qui devraient augmenter en fréquence et en intensité, augmenteront le risque d'inondation,
 - Des centaines de millions de personnes devraient être exposées à un stress hydrique accru.

I.3.3. Projections des changements climatiques futurs (UNFCCC, 2011)

- ✓ L'augmentation des concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone conduit à une acidification croissante des océans,
- ✓ La couverture neigeuse devrait se contracter, une augmentation généralisée de la profondeur de dégel dans la plupart des régions de pergélisol,
- ✓ La glace de mer devrait rétrécir dans l'Arctique et l'Antarctique, et la glace de mer de la fin de l'été arctique pourrait disparaître presque entièrement d'ici la fin du 21^{ème} siècle,
- ✓ Les extrêmes chauds, les vagues de chaleur et les fortes précipitations devraient très probablement continuer à devenir plus fréquents,
- ✓ Des changements dans les régimes de précipitations, une augmentation étant très probable aux hautes latitudes, tandis que des diminutions sont probables dans la plupart des régions terrestres subtropicales,
- ✓ Le réchauffement anthropique et l'élévation du niveau de la mer se poursuivraient pendant des siècles en raison des échelles de temps associées aux processus climatiques et aux rétroactions, même si les concentrations de gaz à effet de serre devaient être stabilisées.

I.4. La variabilité climatique

Le climat varie au fil des saisons et des années au lieu des conditions météorologiques quotidiennes. Certains étés sont plus froids que d'autres. Certaines années ont plus de précipitations globales. Même si les gens sont assez sensibles à la variabilité climatique, elle n'est pas aussi perceptible que la variabilité météorologique, car elle se produit au fil des saisons et des années.

La variabilité du climat est la façon dont le climat fluctue chaque année au-dessus ou au-dessous d'une valeur moyenne à long terme. La variabilité d'un phénomène désigne le changement de celui-ci. Cette variabilité est souvent prévisible ou connue à l'avance. La variabilité climatique se définit comme étant la variation de l'état moyen du climat à des échelles temporelles et spatiales. La variabilité climatique fait référence au paramètre climatique d'une région qui diffère de sa moyenne à long terme. Chaque année dans une période de temps spécifique, le climat d'un lieu est différent. Certaines années ont des précipitations inférieures à la moyenne, d'autres ont des précipitations moyennes ou supérieures à la moyenne. Par exemple, la pluviométrie annuelle moyenne de la partie nord de l'Algérie est caractérisée par un climat méditerranéen avec un hiver relativement froid et pluvieux et un été chaud et sec, les précipitations atteignent 400 mm à l'Ouest, 700 mm au centre et 1000 mm à l'Est pour le littoral, selon Mebarki (2009). Nous ne sommes pas assurés d'obtenir ce montant chaque année. Les précipitations réelles varient de la moyenne représentent les conditions de sécheresse et d'inondation.

Autrement dit, c'est la variation naturelle et interannuelle du climat. Elle est une caractéristique inhérente du climat qui se manifeste par les différences entre les statistiques de long terme des éléments climatiques (pluie, température, humidité) calculées pour des périodes différentes. La variabilité du climat est souvent perçue à travers l'irrégularité des paramètres climatiques dans leur évolution.

D'après l'OMM (2017), le climat n'est défini par aucun délai particulier, mais les scientifiques utilisent généralement des conditions météorologiques moyennes sur des intervalles de 30 ans pour suivre le climat. Ces moyennes sur 30 ans sont appelées normales climatologiques et sont utilisées pour déterminer, surveiller ou représenter le climat - ou une tranche de climat spécifique - à un endroit particulier (OMM). Trente années de données sont suffisamment longues pour calculer une moyenne qui n'est pas influencée par la variabilité d'une année à l'autre. Les normales peuvent être calculées pour diverses variables météorologiques, telles que la température ou les précipitations, sur la base des données des stations météorologiques de la région concernée.

I.4.1. Causes de la variabilité climatique

La variabilité naturelle et les fluctuations climatiques du système climatique ont toujours fait partie de l'histoire de la Terre. De nombreux facteurs naturels affectent le climat, y compris les changements dans la production du Soleil ou l'orbite de la Terre, les grandes éruptions volcaniques et la variabilité interne comme El Niño. Les scientifiques mesurent ces effets, mais aucun ne peut expliquer la tendance observée depuis 1970. Les scientifiques ne peuvent expliquer le réchauffement climatique récent qu'en incluant les effets des émissions humaines de gaz à effet de serre.

Les causes du changement climatique doivent d'abord être identifiées pour bien comprendre le changement climatique. Le climat de la Terre est influencé et modifié par des causes naturelles telles que les éruptions volcaniques, les courants océaniques, les changements orbitaux de la Terre, les variations solaires et la variabilité interne. De nombreux auteurs ont étudié les facteurs naturels affectant la variabilité climatique (Bigg et al., 2003; Herr et Galland, 2009; Le Treut et al., 2007; Lourens et Tuenter, 2009; Nas, 2014).

a. Éruptions volcaniques

Selon Riebeek (2010), la nature contribue également au changement climatique en émettant du CO₂ des volcans. Les volcans contribuent au changement climatique en émettant du CO₂. Cependant, la quantité de CO₂ qu'ils émettent est relativement faible si on la compare à la quantité de CO₂ qui est libérée par les activités humaines. Selon la NASA, en moyenne, les volcans émettent entre 130 et 230 millions tonnes de CO₂ par an. Cependant, en brûlant des combustibles fossiles, les gens rejettent plus de 100 fois plus, environ 26 milliards de tonnes de CO₂, dans l'atmosphère chaque année (Riebeek, 2010).

Le principal effet des volcans sur le climat est le refroidissement à court terme. Les éruptions volcaniques pompent des nuages de poussière et de cendres qui bloquent la lumière du soleil. Parce que les particules de cendres sont relativement lourdes, elles tombent au sol en trois mois environ, leur effet de refroidissement est donc de très courte durée (fig. I.3).

Mais les débris volcaniques comprennent également du dioxyde de soufre. Ce gaz se combine avec la vapeur d'eau et la poussière dans l'atmosphère pour former des aérosols de sulfate, qui réfléchissent la lumière du soleil loin de la surface de la Terre. Ces aérosols sont plus légers que les particules de cendres et peuvent rester dans l'atmosphère pendant un an ou plus. Leur effet de refroidissement l'emporte sur le réchauffement causé par les gaz à effet de serre volcaniques.

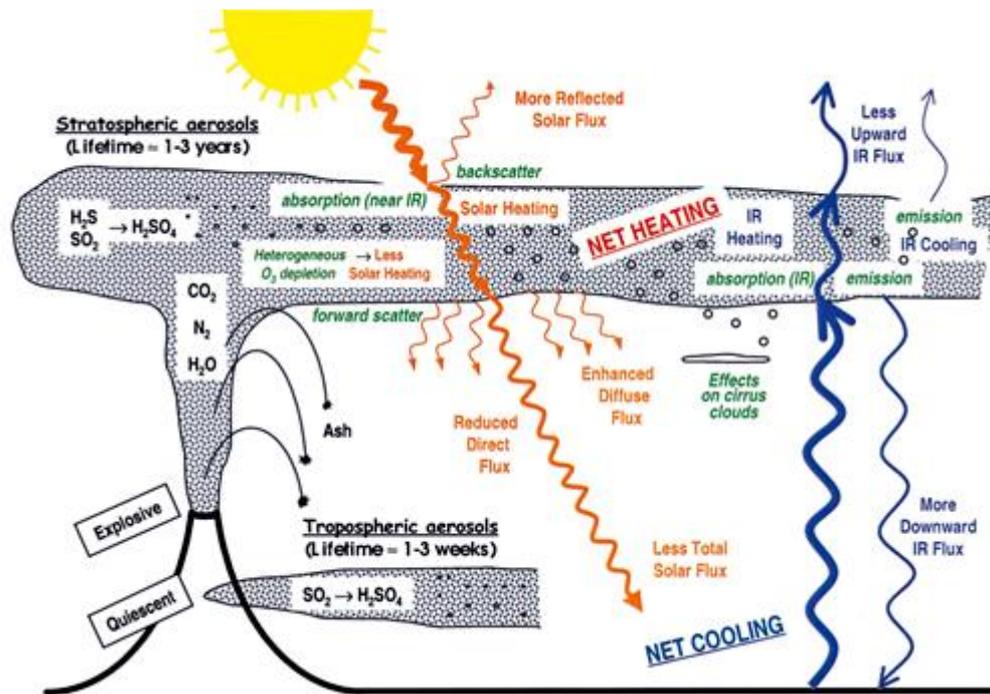


Figure I.3. Diagramme schématisant des entrées volcaniques dans l'atmosphère et leurs effets. (Robock, 2000).

b. Courants océaniques

Les changements climatiques ont des durées différentes. De fortes variations climatiques se produisent à chaque saison. Des changements plus subtils mais toujours perceptibles se produisent à une échelle interannuelle, certains durent de quelques décennies à un siècle ou plus. Les changements dramatiques sont liés aux âges glaciaires, qui se produisent sur des échelles de temps supérieures à 10 000 ans. Les océans affectent tous ces modèles de variabilité. Variabilité sur une échelle de un à dix ans: Chaque Hiver n'est pas comme le précédent, certains sont doux et certains sont durs. Les scientifiques appellent cela la variabilité climatique interannuelle. Au cours du siècle dernier, les climatologues ont découvert plusieurs phénomènes climatiques interannuels, dont la plupart sont couplés à des changements dans la façon dont les océans stockent ou transportent la chaleur (Visbeck). L'atmosphère et l'océan circulent en trois dimensions et agissent l'une sur l'autre (Klinger et Haine, 2017). L'atmosphère se déplace plus rapidement que l'océan, mais l'océan stocke une grande quantité de chaleur et la libère lentement sur de longues périodes. Ainsi, l'océan agit comme une mémoire dans cette circulation. Ces circulations atmosphère-océan font varier le climat d'une saison à l'autre ou d'une année à l'autre. Ces changements résultent de la circulation atmosphérique et océanique, causée principalement par le chauffage différentiel du soleil sur la terre. Les océans sont une composante majeure du système climatique. Les courants océaniques sont localisés à la surface de l'océan et en eau profonde en dessous de 300 mètres (984 pieds). Ils peuvent déplacer l'eau horizontalement et verticalement et se produire à l'échelle locale et mondiale. L'océan a un système de courant ou de circulation interconnecté alimenté par le vent, les marées, la rotation de la Terre (effet Coriolis), le soleil (énergie solaire) et les différences de densité de l'eau. La topographie et la forme des bassins océaniques et des masses terrestres voisines influencent également les courants océaniques. Les courants océaniques profonds sont déterminés par la densité et diffèrent des courants de surface par leur échelle, leur vitesse et leur énergie. La densité de l'eau est affectée par la température, la salinité (salinité) et la profondeur de l'eau. Plus l'eau de mer est froide et

salée, plus elle est dense. Plus les différences de densité entre les différentes couches de la colonne d'eau sont grandes, plus le mélange et la circulation sont importants (Singh, 2017).

c. Variations solaires

Le Soleil est la source d'énergie du système climatique de la Terre. Bien que la production d'énergie du Soleil semble constante d'un point de vue quotidien, de petits changements sur une longue période peuvent entraîner des changements climatiques. Certains scientifiques soupçonnent qu'une partie du réchauffement dans la première moitié du 20^{ème} siècle était due à une augmentation de la production d'énergie solaire. Étant donné que le soleil est la source d'énergie fondamentale qui joue un rôle dans notre système climatique, il serait raisonnable de supposer que des changements dans la production d'énergie solaire entraîneraient un changement climatique. Des études scientifiques démontrent que les variations solaires ont joué un rôle dans les changements climatiques passés.

Le réchauffement climatique actuel ne peut cependant pas être expliqué par les variations solaires. Depuis 1750, la quantité moyenne d'énergie provenant du Soleil est restée constante ou a légèrement augmenté. Si le réchauffement climatique était causé par un soleil plus actif, les scientifiques s'attendraient à voir des températures plus chaudes dans toutes les couches de l'atmosphère. Ils n'ont observé qu'un refroidissement dans la haute atmosphère, un réchauffement à la surface et dans les parties inférieures de l'atmosphère. Cela est dû aux gaz à effet de serre qui captent la chaleur dans la basse atmosphère. De plus, les modèles climatiques qui incluent les changements d'irradiance solaire ne peuvent pas reproduire la tendance des températures observée au siècle dernier sans inclure une augmentation des gaz à effet de serre.

d. Changements orbitaux terrestres

Les changements et les oscillations dans l'orbite de la Terre peuvent déclencher des changements climatiques tels que le début et la fin des périodes glaciaires. La dernière période glaciaire s'est terminée il y a environ 12 000 ans et le prochain cycle de refroidissement pourrait commencer dans environ 30 000 ans. Mais les changements orbitaux sont si graduels qu'ils ne sont visibles que sur des milliers d'années - et non sur des décennies ou des siècles. La terre fait une orbite complète autour du soleil chaque année. Il est incliné à un angle de 23.5° par rapport au plan perpendiculaire de sa trajectoire orbitale. Les changements dans l'inclinaison de la terre peuvent entraîner des changements modestes mais importants sur le plan climatique dans la force des saisons, plus l'inclinaison signifie des étés plus chauds et des hivers plus froids; moins d'inclinaison signifie des étés plus frais et des hivers plus doux. Des changements lents sur l'orbite de la Terre entraînent des changements modestes mais importants sur le plan climatique de la force des saisons sur des dizaines de milliers d'années. Les rétroactions climatiques amplifient ces petits changements, produisant ainsi des périodes glaciaires.

e. Variabilité interne

Certains changements climatiques n'ont pas de déclencheur externe. Ces changements sont plutôt causés par des interactions au sein du système climatique lui-même, impliquant souvent des rétroactions positives.

Un exemple est le cycle El Niño – La Niña, qui peut provoquer un réchauffement et un refroidissement temporaires. Ces deux phénomènes affectent les schémas de circulation atmosphérique et influencent le climat mondial. Alors qu'El Niño augmente la température

mondiale, La Niña la diminue. Ce cycle se répète sur une échelle de temps d'environ cinq ans. Mais ces changements sont de courte durée et ne durent que quelques années (Bruno et Guy, 2000).

Un autre exemple de variabilité interne est l'oscillation arctique (AO), qui est associée à l'évolution des modèles de pression atmosphérique dans l'hémisphère nord. Ce phénomène apporte un temps plus chaud dans certaines parties de l'Europe et de l'Amérique du Nord, laissant l'Arctique plus froid que d'habitude. L'autre phase de l'AO apporte les conditions opposées, entraînant un temps arctique plus chaud que d'habitude et un temps plus froid dans les régions subpolaires. En raison de cet effet de bascule, l'AO a peu d'effet sur les températures mondiales, mais peut influencer considérablement les conditions météorologiques locales et régionales.

I.4.2. Le Changement climatique VS la variabilité climatique

Selon La CCNUCC (Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques), le terme « **changement climatique** » désigne uniquement les changements dus aux "activités humaines". La Convention-cadre utilise le terme « **variabilité climatique** » pour désigner les changements climatiques "d'origine naturelle". "La variabilité naturelle du climat n'est pas attribuable à ou influencée par une activité liée à l'homme."

Donc, le changement climatique et la variabilité climatique sont deux termes couramment utilisés pour décrire le comportement du climat qui nous permet de donner un sens à notre environnement. Malheureusement, ces deux termes sont mal compris et souvent mal utilisés en raison du manque apparent de connaissances sur la différence significative de sens. Cela conduit à une interprétation incorrecte des données sur le temps et le climat, ce qui entraîne des conclusions inexacts et des allégations trompeuses.

Le changement climatique est attribué à la fois à la variabilité naturelle et aux activités humaines. La variation des paramètres climatiques est généralement attribuée à des causes naturelles. Cependant, en raison des changements climatiques de la Terre depuis l'ère préindustrielle, certains de ces changements sont désormais considérés comme imputables aux activités humaines.

Stone (2014), montre que les données pluviométriques saisonnières présentent un caractère aléatoire mais ne fournissent aucune preuve d'un changement dans les propriétés statistiques. Il conclue que le comportement des données pluviométriques saisonnières peut être mieux décrit par le terme variabilité climatique plutôt que changement climatique. Ainsi, il a montré qu'il n'est pas statistiquement valide, comme c'est la pratique populaire de beaucoup de chercheurs, de prétendre à l'occurrence d'un changement climatique basé sur un extrême climatique saisonnier (par exemple, une saison sèche inhabituelle sèche ou humide ou inhabituelle sèche ou humide humide-saison). Il est donc recommandé de chercher d'abord à comprendre la distinction critique de sens entre les termes changement climatique et variabilité climatique.

Le plus grand obstacle à la reconnaissance publique du changement climatique d'origine humaine est la variabilité naturelle du climat. Comment une personne peut-elle discerner le changement climatique à long terme, étant donné la variabilité notoire des conditions météorologiques et climatiques locales d'un jour à l'autre et d'une année à l'autre?

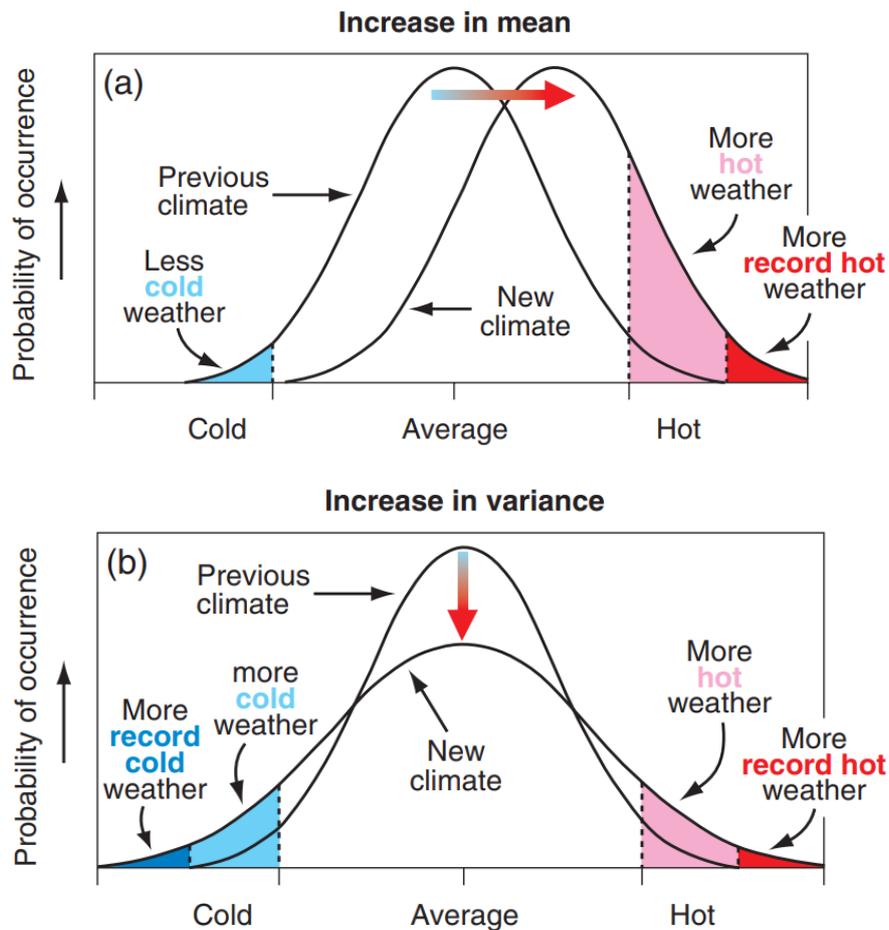
1.4.3. Variabilité climatique ou les extrêmes climatiques ont-ils changé?

La compréhension des changements de la variabilité et des extrêmes climatiques est rendue difficile par les interactions entre les changements de la moyenne et de la variabilité (Meehl et al., 2000). Ces interactions varient d'une variable à l'autre en fonction de leur distribution statistique. Par exemple, la distribution des températures ressemble souvent à une distribution normale où la non-stationnarité de la distribution implique des changements dans la moyenne ou la variance (Folland et al., 2001):

Dans une telle distribution, une augmentation de la moyenne conduit à de nouvelles températures record (fig. I.4.a), mais un changement de moyenne n'implique aucun changement de variabilité. Par exemple, sur la figure I.4.a, la plage entre les températures les plus chaudes et les plus froides ne change pas.

Une augmentation de la variabilité sans modification de la moyenne implique une augmentation de la probabilité des extrêmes chauds et froids ainsi que de la valeur absolue des extrêmes (fig. I.4 b).

Des augmentations à la fois de la moyenne et de la variabilité sont également possibles (fig. I.4 c), ce qui affecte (dans cet exemple) la probabilité des extrêmes chauds et froids, avec des événements chauds plus fréquents avec des températures plus extrêmes et moins d'événements froids. D'autres combinaisons de changements dans la moyenne et la variabilité conduiraient à des résultats différents.



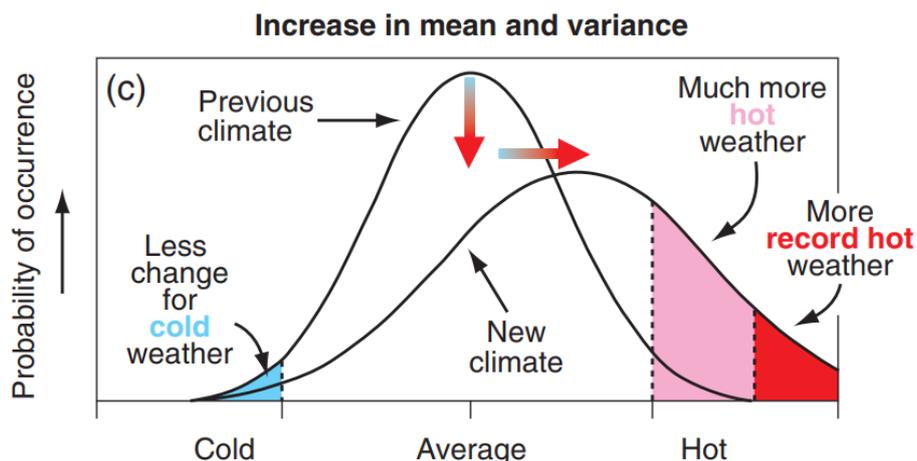


Figure I.4. Effet sur les températures extrêmes lorsque (a) la température moyenne augmente, (b) la variance augmente, et (c) lorsque la moyenne et la variance augmentent pour une distribution normale de la température (Folland et al., 2001).

Pour les variables qui ne sont pas bien approximées par les distributions normales, comme les précipitations, la situation est encore plus complexe, en particulier pour les climats secs. Pour les précipitations, par exemple, les changements dans les précipitations totales moyennes peuvent être accompagnés d'autres changements comme la fréquence des précipitations ou la forme de la distribution, y compris sa variabilité. Tous ces changements peuvent affecter les différents aspects des précipitations extrêmes, y compris l'intensité des précipitations (quantité par unité de temps) (Folland et al., 2001).

On conclut que, les moyennes ne racontent que la moitié de l'histoire de la variabilité climatique. La variété autour de la moyenne, la gamme des conditions météorologiques - est l'autre moitié.

Lorsqu'une moyenne est calculée, la variété des données à l'intérieur est «lissée». Mais il y a beaucoup à gagner à comprendre cette variété, en particulier les extrêmes. Il est important d'étudier la fréquence et l'ampleur des extrêmes, comme les fortes averses, les coups de froid et les vagues de chaleur, car ces événements affectent le plus les communautés.

I.5. Evaluation de la variabilité climatique en Algérie

En Afrique du Nord, un réchauffement significatif associé à des vagues de chaleur plus fréquentes et de plus longue durée a été noté pour la période 1979-2011 (Fontaine et al., 2013; Trambly et al., 2013).

Les pays du Maghreb sont vulnérables aux variations d'un climat aux caractères semi arides ou arides. C'est un climat relativement doux, avec deux saisons distinctes : une saison fraîche où se concentre l'essentiel des pluies de l'année et une saison chaude et sèche caractérisée par l'occurrence de canicules et l'absence presque totale de pluies (Rousset et Arrus, 2006). Dans cette région, depuis quelques décennies, on assiste à une augmentation des températures, de l'évaporation et une baisse significative des précipitations et des écoulements (Agoumi et al., 1999; Touazi et al., 2004; Meddi et al., 2009; Garcia-Ruiz et al., 2011; Schilling et al., 2012) (Ghenim et al., 2013).

Les pays du Maghreb (Algérie, Maroc et Tunisie) en Afrique du Nord sont vulnérables aux événements hydrologiques extrêmes tels que les inondations et les sécheresses. Comme d'autres pays méditerranéens, ils sont sujets à de violents épisodes d'inondations provoqués

par des pluies torrentielles, qui peuvent avoir des effets catastrophiques avec un nombre très élevé de victimes (Llasat et al., 2010). Les événements les plus meurtriers survenus dans ces trois pays au cours des cinquante dernières années ont été l'inondation de 2001 près d'Alger (Algérie), qui a fait plus de 700 morts (Argence et al., 2008), les inondations de 1969 dans la région de Kairouan (Tunisie), avec entre 150 et 400 morts (Poncet, 1970 ; Guillaud et Trabelsi, 1991); et l'inondation de 1995 dans la vallée de l'Ourika (Maroc), avec plus de 200 morts (Saidi et al., 2003) (Tramblay et al., 2013).

Le Nord Algérien est probablement très sensible aux changements climatiques. Elle se situe géographiquement dans une zone de transition entre le régime climatique africain, très chaud et sec au Sud, et le climat européen tempéré et humide au Nord, avec donc de grands variations climatiques. Elle est caractérisée par des pluies d'Hiver, des sécheresses estivales et des orages marqués au début d'Automne et à la fin du Printemps. La forte différence entre l'Hiver humide et l'Eté sec est causée par l'alternance saisonnière de la domination des tempêtes cycloniques en Hiver et celles subtropicales de haute pression sur l'océan adjacent, causant des conditions sèches en Eté. Il est prévu une augmentation de la variabilité climatique saisonnière, avec étés plus chauds et plus secs dans les régions semi-arides, et une augmentation de la durée et la sévérité des périodes de faible débit ou d'étiage et une diminution de la recharge naturelle des eaux souterraines (Baahmed, 2015). Ces changements climatiques devraient s'accompagner non seulement par un changement dans les valeurs moyennes des variables du cycle de l'eau, mais aussi par un accroissement de leur variabilité dans le temps. Les événements extrêmes devraient se produire plus fréquemment et avec une plus grande intensité (Jentsch et al., 2007).

D'après Meddi et al., (2010), l'Algérie, pays méditerranéen, glisse vers la semi-aridité, et les risques de désertification restent très élevés. Cela présage des conditions naturelles singulièrement plus difficiles qu'aujourd'hui, dont les conséquences commencent à se faire sentir dans beaucoup de régions d'Algérie. Cette nouvelle donnée insinue que toutes les prédictions calculées à partir des données historiques sur le cycle naturel et qui servent de base aux décisions d'investissement dans le secteur de l'hydraulique devraient alors être réétudiées en fonction des nouvelles données de climat. De nombreux travaux ont traité de cette problématique à travers le monde Hafmann et al. (1998) ; Claussen et al. (2003) ; Chen et al. (2003) ; Meddi et Boucefiane (2008). En Algérie, les changements climatiques observés à l'échelle de la planète se sont traduits par une hausse de la température moyenne minimale et maximale enregistrée sur l'ensemble des stations de l'Algérie du Nord depuis les années soixante-dix et qui se prolonge jusqu'à nos jours. Ils ont provoqué une sécheresse endémique depuis 1970 (Meddi et Humbert, 2000) et un déficit pluviométrique d'environ 25 % Meddi et al. (2003).

I.6. Impact de la variabilité climatique sur la ressource en eau

L'eau est vitale pour toutes les formes de vie et de survie. Les ressources en eau douce sont limitées et, par conséquent, leur protection et leur gestion sont de la plus haute importance. La gestion durable des ressources en eau douce dépend de la compréhension de la façon dont le climat, l'eau douce et les systèmes biophysiques et socioéconomiques sont interconnectés à différentes échelles spatiales: échelles des bassins versants, échelles régionales (EU, 2000) et à l'échelle mondiale (UN, 2006).

Les agents climatiques les plus importants pour la disponibilité en eau sont les précipitations, la température et l'évaporation (déterminée par le rayonnement net au niveau du sol, l'humidité atmosphérique, la vitesse du vent et la température). La température est

particulièrement importante dans les bassins dominés par la neige et dans les zones côtières, en raison de l'incidence de la température sur le niveau de la mer pour ces dernières.

À l'échelle mondiale, les bassins sont généralement appelés stressés par l'eau s'ils ont une disponibilité d'eau par habitant inférieure à 1000 m³/an (sur la base du ruissellement moyen à long terme), et ces bassins stressés par l'eau sont situés en Afrique du Nord, dans la région méditerranéenne, le Moyen-Orient, le Proche-Orient, l'Asie du Sud, la Chine du Nord, l'Australie, les États-Unis, le Mexique, le Nord-Est du Brésil et la côte ouest de l'Amérique du Sud (Alcamo et al., 2003 ; Bates et al., 2008).

La forte variabilité interannuelle des précipitations, qui est l'une des caractéristiques les plus importantes du climat méditerranéen (Lionello, 2012), provoque des périodes sèches de longueur variable menaçant les ressources en eau du pays du Maghreb. Au cours des deux dernières décennies, il y a une prise de conscience croissante de ces événements extrêmes (Bouaicha et Benabdelfadel, 2010), et une inquiétude croissante quant à l'augmentation possible de leur intensité ou fréquence (Douglas et al., 2008) en particulier pour les inondations. Comme une augmentation significative de la vulnérabilité des populations a été observée dans les pays du Maghreb au cours des dernières décennies, similaire à ce qui a été observé sur l'ensemble du continent africain par Di-Baldassarre et al. (2010) (Tramblay et al., 2013).

L'intérêt pour les impacts de la variabilité climatique ne cesse de croître. Cela est particulièrement vrai dans le secteur de l'eau, où la compréhension des changements potentiels dans la survenance des inondations et des sécheresses est importante pour la planification stratégique.

La productivité des systèmes agricoles et forestiers dépend en grande partie de la distribution temporelle et spatiale des précipitations et de l'évaporation, ainsi que de la disponibilité des ressources en eau douce pour l'irrigation, en particulier pour les cultures. Avec la variabilité climatique, les systèmes de production des régions marginales sont confrontés à une augmentation de la vulnérabilité climatique et des risques, en ce qui concerne l'eau à cause de facteurs dont la dégradation des ressources en sols via l'érosion des sols, une extraction excessive des eaux souterraines et la salinisation correspondante, ainsi que le surpâturage des terres arides (FAO, 2003). Dans ces régions marginales, les cultures des petites exploitations sont particulièrement vulnérables au changement climatique et la variabilité du climat, et les sources de stress socioéconomique viennent souvent aggraver des conditions environnementales déjà difficiles. Dans les forêts, on a démontré que les incendies et les pullulations d'insectes liés à la fréquence de phénomènes extrêmes augmentent la vulnérabilité au climat (Bates et al., 2008).

Les nombreuses études réalisées ont traité des tendances de l'écoulement fluvial au XX^{ème} siècle, à des échelles allant des bassins hydrographiques au monde entier. Certaines de ces études ont décelé des évolutions significatives de certains indicateurs de l'écoulement fluvial et d'autres ont mis en évidence des liens statistiquement significatifs avec les tendances de la température ou des précipitations, toutefois, aucune tendance globalement homogène n'a été rapportée. Néanmoins, de nombreuses études n'ont ni fait état de tendance ni étaient capables de faire une distinction entre les effets des variations de température et des précipitations, et les effets des activités humaines sur les bassins hydrographiques, comme le changement d'affectation des terres et la construction de réservoirs. Les variations de l'écoulement des rivières d'une année sur l'autre sont également très fortement influencées dans certaines régions par les modes de la circulation atmosphérique à grande échelle associés aux

phénomènes ENSO et NAO, ainsi qu'à d'autres systèmes de variabilité qui se produisent au cours d'une décennie et sur des échelles pluri-décennales (Bates et al., 2008).

Toute une série d'études ont examiné les tendances potentielles qui peuvent être tirées des mesures du débit fluvial, à l'échelle des bassins hydrographiques et à l'échelle mondiale, au cours du XX^{ème} siècle. Certaines ont décelé des tendances significatives au niveau de certains indicateurs de débit, d'autres ont mis en évidence des liens statistiquement significatifs entre les débits fluviaux et les tendances des températures et des précipitations. De nombreuses études n'ont toutefois pas établi de tendances ou n'ont pas été en mesure de faire la distinction entre les effets des variations des températures et des précipitations et ceux des actions humaines sur le bassin hydrographique. La méthodologie utilisée pour déterminer les tendances peut également avoir une influence sur les résultats. Par exemple, les différents tests statistiques qui sont utilisés peuvent donner des indications dissemblables sur les répercussions, les différentes périodes de relevé des données (notamment, les dates de début et de fin de relevé) peuvent tendre à indiquer des rythmes de changement divergents (Bates et al., 2008).

Les données instrumentales relatives à l'écoulement couvrent environ deux tiers seulement des zones continentales mondiales activement drainées, comportent souvent des lacunes et varient en fonction de la durée pendant laquelle les éléments déterminés ont été observés en un point particulier (Dai et Trenberth, 2002). Pour finir, les actions humaines ont eu des répercussions sur les régimes d'écoulement de bon nombre de bassins hydrographiques.

Les tendances relatives au ruissellement ne concordent pas toujours avec les variations des précipitations. Cela peut provenir des données elles-mêmes (en particulier des lacunes du réseau d'observation des précipitations), des incidences des actions anthropiques telles que la construction de réservoirs de retenue ou des effets opposés des changements des précipitations et des températures.

Les variations du débit de rivière ainsi que des niveaux des lacs dues au changement climatique et variabilité climatique sont déterminées avant tout par les modifications du volume des précipitations, de leur répartition dans le temps et, surtout, par leur nature (neige ou pluie). Les changements dans l'évaporation influent également sur l'écoulement. Plusieurs centaines d'études menées sur les impacts potentiels du changement climatique sur la ressource en eau ont été publiées dans des revues scientifiques, et davantage d'études ont été présentées dans des rapports internes. Les études réalisées portent principalement sur l'Europe, l'Amérique du Nord et l'Australasie, et quelques-unes sont axées sur l'Asie et l'Afrique. Pratiquement toutes ces études utilisent un modèle hydrologique de bassin fondé sur des scénarios qui s'appuient sur des simulations de modèles climatiques, et presque toutes ont été conduites à l'échelle du bassin hydrographique.

Il a été démontré que la variabilité climatique a un impact significatif sur le climat algérien et en tenir compte dans les futures projections du changement climatique est essentiel pour anticiper pleinement les impacts potentiels futurs. Il est démontré que la variabilité du climat influence l'ampleur et la direction du changement des précipitations et, par conséquent, du débit de la rivière. La transformation des changements de précipitations en changements de débit fluvial présente un certain degré de non-linéarité en raison du rôle du bassin versant dans la mise en tampon de la réponse.

En Algérie, la couverture des données est limitée et la plupart des fleuves sont réglementés pour les ressources en eau ou la protection contre les inondations. Il est nécessaire d'analyser

les tendances à long terme et la variabilité des précipitations qui provoquent des inondations ou des périodes de sécheresse.

L'Algérie a connu, au cours de ces trente dernières années, une variabilité pluviométrique importante dans l'espace et dans le temps. Cette variabilité, caractérisée par un important déficit pluviométrique, a eu un impact négatif sur le régime d'écoulement des oueds, sur l'alimentation de la nappe phréatique et sur le niveau de remplissage des barrages, dont les conséquences sont souvent catastrophiques sur le développement socioéconomique du pays (Hebal et Remini, 2012).

De nombreuses études réalisées depuis les trente ans passé, à l'échelle des bassins hydrographiques en Algérie, surtout dans le côté Nord-ouest du pays:

En Algérie, la diminution de la pluviosité a engendré des déficits d'écoulement allant de 37 à plus de 70 % de l'Est vers l'Ouest du pays (Meddi et Hubert, 2003). Dans le Nord de l'Algérie, les archives climatiques montrent que la pluviométrie annuelle a considérablement diminué depuis le milieu des années 1970 (Donat et al., 2014 ; Lambs et Labiod, 2009 ; Meddi et al., 2008 ; Meddi et al., 2010). Ces changements ont nécessairement un impact sur les ressources en eau de la région et dans une certaine mesure pourraient expliquer le rabattement des niveaux piézométriques et la réduction de l'apport en eau de ruissellement (Bekoussa et al., 2008 ; Meddi et Hubert, 2003). Cependant, les activités de pompage des eaux souterraines ont également fortement augmenté en raison de la croissance démographique, même si les données quantitatives sur les volumes prélevés ne sont pas disponibles (Baahmed, 2015).

La tendance chronologique de la pluviométrie et de l'écoulement dans le bassin versant du barrage Meffrouche sous bassin de la Tafna (NW algérien) a été globalement déficitaire aux différentes échelles temporelles. Néanmoins les méthodes statistiques révèlent l'existence de deux périodes distinctes. La première, humide, a duré du milieu des années 1940 jusqu'au milieu des années 1970 ou même jusqu'au début de la décennie 1980. Ensuite, une sécheresse s'est installée dans la région. Pour les précipitations, cette rupture concerne l'ensemble des postes pluviométriques de l'Algérie du Nord (Laborde, 1993 ; Meddi M et Meddi H, 2009 ; Ghenim et al., 2010).

Le climat qui prédominait ces trois dernières décennies a eu une influence négative sur la ressource en eau. Son impact s'est senti sur les cours d'eau du bassin versant de la Macta (Nord-Ouest de l'Algérie): Sur la période 1976 - 2002, les lames d'eau écoulées annuelles moyennes sont de 28 à 36 % plus faibles que sur la période 1949 - 1976 (Meddi et al., 2009).

Tributaires du climat, les ressources en eau des bassins versants de Chemora, Reboa et Gueiss, sont très variables. Déjà aléatoires, elles pourraient se réduire encore davantage si les précipitations diminuent et la température augmente, menaçant de façon sérieuse la vie de toute une population. Heureusement, grâce au transfert Nord-Sud des eaux du barrage de Béni Haroun vers le barrage de Koudiet M'daouer (Oued Chemora), la situation serait moins alarmante (Tatar et Regad, 2014).

Le long déficit pluviométrique a provoqué une baisse plus importante de l'écoulement de la Medjerda, une variabilité climatique caractérisée par une alternance de phase humide dans la décennie 70, de phase sèche dans les décennies 80, 90 et d'une nouvelle phase humide dans la décennie 2000.

I.7. Adaptation à la variabilité climatique dans le domaine de l'eau

Bates et al. (2008) résume certaines possibilités d'adaptation du côté de l'offre et de la demande, conçues pour assurer l'approvisionnement dans des conditions moyennes et en cas de sécheresse:

- ✓ Prospection et extraction des eaux souterraines,
- ✓ Accroissement de la capacité de stockage de l'eau grâce à la construction de réservoirs et de barrages,
- ✓ Dessalement de l'eau de mer,
- ✓ Extension de la collecte des eaux de pluie,
- ✓ Défrichage de la végétation allochtone dans les zones riveraines,
- ✓ Transfert de l'eau,
- ✓ Amélioration de l'efficacité d'utilisation de l'eau par son recyclage,
- ✓ Réduction de la demande d'eau d'irrigation par la modification du calendrier cultural, de la composition des cultures, des méthodes d'irrigation et des surfaces plantées,
- ✓ Promotion des pratiques autochtones pour une utilisation durable de l'eau,
- ✓ Utilisation accrue des marchés de l'eau pour redistribuer/transférer l'eau aux utilisations à forte valeur ajoutée.

Les adaptations planifiées résultent de décisions stratégiques délibérées et prennent spécifiquement en compte la variabilité du climat ; cependant, à ce jour, elles n'ont pas souvent été mises en œuvre. Il est possible de définir cinq types différents de limites de l'adaptation aux effets des changements climatiques.

a. Physique ou écologique : les moyens techniques et les réformes institutionnelles mis en place peuvent ne pas empêcher les effets néfastes causés par les changements climatiques. Par exemple, une adaptation peut s'avérer impossible là où les rivières sont entièrement asséchées.

b. Technique, politique ou sociale : par exemple, il peut être difficile de trouver des sites adaptés à l'implantation de nouveaux réservoirs, ou de faire en sorte que les utilisateurs consomment moins d'eau.

c. Économique : une stratégie d'adaptation peut simplement s'avérer trop coûteuse par rapport aux bénéfices retirés de sa mise en œuvre.

d. Culturelle et institutionnelle : ce type de limites peut comprendre le cadre institutionnel au sein duquel est gérée l'eau, la faible priorité donnée à la gestion de l'eau, le manque de coordination inter-agences, les tensions entre les différents niveaux, l'inefficacité de la gouvernance et l'incertitude quant aux changements climatiques à venir (Ivey et al., 2004 ; Naess et al., 2005 ; Crabbe et Robin, 2006). L'ensemble de ces limites agissent comme des contraintes institutionnelles sur l'adaptation.

e. Cognitive et informationnelle : par exemple, les gestionnaires des ressources en eau peuvent ne pas reconnaître les défis du changement climatique, ou leur accorder une faible priorité par rapport aux autres défis auxquels ils doivent faire face. La principale barrière informationnelle est le manque d'accès aux méthodologies permettant de faire face de manière cohérente et rigoureuse au changement climatique.

Selon Bates et al. (2008), le changement climatique pose un problème conceptuel aux gestionnaires des ressources en eau en introduisant une incertitude dans la détermination des conditions hydrologiques futures. Il peut être également très difficile de détecter une tendance sous-jacente (Wilby, 2006), ce qui signifie que les décisions d'adaptation doivent parfois être prises avant que l'évolution réelle des régimes hydrologiques ne soit clairement connue. La gestion de l'eau dans la perspective du changement climatique exige ainsi d'adopter une approche fondée sur les scénarios (Beuhler, 2003 ; Simonovic et Li, 2003). Ceci pose toutefois deux sortes de problèmes.

En premier lieu, les incidences sont souvent très différentes entre les scénarios, obligeant à fonder les analyses sur plusieurs scénarios. En second lieu, dans certains pays, les gestionnaires des ressources en eau ont besoin de données sur la probabilité de survenance des résultats définis pour prendre des décisions fondées sur les risques. Des techniques sont par conséquent développées dans le but de construire des distributions de probabilité de résultats spécifiques, nécessitant des hypothèses concernant les distributions de probabilité des principaux facteurs d'incertitude agissant sur les incidences (Wilby et Harris, 2006).

I.8. Conclusion

Le climat a toujours changé en raison des processus naturels interagissant avec le soleil tels que les cycles de l'eau et de l'énergie. Dans le passé, ces changements étaient naturels et provoqués par des phénomènes tels que des changements lents dans l'orbite de la Terre et des changements dans l'activité solaire et volcanique. Cependant, l'activité humaine a provoqué un changement soudain du climat en libérant des milliards de tonnes de dioxyde de carbone (CO₂) dans l'atmosphère et en augmentant considérablement l'effet de serre.

Les variations climatiques qui ont touché la région méditerranéenne, ont influencé le climat de l'Algérie. La plupart des études menées dans le monde, le Maghreb ou les régions locales en Algérie ont eu pour effet que les ressources en eau sont affectées par la variabilité climatique, pour l'évaluation de l'impact de cette variabilité climatique sur la ressource en eau et identifier la tendance du comportement de notre bassin versant, ainsi que l'évaluation des différentes composantes du bilan hydrologique peut se faire par utilisation des modèles hydrologiques qui sont devenus des outils indispensables pour divers domaines surtout en regard de la relation pluie – débit.

Chapitre II

Etat de l'art de la modélisation hydrologique

II.1. Introduction

L'application de modèles mathématiques aux observations et aux expérimentations hydrologiques sur un bassin versant est le complément logique et nécessaire à l'interprétation de son fonctionnement.

Ainsi la modélisation hydrologique retenue a deux composantes, la modélisation de pluie et la modélisation de la transformation pluie-débit. La première caractérisant le risque pluvial et la seconde ses conséquences. Toutefois, la question qui se pose est : quel sont le ou les modèles à appliquer ? Faut-il utiliser des modèles existants ? Ou alors en développer de nouveaux spécifiques au milieu étudié ?

Il y a presque 30 ans, dans le cadre d'une réflexion sur la modélisation pluie-débit, Naef (1981) disait ceci : « au cours des deux dernières décennies, de nombreux modèles pluie-débit ont été mis au point, essayés et les résultats obtenus, ont été publiés. La plupart d'entre eux donnent, suivant leurs auteurs, des résultats satisfaisants. Mais s'ils sont supposés bons pourquoi continue-t-on à publier de nouveaux modèles ? ». Les modèles complexes sont-ils meilleurs que les modèles simples. Les deux ne sont pas exempts d'échecs dans certains cas, parce qu'aucun d'entre eux ne décrit le processus pluie-écoulement de façon adéquate (Boukhelifa, 2011).

Il n'existe pas de règle, au sens strict du terme, permettant de choisir un modèle. La modélisation hydrologique à adopter dépend des objectifs fixés. Une fois ces objectifs définis, il s'agit d'identifier les moyens permettant de les atteindre, c'est-à-dire le type de modélisation à mettre en œuvre. Ensuite, il faut s'assurer de l'applicabilité du type de modélisation choisi (disponibilité des données).

La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est incontournable dès lors qu'un intérêt est porté à des problématiques relatives à la gestion des ressources en eau, à l'aménagement du territoire, ou à l'une des différentes facettes du risque hydrologique (Gnouma, 2006).

Pour chacun des modèles utilisés au cours de ce travail, une fiche analytique sera rédigée pour présenter à la fois les caractéristiques des modèles originaux et les structures testées dans la thèse, en fonction des informations bibliographiques dont nous avons pu disposer.

II.2. Définition préliminaire

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. Les représentations ou modèles diffèrent donc selon l'approche utilisée par chaque auteur (Chkir, 1994). L'utilisation d'un modèle hydrologique nécessite une connaissance de l'ensemble d'éléments qui le constituent.

II.3. Les variables d'un modèle hydrologique

On distingue quatre types de variables qui peuvent exister en totalité ou en partie dans chaque modèle (fig. II.1) (Boudahraa, 2007) :

a. Variables d'entrées (variables indépendantes) : Le modèle fait appel à ces variables qui dépendent du temps et/ou de l'espace (pluie, ETP, température, caractéristiques et hydrodynamiques du milieu, ...).

b. Variables de sorties (variables dépendantes) : Le modèle répond par un ensemble de variables (débits, flux ou concentration en polluants, l'ETR, des niveaux piézométriques ...).

c. Variables d'état : Elles permettent de caractériser l'état du système modélisé et peuvent évoluer en fonction du temps (niveau de remplissage des réservoirs d'eau d'un bassin versant, taux de saturation des sols, profondeurs des sols, pentes, ...).

d. Paramètres de calage : En plus des variables, la modélisation fait intervenir des variables dont la valeur doit être déterminée par calage (conductivité hydraulique à saturation, ...), les paramètres des modèles hydrologiques, qu'ils aient une pseudo- signification physique ou qu'ils soient calés, servent à adapter la paramétrisation des lois régissant le fonctionnement du modèle, au bassin versant étudié.

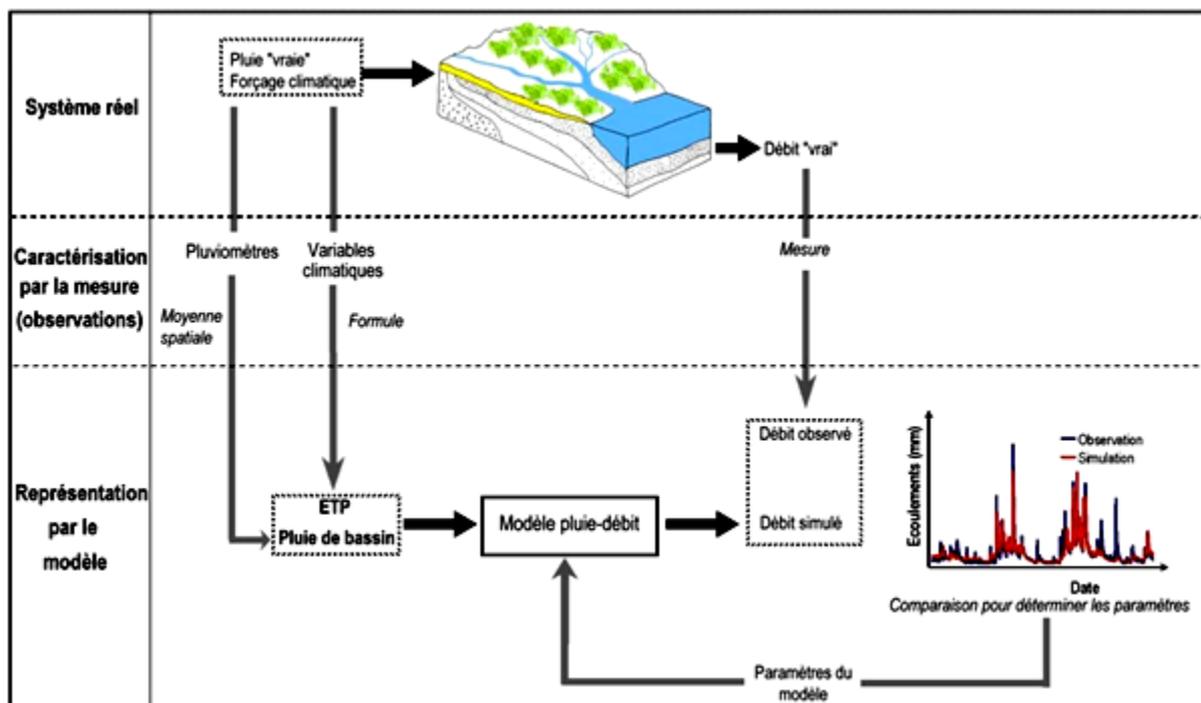


Figure II.1. Représentation schématique d'un modèle hydrologique (Oudin, 2004).

II.4. 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 (Chkir, 1994).

De nombreux modèles hydrologiques sont présentés dans la littérature ayant chacun leurs spécificités et leur domaine d'application. Une fois le modèle choisi, il faut évaluer sa capacité à représenter la réalité. Ceci se fait le plus souvent en comparant les résultats du modèle avec les observations. C'est une étape très délicate et plusieurs auteurs ont proposé des classifications (Singh, 1995; Chocat, 1997). Trois classes retenues par Wheeler et al.

(1993) composent une première distinction entre les modèles empiriques, conceptuels et les modèles à base physique.

Nous avons repris la classification de Kauark Leite (1990), qui résume en trois groupes les différentes autres classifications existant dans la littérature :

a. Modèle mécaniste

Les modèles mécanistes tentent de décrire le plus fidèlement possible les mécanismes internes du système en se basant sur la meilleure connaissance possible de la structure physique et en ayant recours à toutes les lois physiques existantes telles que les lois de conservation de masse, d'énergie ou de quantité de mouvement ou les lois de croissance en biologie. En théorie, ces modèles sont indépendants du calage des paramètres car ceux-ci sont censés être mesurables sur le terrain. Toutefois, comme nous l'avons déjà dit, une théorie exhaustive des processus hydrologiques n'est pas encore mise au point et certains paramètres, telle que la conductivité hydraulique de la loi de Darcy généralisée, ne sont mesurables sur le terrain qu'à condition de mettre en œuvre des techniques de mesure très lourdes ou de se limiter à un nombre restreint de valeurs ponctuelles qui sont peu représentatives de l'ensemble du bassin versant. Un modèle à base physique (modèle basé physiquement - modèle théorique - modèle déterministe), à l'inverse des modèles conceptuels, s'appuie sur la définition de processus physiques sur des mailles de tailles diverses selon les modèles (exp. Safran-Isba-Modcou - CLSM - J2000).

b. Modèle conceptuel

Lorsque la mise en œuvre d'un modèle mécaniste devient trop complexe, on a recours à une simplification du comportement du système et l'on obtient un modèle conceptuel (modèle paramétrique - modèle quasi déterministe). Celui-ci tente d'intégrer la complexité des processus en essayant de reproduire plus simplement le concept physique du comportement du système. Ce type de modèle garde un sens physique même s'il ne représente pas une description exacte de l'ensemble des processus en jeu.

Par ailleurs, selon Payraudeau (2002), une distinction supplémentaire doit être faite pour les modèles conceptuels afin de pallier une ambiguïté avec les modèles à base physique. En effet, les modèles conceptuels peuvent être physiquement basés ou non et le terme fait alors référence à une simple représentation schématique du bassin versant en réservoirs (Gineste, 1997).

Un modèle conceptuel cherche à représenter la relation pluie-débit sans essayer de définir les lois physiques régissant les processus concernés. Ce type de modèle, construit autour de relations mathématiques, est généralement constitué de réservoirs connectés entre eux, dont les niveaux augmentent et diminuent au cours du temps et qui sont censés représenter les différents compartiments hydrologiques des bassins versants (GR4J - GARDÉNIA - MORDOR).

c. Modèle empirique

les modèles empiriques (modèle boîte noire - modèle analytique) ne font pas référence aux processus internes du système. Ils tentent d'établir une relation directe entre les données d'entrée et de sortie, de façon à reconstituer une série la plus proche possible de celle observée. Ils sont le plus souvent basés sur une approche statistique et peuvent de ce fait être stochastiques (événements aléatoires non indépendants) ou probabilistes (distribution de probabilité des grandeurs).

D'après Bauwens et al. (2012), Il faut souligner que les modèles conceptuels peuvent présenter de meilleurs résultats que les modèles à base physique. En effet, ces premiers optimisent l'ensemble de leurs paramètres, alors que les seconds n'en valent qu'une partie, ceux qui ne sont pas basés sur des mesures physiques de terrain (Booij, 2005), même si leur précision est fonction du nombre de relevés effectués sur le terrain. Naturellement, la fixation arbitraire de paramètres peut poser question lorsqu'ils sont ensuite interprétés physiquement (Beckers et al., 2011). De plus, alors que les modèles empiriques ou conceptuels sont utilisés en mode forcé, les modèles à base physique peuvent être utilisés en mode couplé, c'est notamment le cas pour les modèles SAFRAN-ISBA-MODCOU (Habets et al., 2008). Les modèles conceptuels nécessitent de longues séries d'observations afin d'être calés (Booij, 2005 ; Bauwens et al., 2011), mais la plupart du temps ne demandent comme données d'entrées que des observations de températures de l'air et de précipitations, alors que les modèles distribués à base physique nécessitent une quantité importante de données afin de décrire le bassin versant.

II.5. Modélisation des processus hydrologiques selon une approche globale ou distribuée

Face au très grand nombre de modèles développés en hydrologie, une classification satisfaisante est difficile à établir (fig. II.2). C'est pourquoi nous nous focalisons sur les deux approches communément utilisées que sont les modèles globaux ou distribués (Charlier, 2008).

a) Modèles globaux

Dans les modèles empiriques globaux, le système est considéré comme une boîte noire avec un lien mathématique entre les variables d'entrée et les variables de sortie. Dans les modèles conceptuels globaux, le bassin est considéré comme une entité spatiale et pour la plupart la structure est un assemblage de réservoirs interconnectés représentant par exemple la végétation, la surface, les horizons du sol ou l'aquifère dont la variable est le niveau d'eau.

Une équation de bilan et une loi de vidange assurent une conservation de l'eau en reliant les flux entrant et sortant. Les composantes du cycle de l'eau peuvent être correctement simulées, mais les paramètres utilisés sont souvent sans grande signification physique (de type indicateurs) et les paramètres globaux ne peuvent décrire l'hétérogénéité du bassin.

Les modèles globaux offrent à l'utilisateur un choix très attractif, car il présente une structure très simplifiée, il ne demande pas trop de données, faciles à utiliser et à calibrer. La représentation du processus hydrologique est très simplifiée. Il peut souvent mener à des résultats satisfaisants, et spécialement si l'objectif majeur est la prévision d'une crue (Bouanani, 2010).

Le premier modèle de ce type, SWM, comporte 8 réservoirs et 27 paramètres (Crawford et Linsley, 1966). Plus récemment, citons le modèle HBV (Bergström, 1995) ou le modèle HSPF (Donigan et al., 1995), ainsi que la famille des modèles GR développés en France pour la gestion des ressources en eau : GRHUM (Loumagne et al., 1996), GR3J (Edijatno et al., 1999) et GR4J (Perrin et al., 2003). Ces derniers modèles ont l'avantage d'être parcimonieux avec seulement 3 ou 4 paramètres de calage.

b) Modèles distribués

Dans les modèles distribués, le système comprend des entrées et des sorties variables dans l'espace, dans le but d'analyser le fonctionnement interne du bassin en prenant en compte ses

hétérogénéités. Ces modèles s'appuient sur un découpage de l'espace en éléments supposés homogènes, constituant les unités spatiales de base pour les calculs (Ambroise, 1994).

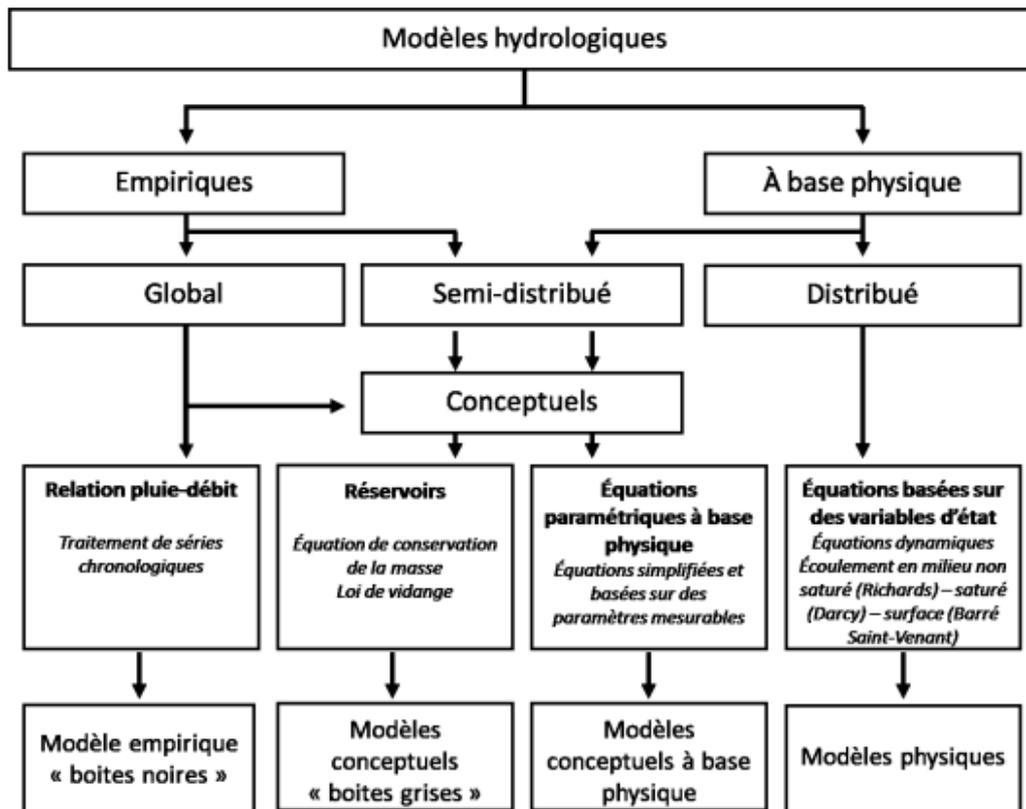


Figure II.2. Principales caractéristiques des classes de modèles hydrologiques (Fossey, 2016).

II.6. Critères de qualité d'un modèle hydrologique

La conception des modèles en hydrologie, se base sur des théories scientifiques, ou à partir de certaines expériences réalisées sur le terrain. De ce fait, plusieurs modèles ont été élaborés, dans un contexte théorique ou pratique. On ne peut donc comparer ces divers modèles, sans définir à priori certaines valeurs pertinentes, qui définissent une supériorité remarquable, et une validité suffisante pour un tel modèle (Benkaci, 2006). Lors de l'élaboration d'un modèle, l'ambition de l'hydrologue est d'obtenir un outil le plus performant possible. Il est de coutume d'apprécier la qualité d'un modèle et ses aptitudes selon certains critères (Chkir, 1994), tels que :

- **Cohérence rationnelle:** C'est la première étape de la modélisation, la rationalité scientifique est une exigence de toute recherche scientifique.
- **Précision:** Il se doit de reconstituer au mieux les débits observés, la précision du modèle concerne le fonctionnement de ce dernier après ajustement aux données expérimentales. Klemes (1982), stipule pour qu'un modèle puisse être considéré comme un bon modèle, non parce qu'il fonctionne bien, mais surtout parce qu'il fonctionne bien pour de bonnes raisons.
- **Robustesse:** C'est la capacité du modèle à garder une certaine précision, même dans les conditions extrêmes, cette qualité reflète le pouvoir de reproduire les différents cycles hydrologiques, et de simuler certaines valeurs caractéristiques.

- **Simplicité:** qualité essentielle de tout modèle, la simplicité concerne l'économie de moyens utilisés, c'est à dire un nombre réduit de variables et de paramètres. Elle concerne de toute évidence la réduction de toute complexité de la structure interne du modèle.
- **Accessibilité et fiabilité:** l'acquisition des données calculées en temps réel, est parfois une nécessité pour l'étude d'un phénomène hydrologique. Dans ce cas, l'accessibilité des données mais aussi leur fiabilité, sont jugées comme critères de comparaison entre divers modèles.
- **Pouvoir de prévision:** Objectif principal du modélisateur. Le pouvoir de prévision est lié à l'extension du domaine de validité d'un modèle. Le modèle apparaît d'autant mieux justifié, que son champ d'applicabilité s'avère à posteriori plus large.
- **Adaptabilité:** Il doit pouvoir être corrigé pour tenir compte de nouvelles données sur le bassin modélisé. Concerne la possibilité d'introduire des hypothèses dans un modèle, en le modifiant, et en l'adaptant à de nouvelles exigences, sans altérer sa cohérence hydrologique.
- **Généralité:** Il doit pouvoir simuler aussi bien les crues que les étiages.
- **Universalité:** Il doit pouvoir être utilisé pour des bassins versants très différents.
- **Richesse:** Il doit pouvoir intégrer un grand nombre de caractéristiques permettant de différencier le comportement d'un bassin à un autre.

En réalité, il est pratiquement impossible de satisfaire tous ces critères simultanément. L'objectif de l'utilisateur du modèle définira donc ceux qu'il faudra privilégier par rapport aux autres.

II.7. Objectifs de la modélisation pluie-débit

Selon l'utilisation, l'usage de la modélisation a des fonctions variées (fig. II.3). Le modèle est destiné à aider à répondre à des questions, il est conçu en fonction de celles-ci, et ne peut être utilisé que dans ce champ particulier, son objectif principal est la réduction de la complexité naturelle. Les modèles pluie-débit servent en premier lieu à représenter dans le temps le cycle de l'eau, et permettent de transposer l'information climatique en information sur les écoulements (Roche, 1988).

Selon Benkaci (2006), il est à constater que plusieurs modèles pluie-débit ont été conçus, et dont la majorité n'ont pas trouvé une application pratique en hydrologie. On peut donc conclure que la transposition d'un modèle, se mesure par les degrés de robustesse de ses résultats, et de sa représentativité des processus à modéliser.

On peut résumer les fonctions des modèles pluie-débit en :

a. Extrapolation des débits

Le calcul d'un débit par le modèle est la tâche la plus courante pour ce dernier, dans ce cas, l'objectif reste la simulation et la génération synthétique des séries hydrométriques. Cette estimation par l'extrapolation de débits peut cependant avoir des objectifs précis tels que:

- Le comblement des lacunes des séries hydrométriques tronquées.
- l'extension des séries courtes, ou des séries de certaines stations hors service.

- Cette simulation quantitative trouve ses intérêts dans le dimensionnement des réseaux d'assainissement et de certains ouvrages hydrauliques.
- L'estimation de certains paramètres hydrologiques et hydrogéologiques. Certains modèles trouvent leur utilité dans la déduction des propriétés statistiques des flux de pollution par l'intermédiaire des modèles pluie-débit, et des modèles pluie-débit-MES (Matières en suspension).
- A partir de certaines variables hydrologique (Pluie - ETP), le calage d'un modèle pluie-débit pour une période données, permet de calculer des débits, mais aussi simuler les évolutions des niveaux aquifères d'une nappe en un point du bassin.

b. Prévision des débits

Connaissant le temps de réponse des débits à l'exutoire, un modèle pluie-débit peut être exploité dans la prévision des débits à court terme (quelques heures), et d'anticiper l'évolution des débits vers l'exutoire. Cette prévision naïve, permet de relier les débits à un instant "t", en fonction des pluies instantanées et des débits observés au pas de temps précédent.

En utilisant des outils de prévision des pluies (tels que les radars), et à partir d'un calage d'un modèle pluie-débit, l'évolution des débits pourrait être étudiée pour une période plus longue que la prévision naïve.

c. Gestion des ressources en eau

La gestion des ressources en eau est un problème délicat, du fait de la variabilité de ces ressources et de l'interaction des opérateurs. La modélisation pluie-débit peut intervenir dans cette gestion à trois niveaux:

- D'abord, par l'évaluation des ressources en eau, et de la valorisation de tous les processus participant aux différents écoulements, c'est le cas par exemple de certains bassins non jaugés, dont les méthodes empiriques aboutissent souvent à des résultats aberrants.
- Un modèle peut caractériser l'impact des différents aménagements hydro-agricoles, et de prévoir certains changements des conditions météorologiques, ainsi que de délimiter les zones inondables.
- Un modèle pluie-débit qui représente les différents flux du système dynamique au niveau d'un barrage, pourra être exploité dans la gestion des ressources de ce barrage en fonction de la demande des divers opérateurs intervenant sur le bassin. Il ne s'agit pas d'un système d'aide à la décision, mais plutôt d'un outil destiné à tester différents scénarios de développement.

d. Modèle comme outil de recherche

La connaissance de certains mécanismes intervenant dans le cycle de l'eau, est très limitée, dans ce cas la modélisation est motivée dans un but de compréhension de certains phénomènes, qui peuvent aboutir à une meilleure maîtrise de ces mécanismes, tels que la partition entre infiltration et ruissellement, l'écoulement sub-superficiel. Les modèles, sont dans ce cas exploités dans la recherche, par l'introduction de nouveaux concepts, et de nouveaux éléments pour étudier et comprendre l'interaction de tous les processus intervenant dans l'écoulement. L'établissement de lois d'érosion et de transport solide lors de la formation d'écoulement peut constituer un objectif du modèle.

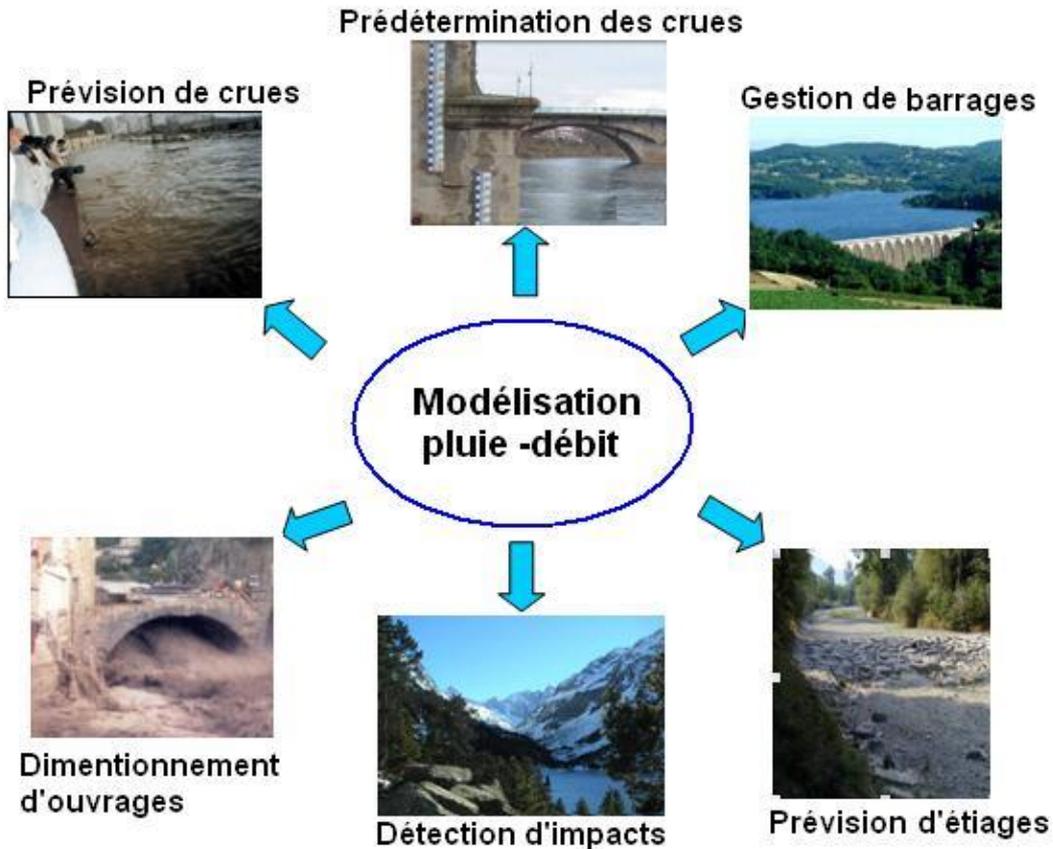


Figure II.3. Intérêt d'un modèle pluie-débit (Perrin, 2000).

II.8. Présentation de quelques modèles

Il existe plusieurs modèles pluie-débit en littérature, on peut citer parmi eux :

- **SAFRAN-Isba-Modcou** (Habets et al., 2008) : Le modèle SAFRAN-Isba-Modcou est composé de trois modules indépendants : l'analyse atmosphérique SAFRAN, le modèle de surface « Isba » ou Interaction Surface-Biosphère-Atmosphère, et le modèle hydrogéologique « Modcou » qui simule les transferts d'eau tout en tenant compte des rivières et des nappes aquifères. L'analyse SAFRAN génère un forçage atmosphérique à un pas de temps horaire, ISBA calcule les bilans d'eau et d'énergie en surface, et Modcou simule le débit et le niveau de plusieurs aquifères. Les paramètres du modèle SAFRAN-Isba-Modcou ne font pas l'objet d'un calage pour chaque station hydrométrique.
- **CLSM** (Ducharne et al., 2000 ; Gascoïn et al., 2009) : CLSM (Catchment Land Surface Model) est un modèle hydrologique à base physique développé par la NASA. Celui-ci tient compte de nombreux paramètres (topographie, évapotranspiration, précipitations...) et permet, grâce au couplage avec un modèle de bassins versants (TOPMODEL, TOPOgraphy based hydrological MODEL), de simuler la production d'eau sur un bassin versant.
- **J2000** (Krause et al., 2006) : J2000 est un modèle hydrologique modulaire qui implémente des processus hydrologiques simples. Outre les modules des différents processus intervenant dans la simulation du ruissellement et de l'écoulement, J2000 permet d'obtenir des données climatiques régionalisées et corrigées ainsi que de calculer des données supplémentaires comme le rayonnement solaire, l'évapotranspiration potentielle selon Penman - Monteith ou

l'humidité absolue. La résolution temporelle de J2000 est en pas de temps journalier ou horaire.

- **GR4J** (Perrin et al., 2003): Le modèle GR4J est un modèle conceptuel pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant. Il est basé sur un ensemble de réservoirs avec 4 paramètres faisant l'objet d'une optimisation, permettant de caler le modèle pour chaque station hydrométrique où l'on dispose de suffisamment de données sur la période de référence. Par la suite, nous allons utiliser le modèle GR4J, puisqu'il s'agit d'un modèle simple mais robuste. GR4J peut être couplé à un module de neige Cemaneige (Valery, 2010). Le fonctionnement de ce modèle sera détaillé dans la partie II-11.

- **GARDÉNIA** (Thiery, 2003): Le modèle GARDÉNIA (Modèle Global À Réservoirs pour la simulation de Débits et de Niveaux Aquifères), reposant sur un logiciel, est un modèle qui, à partir de données météorologiques, permet de simuler les relations existant entre les débits et les niveaux piézométriques. Il repose sur un système de 3 à 4 réservoirs en cascade connectés par des fonctions de transfert non linéaires. Grâce à ce logiciel, il est possible d'établir le bilan hydrologique d'un bassin (évapotranspiration, ruissellement, infiltration...) et de réaliser une extension de données de débits et de niveaux piézométriques pour effectuer des prévisions.

- **MORDOR** (Paquet, 2004): Le modèle MORDOR est un modèle conceptuel qui permet d'anticiper les apports issus de la fonte des neiges. Ce modèle comprend 5 réservoirs et les échanges sont réglés par des fonctions simples et paramétrables. Un des réservoirs représente le stock nival qui a été étagé à différentes altitudes afin de faciliter la comparaison avec les mesures nivologiques. L'étude de l'accumulation et la fonte des neiges fait intervenir plusieurs fonctions comme des fonctions de transfert de température et de vitesse de fonte des neiges.

- **HBV Light** (Bergstrom, 1976): Au cours des 20 dernières années, le modèle HBV élaboré par le SMHI (Institut Suédois de Météorologie et d'Hydrologie) est largement utilisé pour les simulations dans les eaux de ruissellement (Bergstrom, 1992). En outre, le modèle a été appliqué, parfois en versions modifiées, dans environ 30 pays. Le modèle hydrologique universel HBV (Lindström et al., 1997) est un modèle conceptuel global à l'échelle du bassin versant qui est capable de calculer le débit pour divers forçages et mécanismes. Ce modèle est connu pour sa robustesse, malgré sa simplicité relative modifiée en HBVx (Ouachani et al., 2010). 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 (Bouguerne, 2017).

III.9. Critères d'évaluation de la modélisation

L'évaluation ou la mesure des performances d'un modèle se fait selon les objectifs qu'on se fixe, et par conséquent, le critère qu'on choisit. Un même modèle peut être évalué de plusieurs façons, l'unique contrainte étant l'objectif du jugement.

Pour satisfaire les différents objectifs, plusieurs critères d'évaluation ont été développés, qui sont soit des critères graphiques, soit des critères analytiques. Les plus utilisés en hydrologie sont:

a. Erreur moyenne

Elle représente la moyenne des écarts entre les débits observés Q_{obs} et les débits calculés Q_{cal} (Remenieras, 1965):

$$\text{Err} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Q_{\text{obs}} - Q_{\text{cal}}| \quad \text{Eq. II.1}$$

avec:

n : Nombre d'observations,
 Q_{cal} : Débit calculé,
 Q_{obs} : Débit observé.

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

b. 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 (Boudahraa, 2007) :

$$\text{EQM} = \sqrt{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{\text{calc}} - Q_{\text{obs}})^2 \right)} \quad \text{Eq. II.2}$$

avec:

n : Nombre d'observations,
 Q_{cal} : Débit calculé,
 Q_{obs} : Débit observé.

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.

c. Coefficient de Nash

Ce critère, noté Nash ou $Na(Q)$, variant dans l'intervalle entre $-\infty$ et 100, a l'avantage d'être d'interprétation facile. Il tend vers 1 lorsque le débit calculé tend vers le débit observé. Une valeur du critère négative indique que le modèle donne des résultats moins bons que l'utilisation de la moyenne de l'échantillon. Il est donné par la formule suivante (Nash et Sutcliffe, 1970):

$$\text{Na}(Q) = 100 \cdot \left\{ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{obs}} - Q_{\text{cal}})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{obs}} - Q_m)^2} \right\} \quad \text{Eq. II.3}$$

avec :

n : Nombre d'observations,
 Q_{cal} : Débit calculé,

Q_{Obs} : Débit observé,
 Q_m : Débit moyen observé.

Cette formule traduit un certain rendement du modèle comparable au coefficient de détermination d'une régression. On considère généralement qu'un modèle hydrologique donne des résultats acceptables si la valeur du critère de Nash est supérieure à 80 (Gaume, 2002).

Le critère de Nash peut également s'appliquer sur les racines carrées des débits et sur les logarithmes des débits. L'utilisation combinée de ces trois critères permet de mettre l'accent sur plusieurs situations hydrologiques: le critère de Nash sur les débits est plus sensible aux périodes de crue, le critère de Nash sur les logarithmes des débits est plus sensible aux périodes d'étiage. Nous porterons une attention particulière aux valeurs de critères de Nash sur les racines carrées des débits, qui donnent une estimation de la performance du modèle sans privilégier les épisodes de crue ou d'étiage. Les critères de Nash sur les racines carrées des débits et sur les logarithmes des débits s'écrivent respectivement (Baahmed, 2015):

$$Na(\sqrt{Q}) = 100 \cdot \left\{ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{Obs}} - \sqrt{Q_{Cal}})^2}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{Obs}} - \sqrt{Q_m})^2} \right\} \quad \text{Eq. II.4}$$

$$Na(\ln Q) = 100 \cdot \left\{ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\ln(Q_{Obs} + \epsilon) - \ln(Q_{Cal} + \epsilon))^2}{\sum_{i=1}^n (\ln(Q_{Obs}) - \ln(Q_m))^2} \right\} \quad \text{Eq. II.5}$$

avec :

n : Nombre d'observations,
 Q_{Cal} : Débit calculé,
 Q_{Obs} : Débit observé,
 Q_m : Débit moyen observé.

d. Critère de bilan

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

$$CB = 100 \cdot \left\{ 1 - \left| 1 - \frac{\sum_{i=1}^n Q_{Cal}}{\sum_{i=1}^n Q_{Obs}} \right| \right\} \quad \text{Eq. II.6}$$

n : Nombre d'observations,

Q_{Cal} : Débit calculé,
 Q_{Obs} : Débit observé,

Par comparaison entre les débits moyens observé et calculé, ce critère indique la capacité du modèle à reproduire le volume d'eau total observé sur la période observée. Différemment aux critères précédents, ce critère ne fait plus référence à une adéquation temporelle à chaque pas de temps entre le débit calculé et le débit observé (de la même façon que certains critères graphiques tels que la courbe des débits classés éludent cette référence temporelle) (*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.

e. 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 moins l'infini et 100 %. En raison de différents problèmes (insuffisance du modèle, données, calibration ...), très faibles performances (très négative) peut être obtenu sur certains de ces bassins versants, ce qui peut baisser la performance moyenne. Un remède à ce problème peut être de transformer le critère de Nash-Sutcliffe en critère borné (Mathevet et al. 2013; Oudin et al. 2006) (par exemple variant entre -100 % et +100 %) qui permettrait d'éviter de donner trop de poids aux défaillances du modèle et fournir ainsi des moyennes de performance plus importantes. Pour obtenir une borne inférieure égale à 100 % le critère de Nash- Sutcliffe, peut être modifié par le critère suivant appelé C2M (Baahmed, 2015) :

$$C2M = \frac{\text{Nash}}{2 - \text{Nash}} \quad \text{Eq. II.7}$$

II.10. Choix d'un modèle

L'incertitude des paramètres, à savoir le problème pour trouver un ensemble unique de paramètres, augmente avec le nombre de paramètres du modèle et diminue avec des informations croissantes sur le système. Le choix d'un modèle hydrologique se fait en fonction des éléments suivants (Gherissi, 2018):

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

Vu la diversité des modèles et leurs limites d'utilisation, la difficulté d'application, l'indisponibilité de données, sous ses problèmes techniques, la décision doit être prise d'une manière rigoureuse pour le choix du modèle d'application dans la modélisation de la relation pluie-débit. Nous avons retenu les modèles GR (GR1A GR2M et GR4J), GARDENIA et HBV Light pour l'estimation des débits au niveau du bassin versant de l'Oued Mellah, ils ont été sélectionnés sur des critères de disponibilité des données de débits observés:

II.11. Modèle GR

a. Principes du modèle

Dans cette partie, nous développerons plus particulièrement la description de ce modèle que nous utiliserons par la suite pour le bassin d'Oued Mellah.

Le modèle GR (Génie Rural) (CEMAGREF) est un modèle à réservoirs, il fonctionne pour différents pas de temps annuel GR1A, mensuel GR2M et journalier GR4J.

La division hydrologie du Cemagref Antony développe depuis une vingtaine d'années une série de modèles pluie-débit pour l'hydrologie opérationnelle: les modèles GR pour Génie

Rural (Edijatno et Michel, 1989; Edijatno et al. 1999). Ces modèles appartiennent à la famille des modèles conceptuels à réservoirs. L'approche est globale. Le pas de temps est le plus souvent journalier même si des modèles dérivés à pas de temps mensuel, annuel et interannuel ont été construits (Makhlouf et Michel, 1994).

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.

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) (Bouanani, 2010).

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

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

b. Objectifs du modèle GR

Le modèle GR peuvent être utilisés pour un certain nombre d'application d'ingénierie ou de gestion de l'eau. A titre d'exemples, on peut citer :

- ✓ **Gestion de la ressource en eau**, tels que le dimensionnement et la gestion d'ouvrages, grâce au modèle, on peut dans une étude de dimensionnement simuler en continu des apports au réservoir et ainsi optimiser son dimensionnement pour des objectifs particuliers (soutien d'étiage, écrêtement de crue, etc.) en tenant compte ainsi de la variabilité naturelle de ces apports. En conditions opérationnelles, la prévision des apports peut permettre de mieux gérer l'ouvrage (Yang et al., 1991).
- ✓ **La prévision des crues ou des étiages**, Dans ce cas, se pose le problème de l'incertitude sur les pluies futures. Pour en tenir compte, on doit adopter un cadre de prévision probabiliste en utilisant de nombreux scénarios de pluie future à partir de l'instant de prévision, scénarios

issus soit de prévisions d'ensemble de modèle météorologiques, soit d'archives météorologiques si elles existent, soit d'un générateur stochastique de pluie (Gherissi, 2018).

✓ **La détection d'impact de variabilité climatique** sur la ressource en eau, l'utilisation d'un modèle hydrologique permet d'identifier dans la variabilité des séries de débit ce qui vient de la variabilité naturelle des conditions climatiques de ce qui vient de changements de caractéristiques du bassin versant (Andreassian, 2002 ; Andreassian et al. 2003).

c. Fonctionnement du modèle

Le calage consiste donc à sélectionner le jeu de paramètres d'un modèle de façon à ce que celui-ci simule le comportement hydrologique du bassin versant de la meilleure façon possible.

Le critère utilisé est le critère des moindres carrés des erreurs, présenté sous la forme adimensionnelle du critère de Nash borné. L'opération de calage consiste à trouver des valeurs des paramètres du modèle qui minimise l'erreur de modélisation sur la période considérée.

La validation porte sur l'application des modèles sur les données qui n'ont pas été utilisées lors du calage des modèles.

II.11.1. Modèle GR1A

a. Principes du modèle

Le modèle GR1A (modèle du Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est un modèle pluie-débit global à un seul paramètre. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1990, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue de l'utiliser pour des applications d'évaluation et de gestion de la ressource en eau. La principale version, que nous présentons ici, est celle proposée par Mouelhi (2003) et Mouelhi et al. (2006 a).

b. Fonctionnement du modèle

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

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{0.7 P_k + 0.3 P_{k-1}}{X \cdot E_k} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\} \quad \text{Eq. II.8}$$

Où:

Q_k : Débit simulé de l'année k ,

X : Unique paramètre à optimiser du modèle,

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 ,

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.

c. Paramètre

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), le tout exprimé en fraction de l'ETP.

- ✓ Si X est supérieur à 1, le système perd de l'eau,
- ✓ Si X est inférieur à 1, le système en gagne.

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

II.11.2. Modèle GR2M

a. Principes du modèle

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. Le modèle est à pas de temps mensuel.

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. (2006 b), qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. La version présentée ici est celle de Mouelhi et al. (2006 b) qui paraît la plus performante (Perrin et al., 2007).

b. Fonctionnement du modèle

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. Il fonctionne autour de deux réservoirs, un de production (ou réservoir sol) et un de routage sur lesquels les ajustements et interception se font différemment sur les entrées. Le modèle utilise en entrées la pluie moyenne et l'ETP, et fournit en sortie le débit (Sossou et al. 2011).

Un schéma de la structure est donné à la figure II.4. P_k est la pluie mensuelle du mois k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois calendaire. Les équations qui régissent le modèle sont les suivantes:

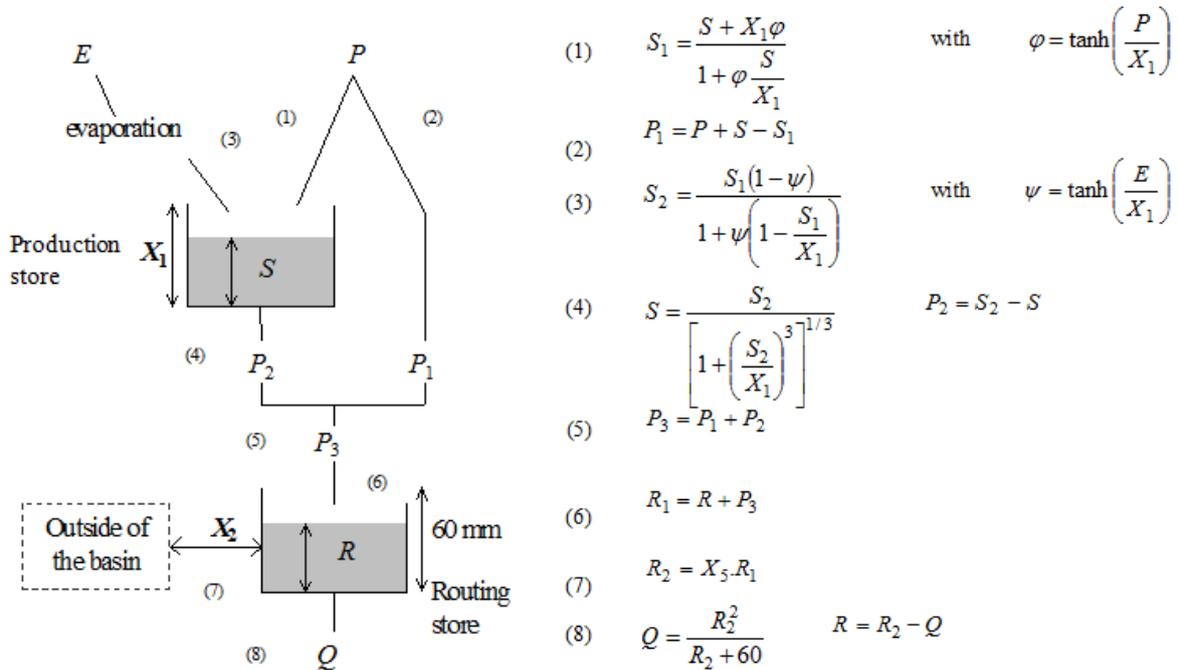


Figure II.4. Schéma de la structure du modèle GR2M.

P_1 : Pluie en excès : écoulement de surface ; P_2 : Percolation du réservoir de production : saturation du réservoir ; S : Contenu du réservoir au début du mois k ; Q : Débit de l'année k .

La fonction de production du modèle repose sur un réservoir de suivi d'humidité du sol. Du fait de la pluie P , le niveau S dans le réservoir devient S_1 . Du fait de l'évapotranspiration, le niveau S_1 devient S_2 . Le réservoir se vidange ensuite en une percolation P_2 et son niveau S , prêt pour les calculs du mois suivant, la pluie totale P_3 atteint le réservoir de routage. Le réservoir, de capacité fixe égale à 60 mm, se vidange suivant une fonction quadratique.

c. Paramètre

Le modèle a deux paramètres optimisables :

X_1 : Capacité du réservoir de production (mm),

X_2 : Coefficient d'échanges souterrains (-).

Tableau II.1. Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants (Andreassian et al., 2007).

Paramètres	Médiane	Intervalle de confiance à 90 %
X1	380	140 - 2640
X2	0.92	0.21 - 1.31

II.11.3. Modèle GR4J

a. Principe du modèle

Le modèle GR4J, Génie Rural à 4 paramètres Journalier (Perrin, 2000 ; Perrin et al. 2003), est un modèle conceptuel global journalier à 4 paramètres, à réservoirs, ce qui en fait un

modèle parcimonieux en paramètres, qui modélise la relation pluie-débit à un pas de temps journalier à l'échelle du bassin versant.

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'ouvrages, prévision des crues et des étiages, gestion de réservoirs, détection d'impact...).

Ce code de calcul a connu plusieurs versions, proposées successivement par Edijatno et Michel (1989), Edijatno (1991), Nascimento (1995), Edijatno et al. (1999), Perrin (2000 et 2002) et Perrin et al., (2003) qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. C'est la version de Perrin et al., (2003) qui est présentée ici.

Ce modèle a été développé sur la base d'un grand nombre de bassins versants, incluant des bassins versants à climats contrastés, ce qui en fait un bon outil pour évaluer l'impact du changement climatique (Bouguerne, 2017).

b. Fonctionnement du modèle

Bien que GR4J soit un modèle empirique, sa structure l'apparente à des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui permet de tenir compte des conditions antérieures et d'en assurer un fonctionnement en continu.

Sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage, des hydrogrammes unitaires ainsi qu'une fonction d'ouverture sur l'extérieur non atmosphérique permettant de simuler le gros du comportement hydrologique du bassin. Le modèle GR4J a certaines fonctions communes avec le modèle GR2M (par exemple la fonction de production liée au réservoir sol). Son module de routage est cependant plus sophistiqué qu'au pas de temps mensuel.

La formalité mathématique obtenue de façon empirique avec quatre paramètres à optimiser, décrit la neutralisation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) par la précipitation (P), la séparation des composantes de l'écoulement, la propagation des écoulements en rivière à l'aide d'un hydrogramme unitaire et l'échange souterrain d'eau. Il comprend un réservoir de production et un réservoir de routage (Richard, 2014).

Classiquement pour ce type de modèles, on peut distinguer la fonction de production, qui permet de calculer la pluie efficace à partir des données journalières de pluie et d'évapotranspiration potentielle grâce à un premier réservoir, et la fonction de transfert qui permet de transformer la pluie efficace en débit. Cette fonction de transfert est composée de deux branches qui se vidangent de manières différentes: l'une permet de représenter les écoulements rapides (branche directe), et l'autre est à vidange lente car transitant via un réservoir linéaire.

La version utilisée est une version révisée par Perrin et al. (2003) dont le principe de fonctionnement est décrit sur la figure II.5.

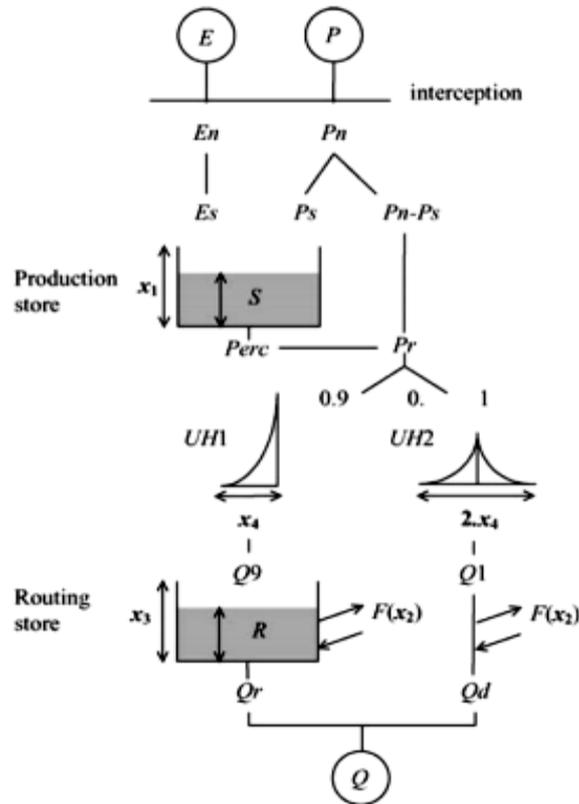


Figure II.5. Diagramme du modèle GR4J (Perrin et al., 2003).

La première étape de la modélisation consiste en une neutralisation de la pluie brute par l'évapotranspiration. Si l'interception consomme toute la quantité d'eau précipitée, le surplus d'ETP entraîne alors une diminution du niveau (S) dans le réservoir de production. Dans le cas contraire, une partie de la pluie nette (P_s) transite alors par un réservoir de production (production store), une autre part ($P_n - P_s$) s'écoule vers l'exutoire du bassin. Cet écoulement est en suite divisé en deux fractions : une première (10 %) est routée par un hydrogramme unitaire (UH2) et rejoint l'exutoire alors que la majeure partie du flux (90 %) transite vers un second réservoir appelé réservoir de routage (routing store) après avoir été retardée par un hydrogramme unitaire (UH1). Enfin, une loi de vidange est appliquée au contenu du réservoir de routage.

c. Paramètre

Le modèle est réputé pour sa parcimonie en paramètres (quatre à optimiser) :

- X_1 (mm) : Capacité du réservoir de production, ce réservoir contrôle la production des pluies efficaces à partir des entrées de précipitations.
- X_2 (mm) : Coefficient d'échanges souterrains, il peut être soit positif dans le cas d'apports souterrains, soit négatif s'il a des pertes d'eau, soit égal à zéro s'il n'y a pas d'échange.
- X_3 (mm) : Capacité à un jour du réservoir de routage, ce réservoir contrôle les phases de récession.
- X_4 (jours) : Temps de base de l'hydrogramme unitaire UH1.

Deux hydrogrammes unitaires (HU1 et HU2, figure II.5) sont utilisés dans le modèle. Ils répartissent dans le temps les précipitations efficaces, et simulent le délai passé entre les

pluies et les pics des crues. Les deux hydrogrammes unitaires dépendent du même paramètre de temps X4 exprimé en jours.

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

Tableau II.2. Valeur des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants (Medane, 2012).

Paramètres	Médiane	Intervalle de confiance à 90 %
X1	350	100 - 1200
X2	0	-5 à 3
X3	90	20 à 300
X4	1.7	1.1 à 2.9

II.12. Modèle GARDENIA

a. Principes du modèle

Le modèle GARDENIA (modèle Global A Réservoirs pour la simulation des Débits et des Niveaux Aquifères) a été mis au point au BRGM (Bureau de Recherche en Géologie Minière) à la fin des années 1988 (Roche et Thiery, 1984) avec des objectifs d'application dans le domaine des ressources en eau.

Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Thiery (1991) (GardeniA V3.2), Thiery (2003) (Gardenia V 6.0), Thiery (2014) (Gardenia V8.2) et THIERY (2015) (Gardenia V8.3), qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. Un autre développement a été effectué en collaboration avec l'Institut National de Recherches en Génie rural, Eaux et Forêts (INRGREF-Tunisie) (Gaaloul, 1992).

Le modèle GARDENIA est l'une des stratégies qui pourraient jouer un rôle constructif dans l'amélioration des performances des modèles conceptuels pluie-ruisseau. C'est un modèle hydroclimatique global à pas de temps variable à réservoirs qui établit un bilan entre les pluies, l'évapotranspiration, le ruissellement et l'infiltration.

L'infiltration est traduite en niveau de nappe qui est comparé avec les observations. Il fonctionne avec quatre paramètres globaux s'il est utilisé pour simuler le débit d'un cours d'eau ou d'une source à l'exutoire d'un bassin versant. Par contre, il fonctionne avec six paramètres globaux s'il est utilisé pour modéliser la variation du niveau en un point d'une nappe alimentée par les précipitations (Thiery, 1988). Permet après calibration d'intégrer des scénarios prévisionnels de précipitations (Thiery 2003, 2011).

Ce modèle a permis de modéliser avec succès plus de 400 bassins versants français et étrangers de différentes superficies (Roche et Thiery, 1985; Thiery, 1988). Toutefois, il garde l'inconvénient de nécessiter, au préalable, des mesures au sol assez difficiles à réaliser dans le cas de bassins versants ruraux non équipés (Chkir, 1994).

b. Objectifs du modèle

Le logiciel GARDENIA est exploité de façon courante pour l'extension de données, tant dans l'espace que dans le temps. Il permet les fonctionnalités suivantes (Gaaloul, 1992; Gaaloul et al. 2002 et 2008):

- ✓ Etablir un bilan hydrologique sur le bassin: évapotranspiration réelle, ruissellement, infiltration, recharge (dont certains termes peuvent être utilisés dans un modèle hydrodynamique), ce bilan contribue à l'évaluation de la recharge naturelle des aquifères,
- ✓ Analyse de cohérence entre observations climatiques et observations de débits ou de niveaux piézométriques,
- ✓ Analyse des différents termes du cycle hydrologique (infiltration, évapotranspiration, écoulements).
- ✓ De reconstituer, pour un bassin versant donné, les débits d'une rivière ou d'une source, ou le niveau piézométrique d'une nappe, durant une période pendant laquelle on ne possède pas de mesures.
- ✓ Réaliser une extension des chroniques de débits (de niveaux piézométriques ou de recharges) pendant une longue période durant laquelle les précipitations et l'évapotranspiration potentielle sont connues, après calage sur une période relativement courte.

Ces longues séries de débits ou de niveaux peuvent ensuite être utilisées pour:

- ✓ Effectuer des prévisions de niveaux ou de débits pour le dimensionnement d'ouvrages,
- ✓ Etude de phénomènes particuliers, telles que les remontées des nappes, occurrence d'inondations ou de sécheresses.
- ✓ De simuler des débits résultant de périodes de sécheresse (débits d'étiage ou dimensionnement de barrage) ou de séquences de précipitations exceptionnelles (dimensionnement de fondations, de parkings) et aussi des niveaux piézométriques ponctuels de nappe à partir de précipitations effectivement observées, prolongées par des scénarios de précipitations prévisionnelles (Sécheresses, périodes de hautes eaux).

c. Fonctionnement du modèle

Le modèle est dit "global" car il considère une entrée "globale" : la lame d'eau (les précipitations), l'évapotranspiration potentielle ou ETP et une "sortie" unique : le débit d'un cours d'eau ou d'une source (ou le niveau piézométrique).

Le modèle GARDÉNIA intègre également un module de fonte de la neige faisant les apports d'énergie au contact de l'atmosphère ainsi que les calories apportées dans l'eau de pluie et par le contact avec le sol. Des effets anthropiques comme des prélèvements ou des injections peuvent enfin être pris en compte explicitement, de manière analogique par le modèle. Le modèle GARDÉNIA permet de prendre en compte une fonction d'exportation, ou même une importation, de débit souterrain vers les bassins voisins, ou vers la mer. Cette fonction d'échange de débit souterrain a été améliorée pour dépendre de l'état du stock en eau souterraine dans le bassin pour permettre des résultats satisfaisants y compris avec des scénarios de changement climatique correspondant à des diminutions marquées de l'alimentation des bassins (Bouguerne, 2017).

Les paramètres doivent être ajustés sur une période d'observation commune des pluies et des débits (ou de niveaux). Cette phase de calage du modèle est réalisée automatiquement par le logiciel sous contrôle de l'utilisateur.

Les calculs peuvent être réalisés au choix, au pas de temps journalier, décadaire ou mensuel. Le pas de temps de chaque série doit être constant, mais chaque série peut avoir un pas de temps différent des autres. Il est possible de prendre en compte la fonte de la neige (Bakhlouti, 2012).

Cette fonctionnalité renforce fortement la robustesse du modèle puisque les paramètres gérant les écoulements souterrains peuvent être calibrés explicitement sur les variations piézométriques ce qui limite les incertitudes liées à une mauvaise identification des deux composantes de l'écoulement résultant d'une non unicité de la calibration (Bouguerne, 2017).

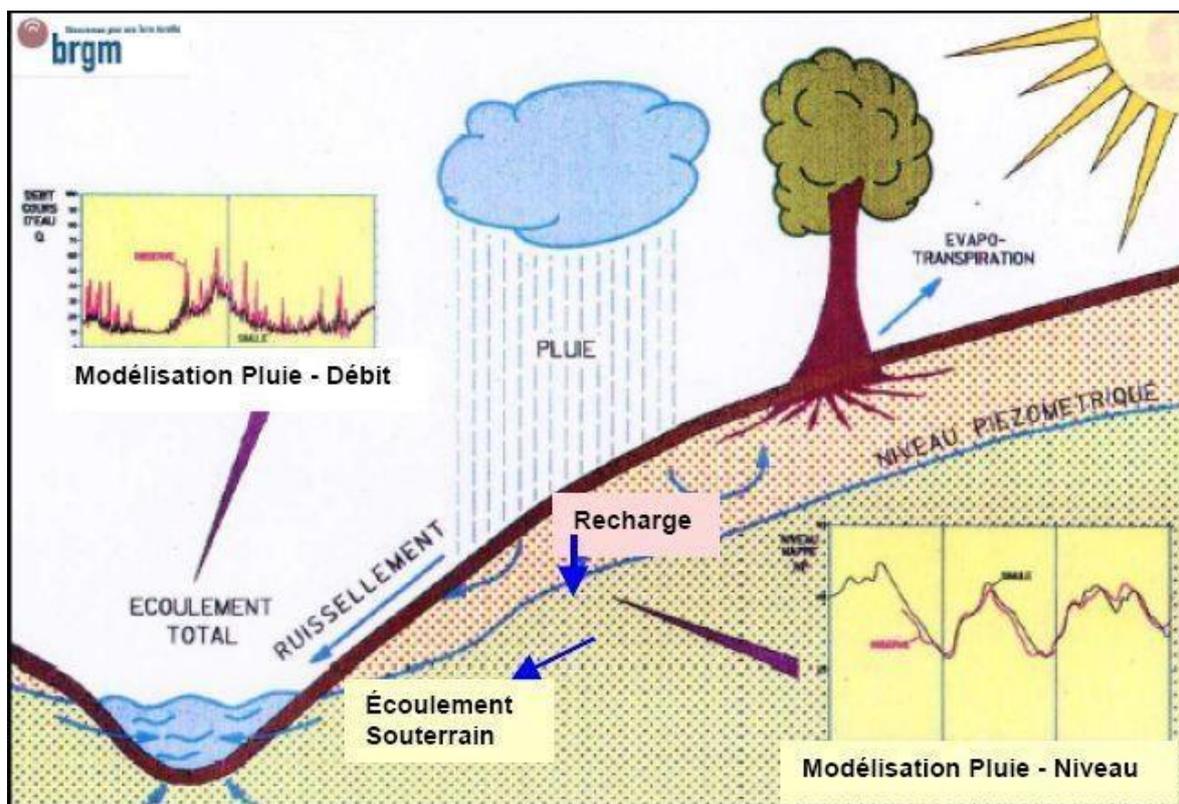


Figure II.6. Représentation schématique des éléments du bilan hydrologique d'un bassin versant (Gaaloul, 1992).

GARDENIA convertit les données météorologiques (provenant des observations passées, des prévisions actuelles ou des modèles de changement climatique) en taux de remplissage des différents réservoirs (fig. II.6). C'est un modèle semi physique. Il comporte trois réservoirs : le réservoir superficiel décrit les premiers centimètres du sol où l'évapotranspiration intervient, le second joue le rôle d'un tampon (zone non saturé) vers le troisième réservoir qui représente l'aquifère (fig. II.7) (Houmadi, 2015; Bouguerne, 2017):

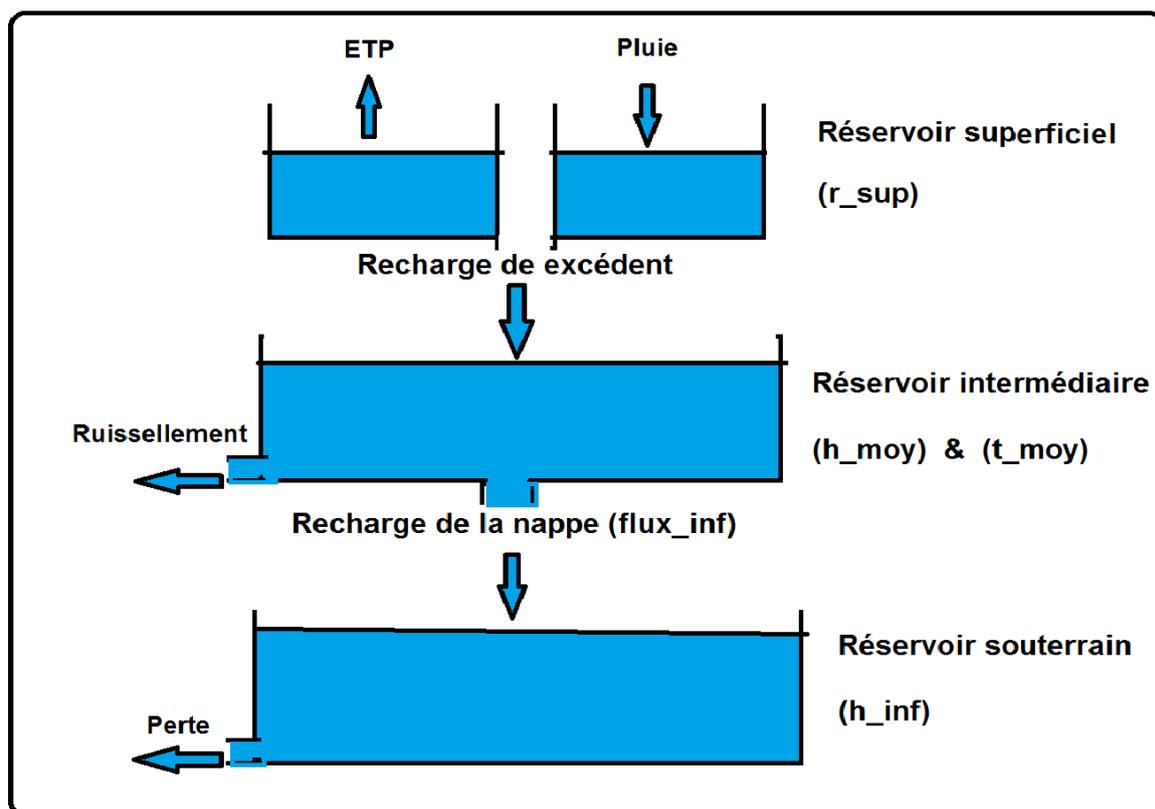


Figure II.7. Schématisation de fonctionnement du modèle hydrologique GARDENIA (Houmadi, 2015).

1- Le réservoir superficiel

Le premier réservoir représentant la zone racinaire (fig. II.8), permet de calculer, en fonction de son état de saturation, l'évapotranspiration réelle à partir de la pluie et de l'évapotranspiration potentielle et donc l'éventuel excédent de pluie et caractérisé par sa capacité de rétention maximale ou plutôt par son déficit maximal. Il représente l'effet de rétention des premiers centimètres du sol (zone d'influence des racines et de la végétation, où se produit l'évapotranspiration). Il contient les reliefs centimétriques qui se remplissent d'eau avant que le ruissellement ne se déclenche. Il est alimenté par la pluie, vidé par l'évapotranspiration et recharge le réservoir intermédiaire si son niveau dépasse la hauteur "r_sup". On ne peut observer de ruissellement, ni d'infiltration avant qu'il ne soit saturé ce qui est une simplification de la réalité surtout en période de crues violentes. On prend en compte à la fois l'effet d'interception dans les dépressions du sol et schématise "l'effet de clapet" du sol non saturé selon son état d'humidité (Filippi, 2014).

Si la hauteur du réservoir superficiel (r_{sup}) dépasse la valeur de rétention $RUMAX$, l'excédent $ALIMH$ sort de ce réservoir et pénètre dans le réservoir intermédiaire H :

$$ALIMH = RU - RUMAX \quad \text{Eq. II.9}$$

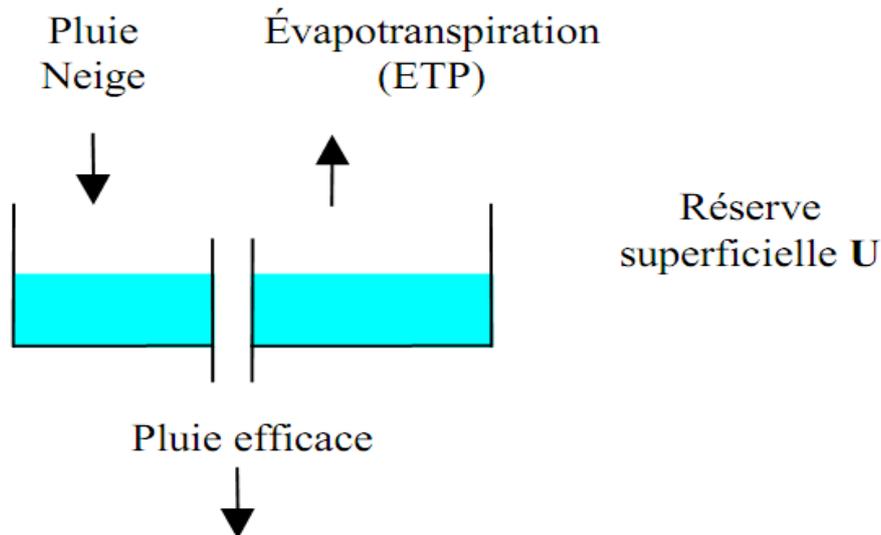


Figure II.8. Réservoir superficiel (Thiery, 2014).

2 - Le réservoir intermédiaire

Un deuxième réservoir non linéaire (fig. II.9), représentant la zone non saturée, permet de décomposer l'excédent de pluie en deux composantes : une composante rapide identifiée au ruissellement, et une composante lente identifiée à l'infiltration. Il est responsable du routing de l'infiltration en recharge de l'aquifère sous jacent. Le deuxième réservoir est alimenté par l'excédent du réservoir superficiel. Il est vidangé par percolation vers le réservoir inférieur avec une constante de temps (t_{moy}). Il faut noter dans ce modèle que le ruissellement se produit après prélèvement d'une partie de l'ETP.

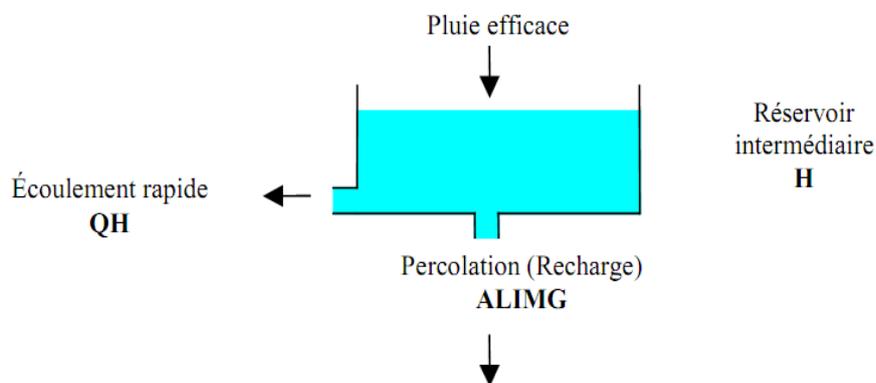


Figure II.9. Réservoir intermédiaire (Thiery, 2014).

Les écoulements à travers la tranche de sol non saturée sont simulés - au moins approximativement - par des lois physiques simplifiées dont les paramètres (perméabilité verticale à saturation, teneur en eau à saturation, teneur en eau résiduelle et teneur en eau pour une perméabilité quasi nulle) ont une dimension physique et pourraient être déduits d'expériences ou de mesures sur le terrain (Thiery, 1988).

Percolation dans le réservoir souterrain G suivant une loi linéaire (vidange exponentielle) :

$$ALIMG = \frac{H \cdot dt}{THG} \quad \text{Eq. II.10}$$

dt : Durée du pas de temps.

Écoulement à l'extérieur sous forme de ruissellement suivant une loi non linéaire contrôlée par le paramètre RUIPER qui est en fait, la hauteur H pour laquelle la percolation et l'écoulement sont égaux. Cet écoulement non linéaire est prépondérant quand l'état de remplissage H est élevé, la percolation prévaut quand l'état de remplissage H est plus bas.

$$QH = \frac{H \cdot dt}{THG \cdot \left(\frac{RUIPER}{H}\right)} \quad \text{Eq. II.11}$$

L'équation de conservation de l'eau appliquée à la tranche de sol non saturée, d'épaisseur E, s'écrit (équation II.12) :

$$E \cdot \frac{dw}{dt} = P - ETP - PERC - ETR - RUIS \quad \text{Eq.II.12}$$

$$PERC = K_s \cdot \frac{W - W_k}{W_s - W_k} \quad \text{Si} \quad W > W_k \quad \text{Eq.II.13}$$

$$PERC = 0 \quad \text{Si} \quad W \leq W_k \quad \text{Eq.II.14}$$

$$RUIS = (P - ETP) \cdot C \cdot \frac{W - W_r}{W_s - W_r} \quad \text{Eq.II.15}$$

$$ETR = ETP \cdot \frac{W - W_r}{W_s - W_r} \quad \text{Eq.II.16}$$

où:

W : Teneur en eau volumique (cm^3/cm^3),

W_k : Teneur en eau volumique pour une perméabilité quasi nulle (cm^3/cm^3),

W_s : Teneur en eau volumique à saturation (cm^3/cm^3),

W_r : Teneur en eau volumique résiduelle (cm^3/cm^3),

C : Coefficient de ruissellement optimisé.

3 - le réservoir inférieur

Un troisième réservoir linéaire à vidange (fig. II.10) représente la zone aquifère limitée d'un côté par une crête piézométrique et de l'autre par une condition de drainage (marigot), il est alimenté par le réservoir intermédiaire et vidangé par une perte supposée constante dans le temps, se vidange gravitairement sous forme d'un débit souterrain. Cette perte représente une abstraction qui peut être due soit aux écoulements au sein de l'aquifère soit aux racines profondes des arbres, réputés être capables d'extraire de l'eau jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur (Houmadi, 2015).

Par écoulement vers l'extérieur sous forme de débit souterrain, suivant une loi de vidange exponentielle :

$$QG_1 = \frac{G_1 \cdot dt}{TG_1} \quad \text{Eq. II.17}$$

Par drainance dans le réservoir souterrain lent suivant une vidange exponentielle:

$$ALIMG2 = \frac{G_1 \cdot dt}{TG_{12}} \quad \text{Eq. II.18}$$

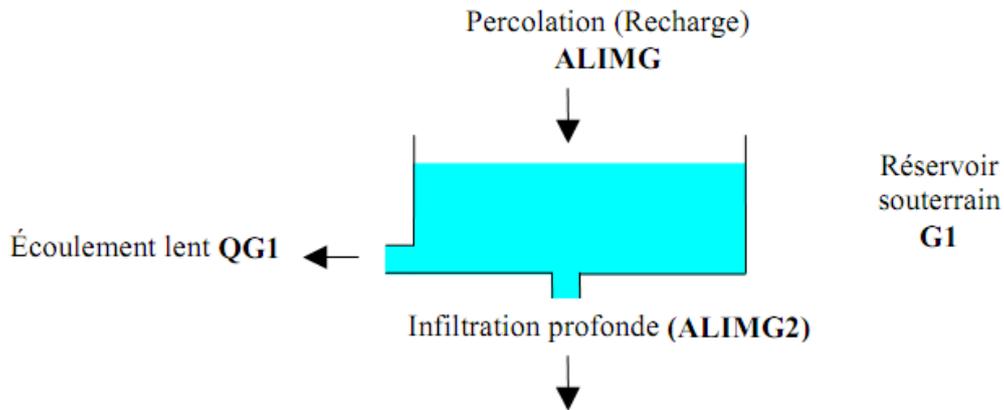


Figure II.10. Schéma du réservoir G1 (Thiery, 2014).

Le schéma de fonctionnement de ce modèle est représenté par trois réservoirs (fig. II.11):

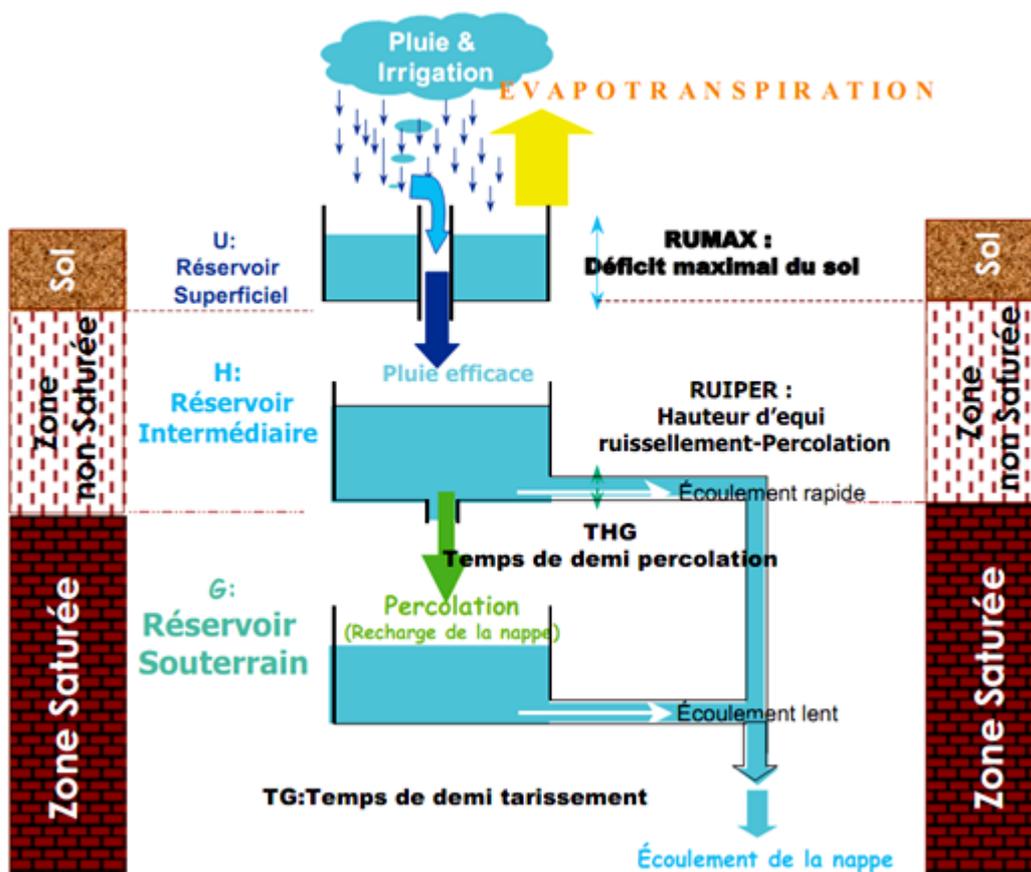


Figure II.11. Schéma de fonctionnement du modèle à réservoirs (Gaaloul et al., 2008).

La modélisation des relations pluie-débit ou pluie-niveau fait intervenir une dizaine de paramètres globaux (réserve utile, temps de tarissement, etc.) définis pour un bassin versant ou une entité homogène au sein d'un bassin versant. Ces paramètres doivent être ajustés sur une période d'observation commune des pluies et des débits (ou des niveaux) et ainsi obtenir un coefficient d'ajustement maximal. Les données mesurées d'entrée et de calage (pluie, ETP, débit) sont les mêmes que celles utilisées pour GR. Cette phase de calage du modèle est réalisée automatiquement par le logiciel sous contrôle de l'utilisateur.

- La calibration du modèle requiert les données suivantes:

- ✓ Une chronique de précipitations,
- ✓ Une chronique d'observations de débit (ou niveau piézométriques),
- ✓ Une estimation d'évapotranspiration potentielle.

d. Paramètres optimisés

Ils sont généralement au nombre de 4 à 6 et au maximum au nombre de 8 dans le cas général (15 si l'on tient compte des précipitations sous forme de neige). Les paramètres hydrologiques se divisent en six paramètres dimensionnels, deux coefficients correctifs facultatifs et éventuellement sept paramètres pour la fonte de neige (Gaaloul, 1992).

Le calage se fait par une méthode semi-automatique. L'utilisateur fournit un jeu de paramètres initiaux et indique ceux qui doivent être optimisés selon un algorithme non linéaire adapté de la méthode de Rosenbrock (1960).

Le calage du modèle se fait par l'intermédiaire de ces paramètres :

- RUMAX (mm): représente la capacité maximale du réservoir de surface RU, ou réserve disponible pour l'évapotranspiration,
- PETC: Coefficient de correction de l'ETP,
- THG (mois): Constante de vidange par percolation du réservoir sol, est le temps de demi-montée du réservoir G de la zone non saturée (1/2 montée percolation) caractérisant la vitesse de réponse entre une pluie efficace et un accroissement du débit souterrain,
- RUIPER (mois): Hauteur (ruissellement-percolation), correspond à la hauteur d'eau H pour laquelle, dans le réservoir de la zone non-saturée, il y a une répartition égale entre l'écoulement rapide contribuant au débit de la source et la percolation,
- TG1 (mois): Temps de demi-tarissement du réservoir G1.
- TG12 (mois): Temps de demi montée du réservoir G2 (temps de demi-transfert de G1 à G2).
- TG2 (mois) : Temps de demi-tarissement du réservoir G2 (temps de demi-tarissement lent).
- K1 : Constante de vidange.

Le logiciel Gardénia dispose d'une fonction d'optimisation pour chacun des paramètres, permettant de réaliser le meilleur calage d'un point de vue mathématique. Cependant, cette fonction peut conduire à des valeurs n'ayant pas de signification physique. Il est possible d'introduire un coefficient de pondération donnant plus de poids aux événements de crue ou d'étiage afin de mieux les modéliser.

Nous nous intéressons principalement à la ressource en eau, il nous a semblé préférable de privilégier la qualité de simulation des étiages. Une fois les paramètres déterminés et reproduisant au mieux les débits observés, la qualité des étiages était très satisfaisante. Par contre, le débit moyen simulé était encore éloigné des valeurs observées. En n'utilisant pas cette fonction de pondération et en réajustant quelque peu les paramètres, on aboutit à une simulation de meilleure qualité.

II.13. Modèle HBV Light

a. Principes du modèle

Le modèle Suédois HBV (Hydrologiska Byrans Vattenbalansavdelning) (BERGSTRÖM, 1976) développé par le SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute) (Seibert, 2005), Son développement a été initié en 1972.

HBV light version du modèle HBV (Lindström et al. 1997) est un modèle hydrologique conceptuel, développé au début des années 1970 et qui est devenu un outil largement utilisé sur de nombreux bassins versants dans le monde de prédiction du débit pour les bassins versants non jaugés et a donné de bons résultats dans la plupart des applications. HBV décrit les processus principaux du ruissellement à l'aide de structures simples, robustes, facile à comprendre, à apprendre et à appliquer. Il comporte une routine neige, sol et ruissellement.

Le modèle HBV et ses variantes ont été appliqués dans un grand nombre de pays (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 en version modifié HBVx a été également appliqué à des bassins de la Tunisie (Ouachani et al. 2010).

Ce modèle est disponible en plusieurs versions qui varient dans leurs caractéristiques selon la complexité et l'utilité. La dernière nouvelle version du modèle HBV, était de fournir un outil facile à utiliser. Les équations de base sont conformes à la SMHI version HBV (Bergstrom, 1992) avec seulement deux légères modifications. Dans la version originale, des entiers des valeurs sont autorisées pour le paramètre de routage MAXBAS. Il est possible d'utiliser une correction de la moyenne à long terme de l'évaporation potentielle des valeurs proposées par Lindström et al. (1997) et Bergstrom (1992). La version du HBV Light offre deux options qui n'existent pas dans l'ancienne version (Bouguerne, 2017):

- La possibilité d'inclure des niveaux des eaux souterraines observées en l'analyse,
- La possibilité d'utiliser une routine de réponse différente avec un paramètre retard.

Bouguerne (2017), a mentionné les caractéristiques les plus importantes du modèle HBV light:

- ✓ Est un modèle conceptuel de simulation de débit,
- ✓ Permet de subdiviser le bassin versant en sous bassins selon la topographie et l'occupation du sol,
- ✓ Difficile à comprendre, à lire et appliquer,
- ✓ A fourni de très bons résultats dans la plupart des applications,
- ✓ Est devenu un outil standard pour les études de ruissellement dans le monde,
- ✓ Nécessite une faible quantité de données en entrée.
- ✓ La qualité du modèle HBV est intéressante pour la simulation sur les bassins versants non jaugés,

✓ Il est important que le modèle soit robuste.

Le HBV possède donc plus de difficultés à performer très bien sur un bassin, mais fournit plus souvent des résultats acceptables.

b. Objectifs du modèle

Le modèle hydrologique universel HBV (Lindström et al. 1997) est un modèle conceptuel global ou semi distribué à l'échelle du bassin versant (peut être subdivisé en sous-bassins) et est capable de calculer le débit pour divers sous bassins. Ce modèle est connu pour sa robustesse, malgré sa simplicité relative. Pour simplifier d'avantage le modèle, certaines composantes peuvent être rendues inactives.

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).

Il simule la relation pluie-débit pour chaque sous-bassin au pas de temps journalier (De wit et al. 2007).

Si le modèle a été spécialement conçu pour étudier les écoulements sur de longues périodes, la prévision des écoulements est à des fins de recherches (Driessen et al. 2010). Il nécessite une quantité modérée de données d'entrée, il calcule le ruissellement à partir des précipitations quotidiennes observées, de la température quotidienne, de l'évapotranspiration potentielle mensuelle à long terme et des données de ruissellement (Abebe et Kebede, 2017).

c. Fonctionnement du modèle

Ce modèle simule le débit quotidien en utilisant comme entrées la température et la précipitation journalières, ainsi que les estimations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle. Pour les fonctions de production neige et sol, les calculs sont réalisés pour chaque zone, ainsi le modèle est semi-distribué (fig. II.12) alors que les paramètres de la fonction de transfert sont globaux par sous-bassin (Bouguerne, 2017).

Le modèle HBV light prend en compte les caractéristiques topographiques comme la superficie et l'altitude pour la discrétisation spatiale du domaine d'étude en zones homogènes. Il se compose de quatre principaux modules (fig. II.13):

- ✓ 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.

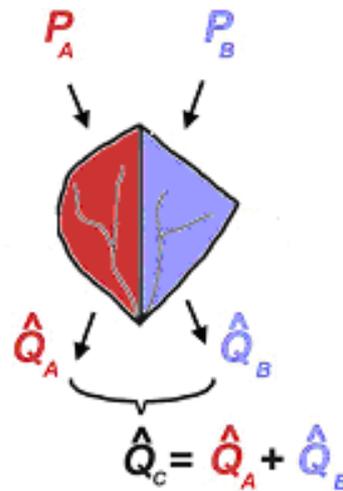


Figure II.12. Modèle semi distribué (Bouguerne, 2017).

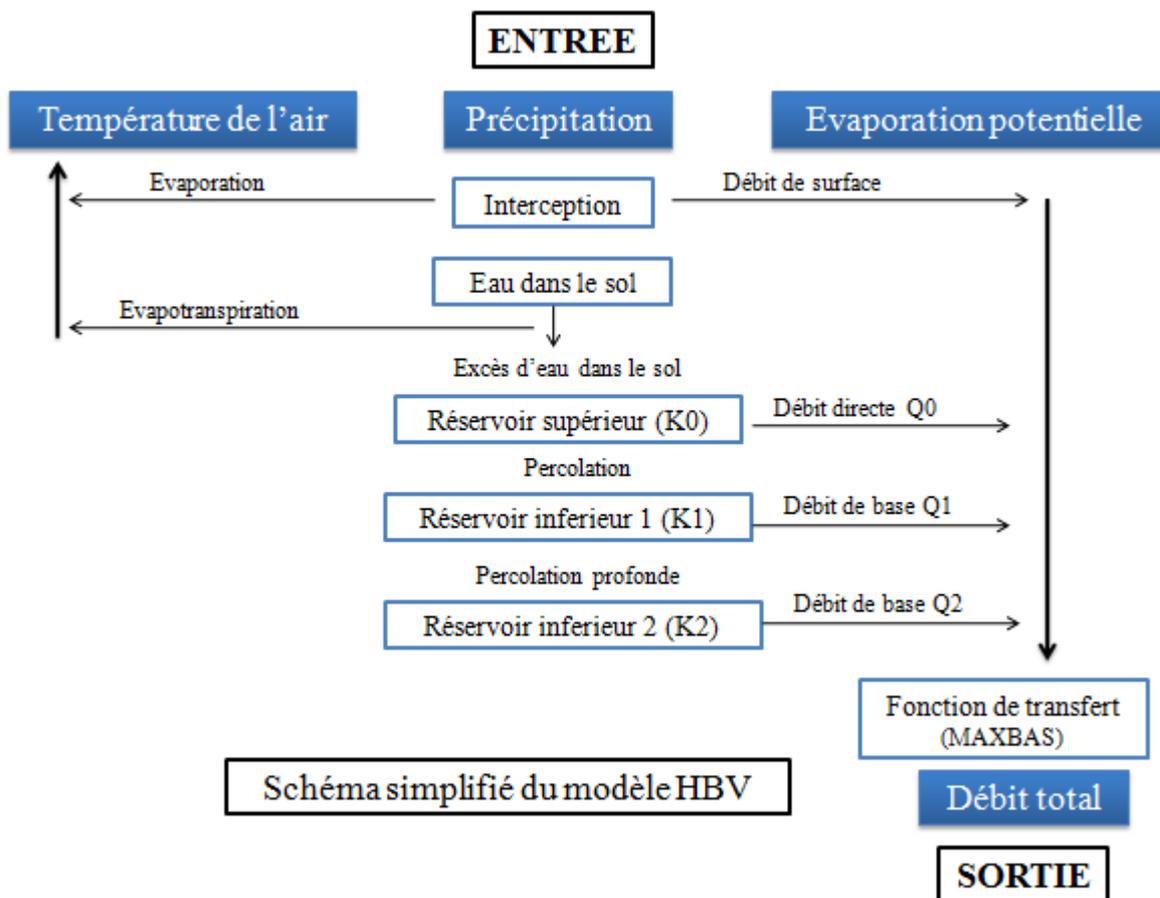


Figure II.13. Schéma simplifié du modèle HBV (Bouguerne, 2017).

Le modèle HBV consiste en une fonction de production pour l'écoulement vertical (fig. II.14) où la fonte de la neige est calculée par la méthode des degrés-jours selon la température limite, ou 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 (Bouguerne, 2017).

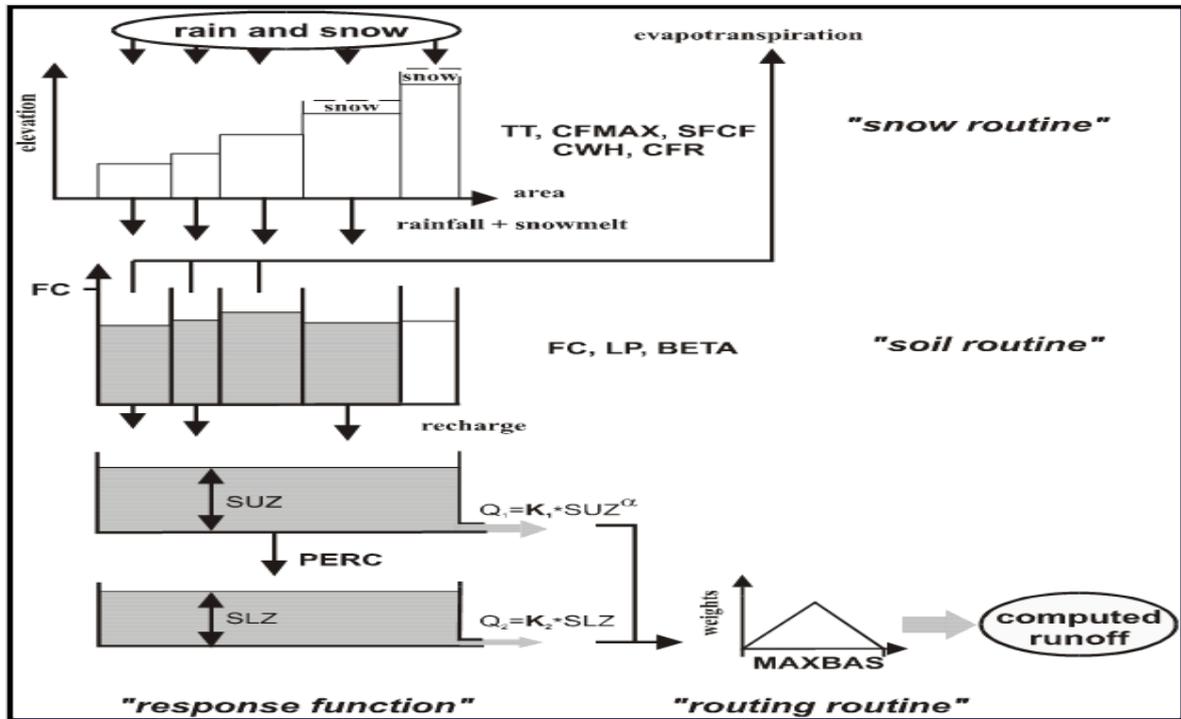


Figure II.14. a) Paramètres de simulation, b) fonction de réponse du modèle HBV Light (Seibert 2000, Seibert et al. 2000) .

Habituellement, le modèle HBV light est calibré en cherchant un paramètre optimal qui représente le bassin versant. Il n'est jamais possible de trouver un jeu de paramètres unique. Par conséquent, il peut être sous de nombreux ensembles de paramètres qui donnent de bons résultats similaires lors d'une période de calibration, mais leurs prédictions peuvent différer lors de la simulation du ruissellement d'un sous-bassin à l'autre.

La fiabilité des modèles hydrologique est fortement tributaire de la procédure d'étalonnage, qui est normalement la recherche d'un ensemble de paramètre optimale. Dans la plupart des modèles ; les paramètres ne peuvent pas être estimés facilement (Jakeman et Hornberger, 1993), depuis le paramètre de différents ensemble de propagation tout au long de l'espace peuvent fournir des paramètres qui s'adaptent presque d'une manière acceptable (Duan et al. 2002 ; Freer et al. 1996). La calibration a été faite manuellement en optimisant les paramètres du modèle qui ont donné le meilleur accord possible entre le débit observé et simulé d'un bassin versant. En raison de cela, plusieurs essais ont été tentés pour sélectionner le jeu de paramètres le plus optimal qui montre un bon accord entre les débits observés et simulés. La performance du modèle a été évaluée à l'aide de critères graphiques et statistiques. Sur analyse graphique, l'accord entre les débits observés et simulés a été évalué par inspection visuelle.

Ce module évalue le ruissellement à l'exutoire du bassin en se reposant sur le concept de réservoir. Le système se compose de deux réservoirs conceptuels, l'un au-dessus de l'autre, comme représentés schématiquement sur la figure II.14 et II.15. Le premier réservoir est introduit dans le modèle de l'écoulement près de la surface, tandis que le second réservoir est utilisé pour simuler le débit de base (contribution en eau souterraine).

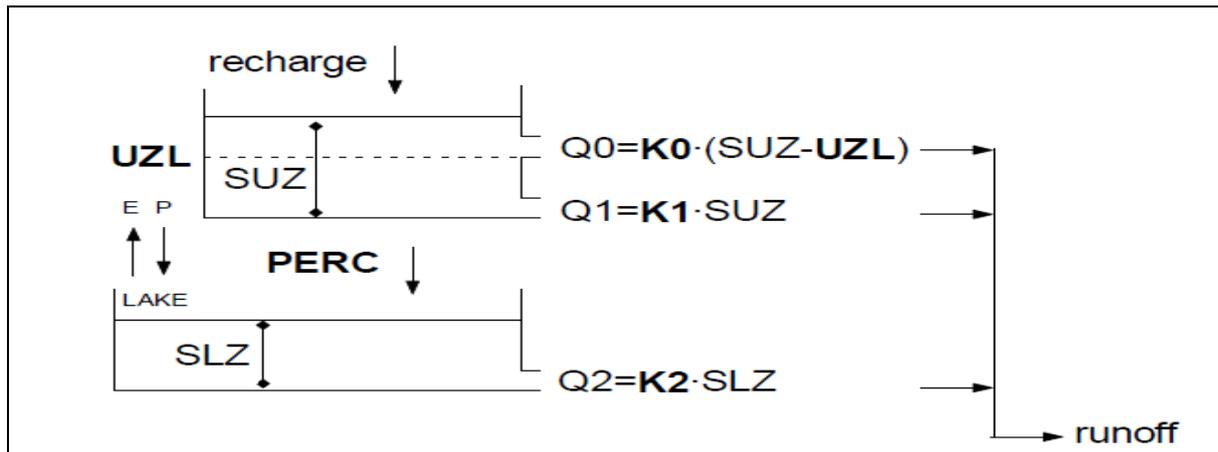


Figure II.15. Fonction de réponse du modèle HBV light (Seibert 2000, Seibert et al. 2000).

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

SUZ : Stockage dans la zone supérieure (mm),

SLZ : Stockage dans la zone inférieure (mm),

UZL : Paramètre de seuil (mm),

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

Ki : Coefficient de récession (jour^{-1}),

Qi: Composante ruissellement (mm jour^{-1}).

Le bilan hydrique général peut être décrit comme suit (Gendzh, 2015):

$$P - E - Q = \frac{d}{dt} [SP + SM + UZ + LZ + \text{lakes}] \quad \text{Eq.II.19}$$

Ou:

P = Précipitations,

E = Evapotranspiration,

Q = Ruissellement,

SP = Manteau neigeux,

SM = Humidité du sol,

UZ = Zone supérieure des eaux souterraines,

LZ = Zone d'eau souterraine inférieure,

lakes = Volume du lac.

L'étalonnage du modèle est généralement effectué par essai manuel selon l'erreur technique (bergström, 1992). Différents critères peuvent être utilisés pour évaluer l'ajustement du débit simulé à ruissellement observé :

- ✓ Inspection visuelle des parcelles avec Q_{Cal} et Q_{Obs} ,
- ✓ Différence accumulée,
- ✓ Des critères statistiques.

Le coefficient d'efficacité, $Reff$ est utilisée pour l'évaluation des simulations par le modèle :

$$Reff = \frac{\sum(Q_{Obs} - Q_{Calc})^2}{\sum(Q_{Obs} - \overline{Q_{Obs}})^2} \quad \text{Eq. II.20}$$

$Reff$: compare la prévision par le modèle le plus simple de prédiction possible, une valeur constante de la valeur moyenne observée sur toute la période,

Q_{Cal} : Débit calculé,

Q_{Obs} : Débit observé,

$Reff = 1$, ajustement parfait, $Q_{Cal}(t) = Q_{Obs}(t)$.

$Reff = 0$ simulation aussi bonne (ou mauvaise) que la constante de la valeur de prédiction.

$Reff < 0$ s'adaptent très pauvrement.

d. Paramètres

Le modèle simule le débit journalier moyen du quotidien de la pluie, la température et l'évaporation potentielle moyennes mensuelles comme entrées. Les précipitations sont simulées pour être soit de la neige ou de pluie en fonction de la température t (°C) au-dessus ou en dessous de la température critique de la fonte de neige TT (°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, $SFCF$ (-).

Le paramètre $CFMAX$ varie normalement entre (1,5 et 4) $mm\ ^\circ C^{-1}\ j^{-1}$ (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.

Il y a deux types de paramètres de calage de ce modèle. L'ensemble des paramètres de simulation sont donnés arbitrairement au début du traitement après avoir enregistré les données journalières des précipitations, des températures, des débits mesurés et les 12 valeurs moyennes de l'ETP mensuelle :

Tableau II.3 : Paramètres de captage (Gherissi, 2018).

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

Tableau II.4: Paramètres de végétation (Gherissi, 2018).

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

II.14. Conclusion

Une grande diversité de modèles hydrologiques a été conçue et appliquée aux différentes échelles de la parcelle et du bassin versant. La prévision des débits sur les bassins versants non jaugés est l'un des défis majeurs auquel les hydrologues doivent faire face, compte tenu de l'importance de l'information hydro-climatique, surtout pour les pays en voie de développement comme l'Algérie, qui ne parviennent pas à mettre en place des dispositifs de mesure et de collectes de données à travers tous leurs bassins versants.

Donc nous nous concentrons sur le modèle GR, GARDENIA et HBV Light et par la suite une évaluation de la capacité des trois modèles hydrologiques contribuera à l'identification de l'impact de la variabilité climatique sur la ressource en eau.

Nous avons retenu le modèle GR, GARDENIA et HBV Light pour les raisons suivantes :

- Obtenir un modèle applicable rapidement,
- modèles parcimonieux ne nécessitant pas de données multiples,
- Implanter un modèle très simple : notre choix s'est donc arrêté sur des modèles conceptuels globaux et semi-distribués.
- L'application de ces modèles est issue de notre connaissance, la maîtrise de ces codes et leur adaptation selon les données hydrométriques, météorologiques que nous disposons pour le bassin de l'Oued Mellah.
- Le GR4 prend l'écoulement sous forme de deux réservoirs, alors que le HBV Light et GARDENIA, tiennent compte des trois réservoirs de routage contribuant aux trois composantes de l'écoulement.

Dans le modèle HBV light, on suppose que la zone d'étude (bassin versant de l'Oued Mellah) est constituée d'une seule unité (zone) et les paramètres ne changent pas dans l'espace du bassin versant, on l'utilise comme un modèle global.

L'équilibre dynamique du bassin se réfère à l'état équilibré d'un système lorsque les forces opposées sont égales. Si un élément du système change, le système change pour retrouver l'équilibre: Précipitations = ruissellement + évapotranspiration +/- changement de stockage.

Le modèle doit parfaitement reproduire les données d'observation. Il est impossible d'avoir un ajustement parfait entre les simulations du modèle et les observations. Il est bon de rappeler que le modèle n'est qu'une simplification de la réalité, il représente au mieux les dynamiques simplifiées des processus physiques (Bessiere, 2008) et indépendamment de l'incertitude associée aux observations et à la structure du modèle.

Chapitre III

Présentation de la zone d'étude

III.1. Introduction

Ce chapitre est consacré à la description et l'analyse des propriétés physico-géologiques du bassin versant d'Oued Mellah. Il traite essentiellement des aspects géographique, géologique et d'occupation du sol. Il traitera ensuite les paramètres géométriques, topographiques et hydrographiques du bassin versant.

Il est utile de rechercher les causes et les paramètres qui influencent le comportement hydrologique d'un cours d'eau. Les caractéristiques morphométriques et climatiques d'un bassin versant influent fortement sur la réponse hydrologique et sur le régime des écoulements. Ainsi, cette étude permettra d'appréhender la zone d'étude et ses différentes caractéristiques et servira également de source de données, notamment pour l'étude hydro-climatique du bassin versant d'Oued Mellah.

III.2. Cadre géographique

III.2.1. Situation et limites naturelles

Le sous bassin versant de l'Oued Mellah (sous le code N° 1405, d'après le découpage de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques ANRH) fait partie du bassin de la Seybouse situé au Nord-Est du territoire algérien (fig. III.1). Il constitue le cinquième sous bassin après ceux de : Chérf amont, Chérf aval, Bouhamdane et Seybouse moyenne (fig. III.2). Il est délimité :

- au Nord-Est, par le bassin d'Oued Bou-Namoussa,
- au Sud-Est, par le bassin d'Oued Medjerda,
- au Nord-Ouest, par le bassin d'Oued Seybouse Maritime,
- au Sud-Ouest, par les bassins d'Oued Chérf Amont et d'Oued Chérf Aval,
- et à l'Ouest par le bassin d'Oued Seybouse moyenne.

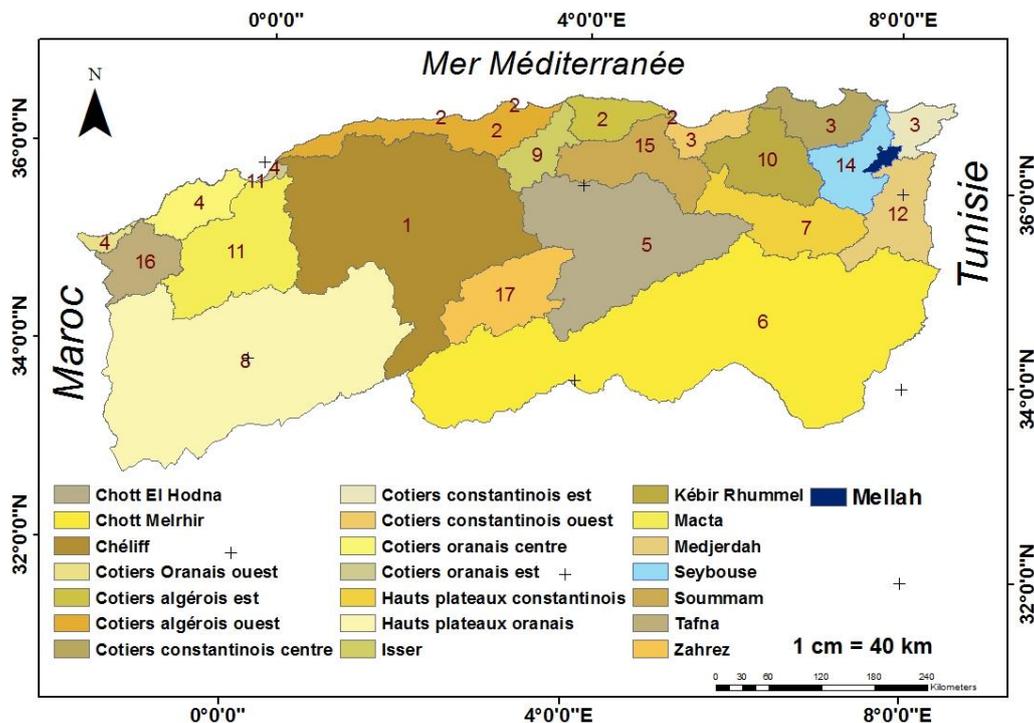


Figure III.1. Localisation du bassin versant de la Seybouse (découpage selon ANRH).

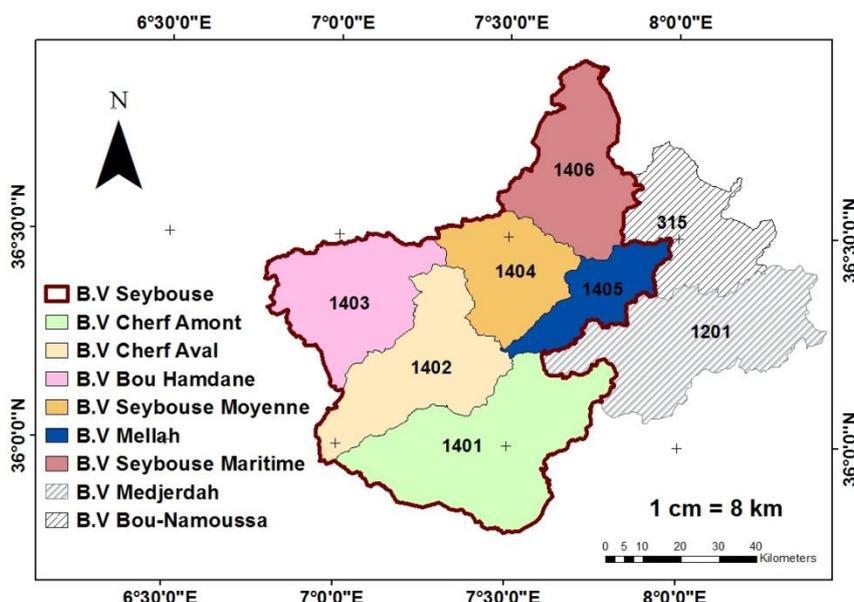


Figure III.2. Situation géographique du bassin versant Mellah (découpage selon ANRH).

Compris entre la latitude Nord $36^{\circ}12$ et $36^{\circ}31$ et la longitude Est $7^{\circ}28$ et $7^{\circ}59$, le bassin d'oued Mellah s'allonge dans la direction Sud-est, Nord-Ouest sur 55.89 km de longueur et 24,19 km de largeur, son altitude est comprise entre 85 m et 1320 m. Il s'étend sur une superficie d'environ 552.38 km², soit 8.54 % de la superficie totale du bassin de la Seybouse. Il est couvert par les cartes d'état-major au 1/50 000 suivantes : Drean-EST (NJ-32-II-4), Souk Ahras-EST (NJ-32-II-6), Souk Ahras-OUEST (NJ-32-II-6), Tamlouka-EST (NJ-32-I-7) et Sadrata-OUEST (NJ-32-I-8).

III.2.2. Limites administratives

Neuf communes dans trois wilayas (Guelma, Souk-Ahras et El-Taref) sont partiellement incluses dans le sous bassin versant de l'oued Mellah (fig. III.3). La wilaya de Guelma s'étend sur une grande partie du bassin versant Mellah sur une superficie de 458.54 km² (tab. III.1). De l'amont vers l'aval, l'Oued Mellah est traversé par les agglomérations suivantes : Hammam N'bail, Mechroha, Dahouara, Oued Cheham, Menzel Bouguetaya, Ain Tahmine, Badji Mokhtar et MedjezSfa.

Tableau III.1. Données des superficies des communes et wilaya dans le bassin du Mellah.

Code	Wilaya	Surface (km ²)	Pourcentage (%)	Commune	Surface (km ²)
24	Guelma	458.54	83.01	MedjezSfa	129.45
				Hammam N'bail	95.00
				Oued Cheham	88.90
				Dahouara	66.86
				Ain Sandel	51.30
				Bouchegouf	27.02
41	Souk-Ahras	83.82	15.17	Mechroha	75.00
				Hanancha	8.82
36	El-Taref	10.02	1.81	Hammam Beni Salah	10.02

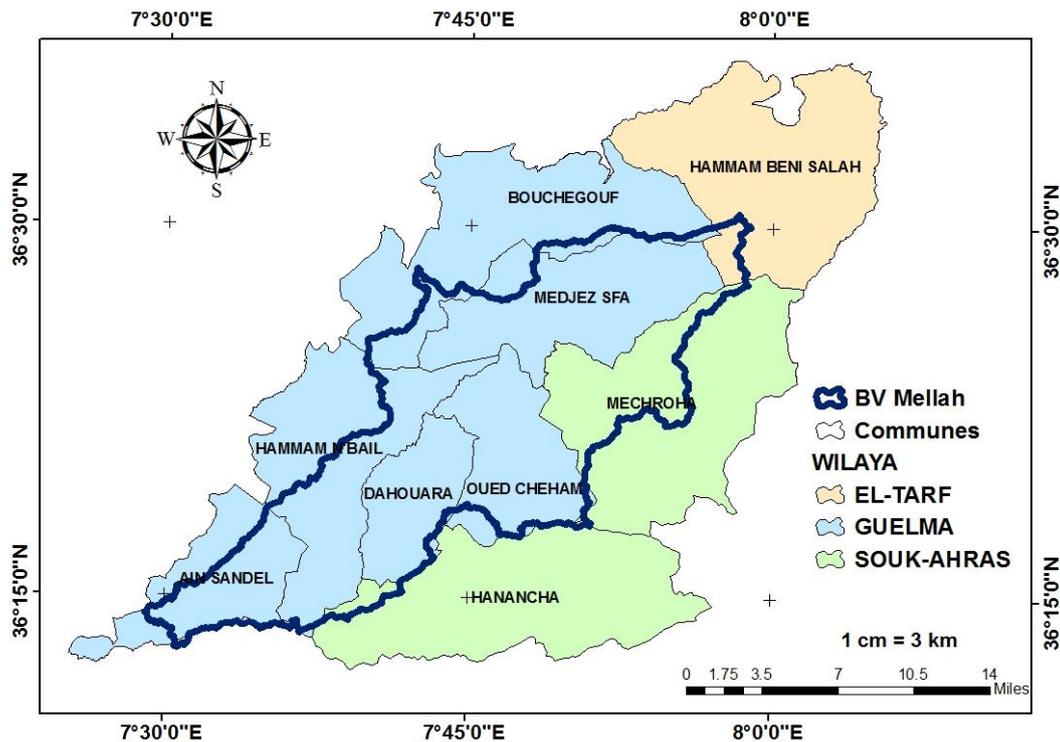


Figure III.3. Découpage administratif du bassin versant de la Mellah.

II.2.3. Orographie et hydrographie du bassin d'oued Mellah

Le bassin versant d'Oued Mellah est une région montagneuse formée d'une chaîne imposante, se caractérise par un relief fort, très hétérogène et accidenté contrasté à pentes fortement inclinées (fig. III.4). Ainsi, le paysage à caractère montagneux appartenant à ce bassin versant constitue un puissant stimulant des processus assurant en général une forte densité de drainage.

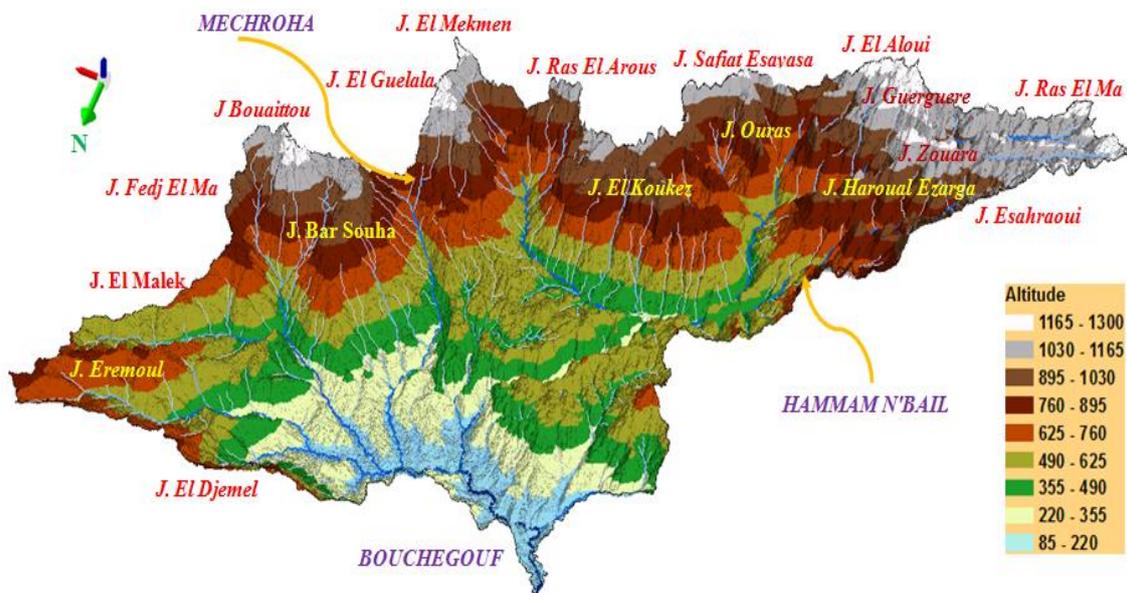


Figure III.4. Montagnes du bassin versant Mellah.

L'oued Mellah est le principal affluent rive droite de la Seybouse avec laquelle il conflue au débouché de la vallée de Guelma. Il doit son nom à la forte salinité des eaux dans le bassin aval. Celle-ci est due au lessivage des terrains gypsifères du Trias situés dans le bassin moyen. Il draine une zone montagneuse du versant septentrional du Tell (les Monts de la Medjerdah) (Bouzeria, 2018).

Le cours d'eau principal Oued Mellah draine un bassin versant de 552 km². Il prend naissance d'un ensemble de reliefs montagneux de "Ain Sandel" à savoir, Dj. Ras El Ma (1261 m), Dj. Zouara (1226 m), de "Hammam N'bail" à savoir, Dj. Ras El Alia (1320 m), Dj. Enaouara (1245 m), de "Dahouara" à savoir, Dj. SafiatEsayasa (1228 m), de "Oued Cheham" à savoir, Dj. El Mekmen (1287 m), Dj. El Guelala (1243 m) et de "Mechroha" à savoir, Dj. Mahbouba (1261 m) et finit dans la plaine de Bouchegouf pour se jeter dans Oued Seybouse (f III.5).

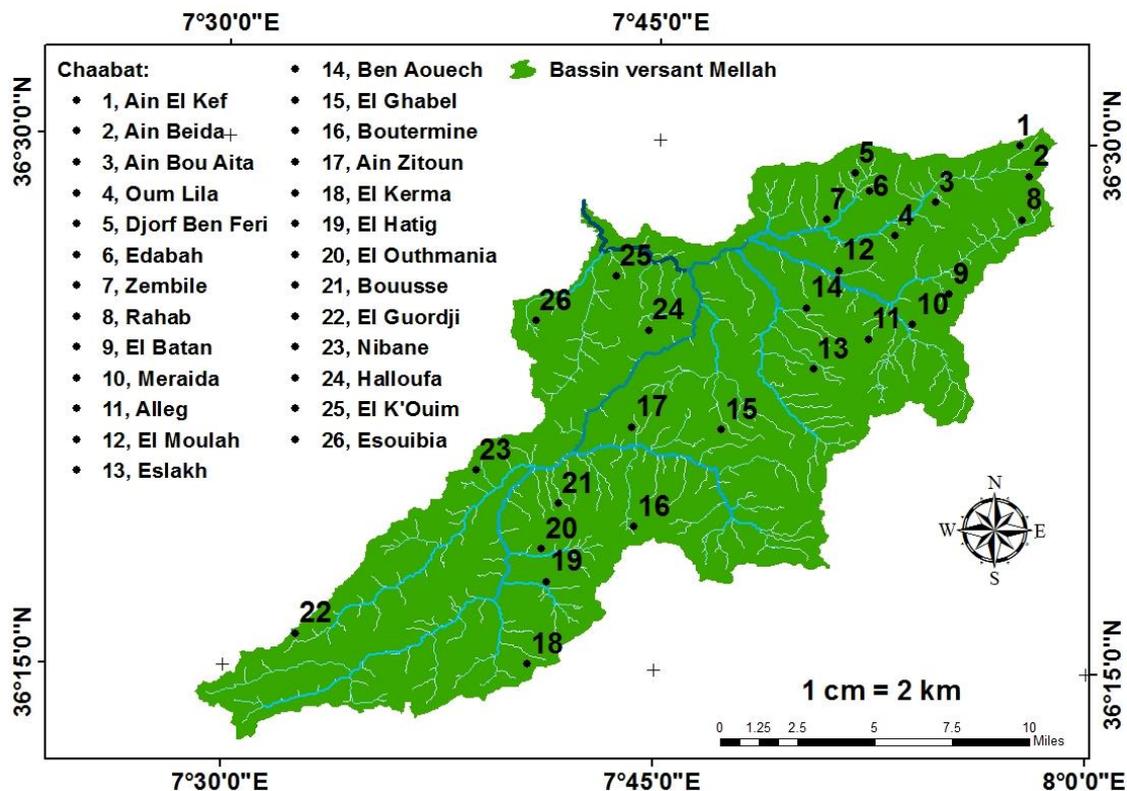


Figure III.5. Bassin versant de la Mellah et ses oueds secondaires (Chaabat).

La longueur totale du thalweg principal de l'oued Mellah est d'environ 53 km. Il Coule d'abord du Sud-Est au Nord où il est formé par la confluence de deux oueds d'importance inégale Oued Ghanem et Oued Ain El Mohguane à moins de 2 km au Sud-ouest de la localité de "MedjezSfa", puis prend la direction Nord-Nord-Ouest et reçoit quatre autres affluents : Oued Bouredine, Oued El Meza, Oued El K'Sana au niveau de "Badji Mokhtar" au Nord-est et Oued Labiod au niveau de "Bouchegouf" à moins de 3 km de l'exutoire (fig.III.6).

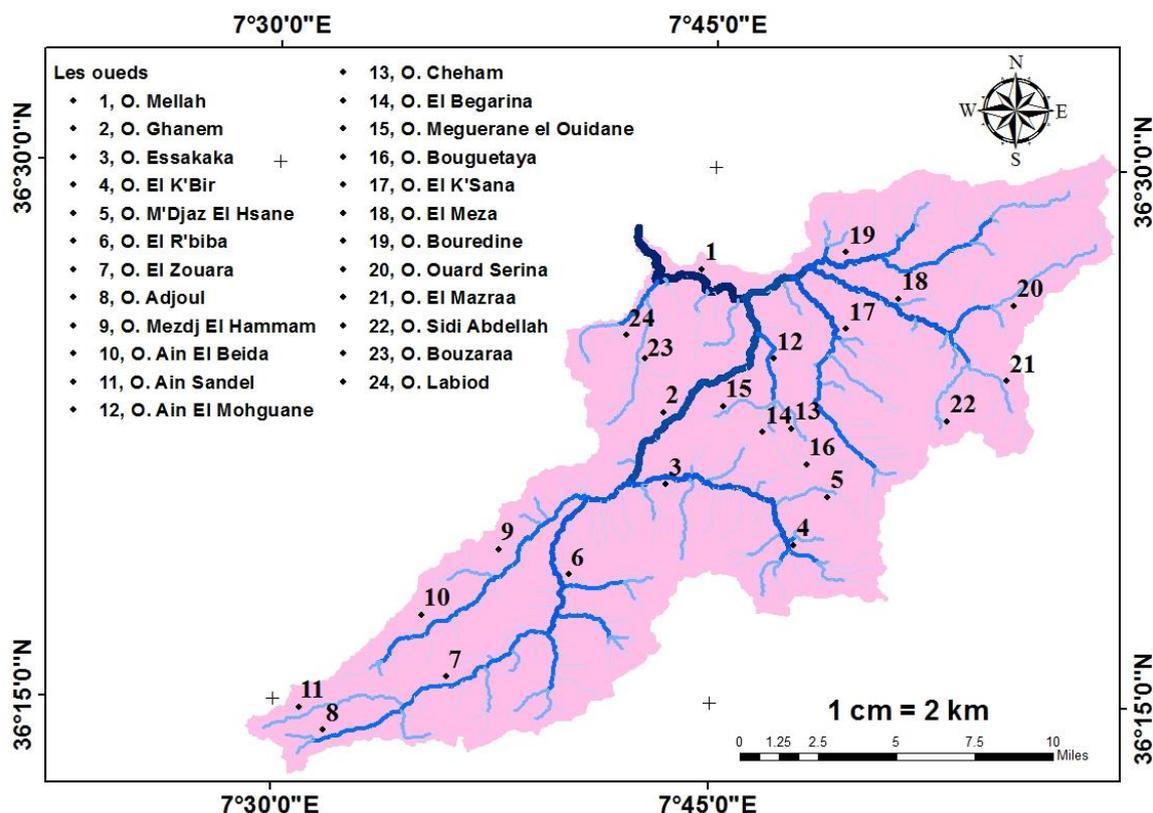


Figure III.6. Bassin versant de la Mellah et ses principaux oueds.

Bien qu'il n'y ait pas des barrages au niveau du bassin Mellah, les centres de Mechroha, Oued Cheham et MdjezSfa, dans le sous-bassin de l'oued Mellah sont alimentés à partir du barrage d'Ain Délia situé dans le bassin de l'oued Medjerdah. Les sources d'Ain Djernel et Guelta Zerga (26 l/s) alimentent le centre de Hammam N'bails. Le système de captage Oued Cheham et les sources de Ain Hamma, Ourelegh et Ain Kebira débitent 25 l/s pour le centre d'Oued Cheham (fig. III.8). Le centre de Mdjez Sfa est alimenté par un transfert à partir du barrage de Ain Délia dans le bassin de la Medjerdah (Louamri, 2013). Le bassin d'oued Mellah compte six retenues collinaires (tab. III.2) (fig. III.7).



Figure III.7. Retenues collinaires dans le bassin-versant la Seybouse (Louamri, 2013).

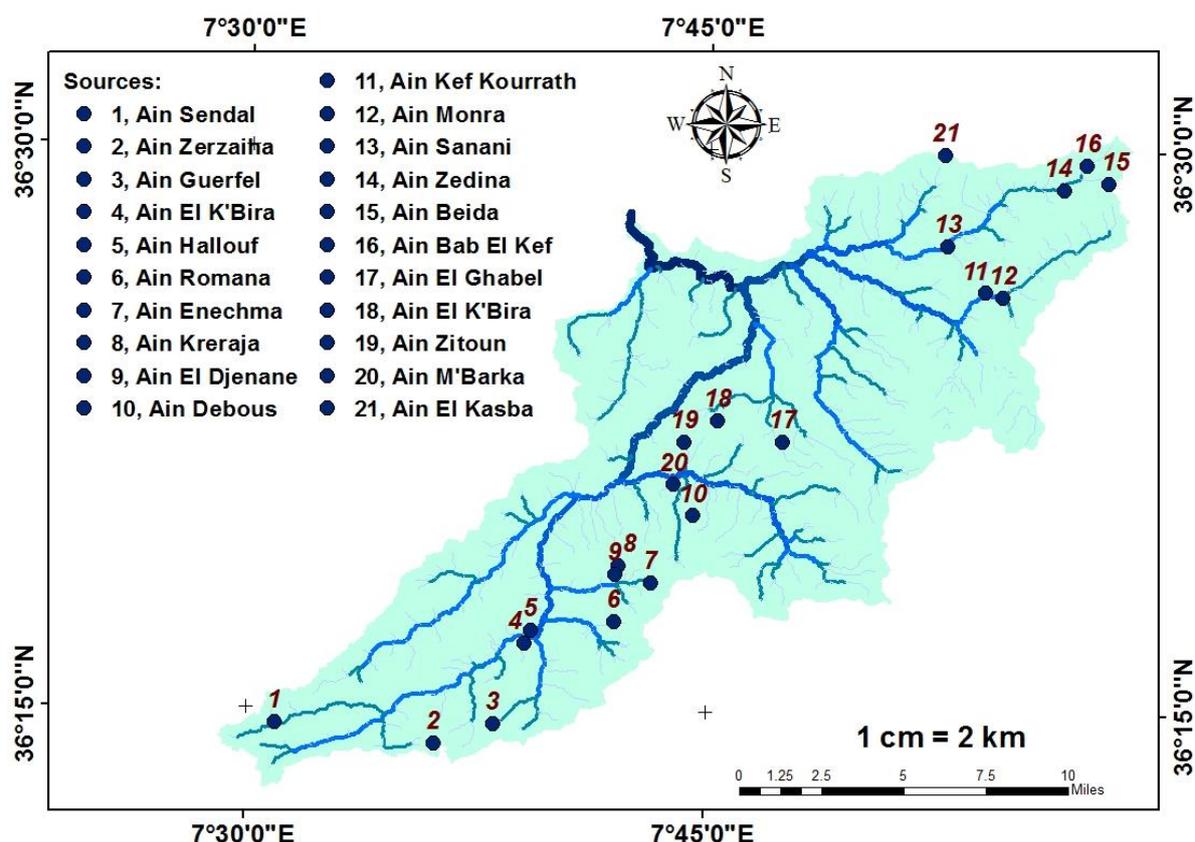


Figure III.8. Ressources minérales dans le bassin versant Mellah.

Tableau III.2. Retenus collinaires de bassin de Mellah, (Cahiers de l'agence : Agence de bassin hydrographique Constantinois – Seybouse - Mellague).

Wilaya	Commune	Dénomination	Capacité (m ³)	Etat des ouvrages	Destination
Souk-Ahras	Mechroha	MezraaOuledBechich	50 000	/	Irrigation
		Ain Chekoua	57 000	/	
Guelma	Bouchevouf	Bir El-Azeb	100 000	Précaire	
	MedjezSfa	MedjezSfa	20 000	Moyen	
	Oued Chehem	Bouguataya	10 000	Bon	
		Koudiat Rim	30 000	Moyen	

III.3. Géologie du bassin versant

La géologie des terrains influe non seulement sur l'écoulement d'eau souterraine mais également sur le ruissellement de surface où elle a une influence sur le comportement du réseau hydrographique. Le type de formations géologiques qui affleurent dans le bassin versant a une influence sur la répartition des écoulements superficiels et le type des dépôts alluvionnaires. En effet, un bassin formé de matériaux très perméables avec une couverture végétale continue aura en général une densité de drainage faible assurant une meilleure infiltration des eaux superficielles. Par ailleurs, un bassin formé de roches imperméables, comme les marnes et les argiles, avec une végétation moyenne, présente souvent une densité de drainage élevée, ce qui favorise le ruissellement des eaux superficielles (Bouanani, 2010).

C'est dans ce contexte que nous allons présenter brièvement quelques caractères généraux sur la géologie du bassin versant Mellah et passer ensuite à une description des formations hydrogéologiques. La figure III.9 présente les différentes formations lithologiques au niveau du bassin versant de l'oued Mellah.

Les cartes géologique et hydrogéologique du bassin versant de l'Oued Mellah (fig. III. 9) et (fig. III.10) sont extraites des cartes géologique et hydrogéologique d'Annaba (NJ-32-II) à l'échelle 1/200 000. Cette étude est basée sur les travaux de recherche faits par Khanchoul (2006) et Bouzeria (2018) :

- Trias : Gypses, argiles et dolomies noires (T)

Les affleurements triasiques se répartissent essentiellement du secteur de Nador N'bail à Mechroha et au Sde Djebel Azega. Les affleurements de Nador Mechroha sont les plus importants au niveau du bassin versant. Ils se présentent comme une association de cargneules et gypses, comprenant aussi les argiles, marnes bariolées, calcaires et dolomies. Ce Trias, limité par des failles verticales, apparaît souvent en position chevauchante sur les terrains avoisinants. D'Ain Tahamamine à Mechroha, le Trias est légèrement extravasé sur les formations mio-pliocènes selon un accident NW-SE. En outre, le bassin de Mechroha est drainé par oued Aouissia dont le cours suit une faille cachée sous les formations quaternaires. Ce sont la tectonique d'effondrement et le diapirisme du Trias qui sont à l'origine de la création de ce cours d'eau. La direction du cours moyen de l'Oued Rarem lui est imposée par le changement de l'orientation des axes de plis de cette formation. Tout à fait à l'Ouest, le Djebel Nador forme une immense boutonnière qui laisse affleurer les sédiments triasiques gypso-salins.

- Crétacé supérieur (Coniacien-Maestrichtien): Marnes grises et lits calcaires au sommet (K_2^{3-6}), (Campanien et Maestrichtien): Ensemble marneux à la base et calcaires variés (oolitiques, zoogen, à la silice) au sommet ($K_2^{5,6}$) et (Cénomaniens): Marnes et calcaires (K_2^1) et Crétacé inférieur (Aptien): Marnes, schistes et calcaires (K_1^5):

Cet ensemble est très peu répandu dans ce bassin versant. Au Sud-Est de Hammam N'Bail affleure des marno-calcaires d'âge aptien albien. Ces derniers sont touchés par des failles longeant parallèlement l'Oued R'biba. Du point de vue système de drainage, une grande partie des sous-affluents de l'Oued R'biba se développent suivant la structure géologique du substrat. Dans la partie septentrionale du bassin, les marno-calcaires entourent les conglomérats, à MedjezSfa. Ces formations d'âge crétacé, allant du Néocomien au Sénonien supérieur, sont largement démantelées par l'érosion. Dans ce même bassin, nous trouvons également des calcaires plus tendres et des marnes du Sénonien supérieur qui se présentent en structures plissées d'amplitude variable, affectées le plus souvent par des failles. Ces roches affleurent à Sfa Ali, au Nord et au Sud de Djebel Zouara, à MechtatBesbassa et à Djebel Arous. Le Djebel Sfa Ali (977 m) possède des versants escarpés en pente plus raides du côté sud et montre deux vallées à son sommet, présentant un bon exemple d'une érosion hydrique.

- Eocène inférieur et moyen (Yprésien et Lutétien inférieur) calcaires à silice et marno-calcaires, parfois à gypse ($E_{1,2}$) et Eocène moyen (Lutétien supérieur): Marnes, argiles et localement conglomérats (E_2^1):

Cette formation qui affleure également au Sud-ouest de l'Oued Cheham est constituée principalement par un calcaire Yprésien (Eocène). Ces formations éocènes sont modérément entaillées par les sous-affluents de l'Oued Rirane, donnant de basses collines aérées. A l'Est de

Hammam N'Bail, se trouvent les synclinaux en relief qui englobent les monts de Safiet el Aouaied, el Koutz et Safiet Ain Kebch. L'incision de ces reliefs est provoquée par des cours d'eau anaclinaux (drainage orthogonal) des oueds R'biba-Zarin et Rirane. Le Djebel Zouara(1292m) fortement entaillé, en partie par l'Oued Zouara, n'est que le prolongement vers l'Ouest du Djebel Bardou (en forme de klippe) dont l'axe du synclinal perché à une direction Nord Est-Sud Ouest. Le contact anormal et l'émergence de failles le long du versant sud de Djebel Zouara, ont permis à l'Oued Zouara (sous-affluent de l'Oued R'biba) de pénétrer en gorge à travers les formations carbonatées éocènes et argilo-gréseuses du Miocène.

- Oligocène : Série des argiles à la base et grès au sommet (O₁)

Les grès numidiens d'âge oligocène de la partie orientale du bassin de l'oued Mellah présente une certaine monotonie de faciès gréseux qui la compose. Les grès se présentent en lentilles ou en bancs épais où s'intercalent des argiles. L'ensemble des grès comprend une région montagneuse d'altitude moyenne variant en général entre 469m (Djebel El Meza) et 1284 m (Djebel Kelaia). Le réseau hydrographique des oueds Bouredine et Meza qui traverse cet ensemble gréseux fortement fracturé et faillé apparaît plus aéré que celui des oueds Rirane et R'biba qui entaillent des assises souvent marneuses.

- Miocène inférieur : Marnes grises avec bancs de grès (M₁)

Longeant l'amont des oueds Bouredine et Meza, des argiles sous-numidiennes affleurent sur d'importantes surfaces dont l'érosion des grès numidiens leur permettant d'être exposées en surface, ce qui les prédispose à leur tour aux différents processus morphogéniques. Entre autres, les formations argilo-gréseuses et conglomératiques, d'âge miocène, se répandent principalement au Sud-Ouest du bassin dont presque 50 % de ces argiles se trouvent en chevauchement avec les calcaires de Djebel Zouara. A l'Est de l'Oued Mellah et longeant sur une certaine distance l'Oued Sfa, apparaissent les dépôts marneux barrémiens de MedjezSfa. Ces marnes d'une faible étendue sont intercalées de quelques petits bancs de calcaires marneux.

- Mio-Pliocène : Argiles et conglomérats, calcaires lacustres (M, P₁)

Cet ensemble se caractérise par les dépôts mio-pliocènes où ils sont accumulés dans les bassins d'effondrement de Hammam N'Bail et Mechroha Ain-Tahamamine. Le synclinal de Hammam N'Bail, d'axe Nord-Sud, se caractérise par un matériel détritique continental remanié provenant essentiellement des formations crétacées avoisinantes, calcaire de l'Eocène et du matériel triasique. Il s'agit surtout des poudingues gréseux, argiles rouges et gypsifères, calcaires lacustres et travertineux, conglomérats et de la mollasse. Le bassin d'effondrement de Mechroha comprend un matériel un peu diversifié, il s'agit essentiellement de dépôts détritiques mio-pliocènes affleurant à l'Ouest où ils sont chevauchés en accident par le Trias. Cette structure enserrée entre le Numidien et le Trias a permis d'accumuler des matériaux provenant de l'érosion et de l'altération des formations avoisinantes, sous forme d'éboulis de pentes. Par ailleurs, les conglomérats argileux, discontinus dans l'espace, forment le substratum des reliefs imposants tels que ceux des conglomérats calcareux. Leur disposition structurale en anticlinal a par endroit fragilisé et trituré les formations sus-jacentes pour finalement être partiellement dégagées par l'érosion.

- Quaternaire (Holocène) : Alluvions actuelles, sable, graviers, limons et argiles (A) et Alluvions actuelles et récentes par endroit éboulis des pentes et accumulation de piémont (sable, graviers et argiles) et mollasses (Q_a)

Les alluvions de l'Oued Mellah sont très répandues dans la zone d'étude et les principales accumulations sont celles de l'Oued Sfâ, l'Oued R'biba et l'Oued el Hammam. Les alluvions des hautes terrasses (150 m d'épaisseur) sont constituées d'argiles et conglomérats très largement représentés tout près de l'exutoire du bassin de l'Oued Mellah. Les moyennes terrasses sont constituées de matériel grossier (galets, gravier, sable), cimenté par une matrice limoneuse. Ce niveau apparaît surtout à l'Oued Sekaka et aux alentours de l'Oued Cheham sous forme de lambeaux. Les alluvions de la basse terrasse (Rharbien), d'environ 5 m d'épaisseur, se répartissent sur les deux rives de l'Oued Sfâ, le long du cours moyen de l'Oued Rarem et à l'aval de l'Oued Mellah. Elles sont constituées de matériel grossier, sable, limons sableux et limons. Les colluvions qui sont des formations gravitationnelles occupent sur une grande étendue le pied du massif gréseux du bassin de Mechroha. Ces formations se trouvent également au pied des massifs calcaires tels que Djebel Koutz, Djebel Safiet et Aouied et Djebel Kelaia (parties médiane et orientale), les djebels Zouara, Aks, Oures et Azega (partie méridionale).

La région est peu perméable, seule la source de Chaabet Oued Cheham a un débit appréciable. Les alluvions des terrasses de Bouchegouf semblent plus argileuses que celles de Guelma. Elles sont moyennement perméables.

Les colluvions se trouvent surtout au pied des massifs calcaires et gréseux ou même au pied des calcaires marneux. Ils sont le résultat de l'altération mécanique des roches où le produit sera déplacé vers le bas sous l'effet de la gravitation, mais parfois transporté par les mouvements de masse et le ruissellement de surface.

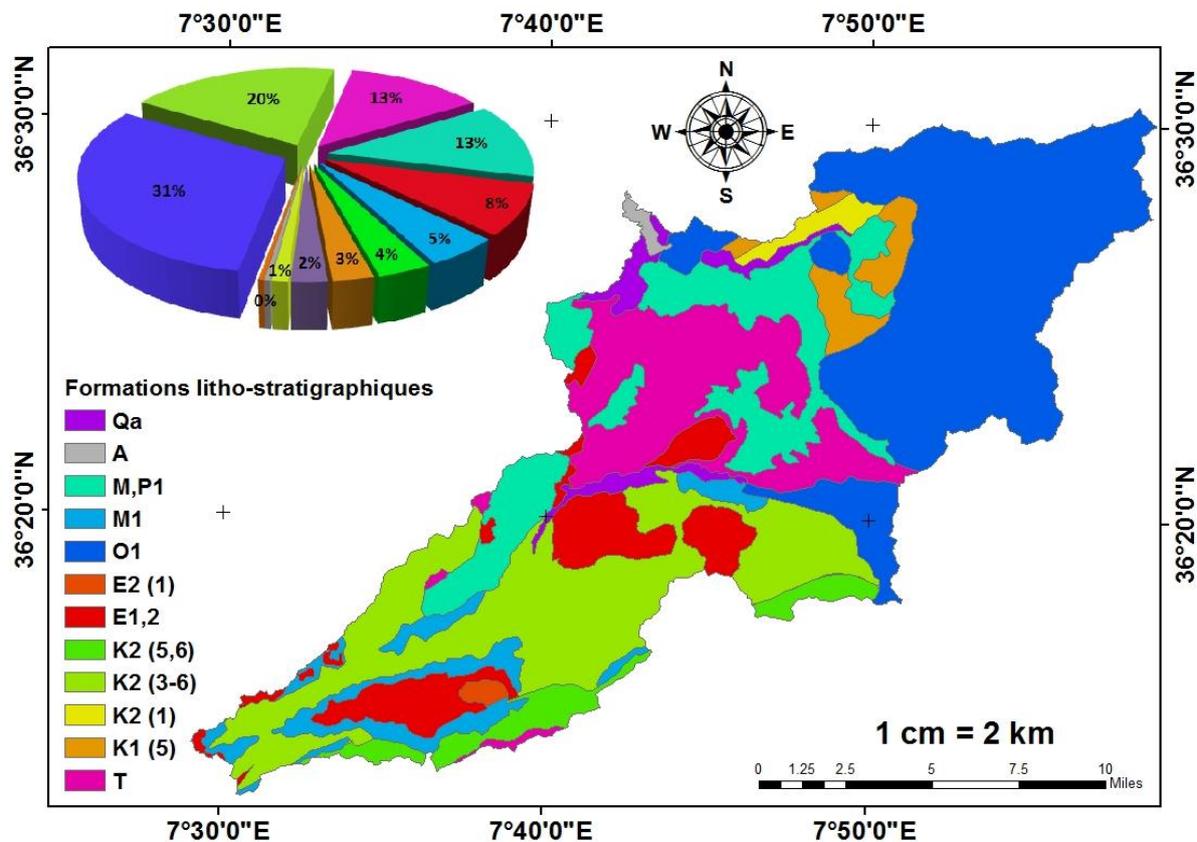


Figure III.9. Carte lithologique du bassin versant de l'Oued Mellah (extraites des cartes géologiques d'Annaba (NJ-32-II 1/200 000)).

T- Trias: Gypses, argiles et dolomies noires. K₁ (5) - Crétacé inférieur (Aptien): Marnes, schistes et calcaires. Crétacé supérieur : K₂ (1) - (Cénomaniens): Marnes et calcaires. K₂ (3-6) - (Cénomaniens-Maestrichtien): Marnes grises et calcaires lites au sommet ;K₂ (5,6) - (Campanien-Maestrichtien): Ensemble marneux à la base et calcaires variés (oolitique, zoogène, à silex) au sommet. E_{1,2} -Eocène inférieur et moyen (Ypresien et Lutétien inférieur): calcaires à silex et marno-calcaires, parfois à gypse. E₂ (1) - Eocène moyen (Lutétien supérieur): Marnes, argiles et localement conglomérats. O₁-Oligocène: Série des argiles à la base et grès au sommet. M₁- Miocène inférieur: Marnes grises avec bancs de grès. M, P₁-Mio-Pliocène: Argiles et conglomérats, calcaires lacustres. Quaternaire (Holocène): A- Alluvions actuelles-sables, graviers, limons et argiles;Q_a- Alluvions actuelles et récentes par endroit éboulis des pentes et accumulation de piémont (sable, graviers et argiles) et mollasses.

Ce bassin est dominé par trois grands ensembles lithologiques, au Sud, l'oued R'biba qui devient l'oued Sekaka en aval et l'oued Rirane. Ils drainent des bassins constitués de calcaires hyprésiens et de marnes et marno-calcaires. Au contact des calcaires et des assises marneuses, une réserve aquifère s'est constituée, comportant un niveau d'émergence à leur base. Ces bancs calcaires sont suffisamment importants et perméables pour assurer une régularisation des niveaux aquifères en dépit de leur forte fissuration (Khanchoul, 2006).

Le secteur amont du Mellah peut être considéré comme un château d'eau de la région (fig. III.10). Les oueds R'biba et Rirane prennent leur source dans cette zone. C'est à partir de ces mêmes formations aquifères que l'oued Medjerda prend sa source (Bouzeria, 2018). Il est utilisé pour l'irrigation et l'alimentation d'eau potable (tab. III.3). Le bassin de l'Oued Mellah est constitué par diverses formations à potentiels aquifères différents (fig. III.10) : Les aquifères continus ou discontinus possédant des ressources locales très limitées présentent la plus grande partie du bassin avec une dominance de 51.64 % situés au Sud-Ouest. En seconde classe, les formations non aquifères qui couvrent 30.91 % de la surface. Ils sont concentrés dans la partie Nord-Est du bassin versant. En effet, la répartition des aquifères discontinus ou contenant des fissures domine ces formations :

- Aquifères continus et aquifères discontinus profonds (Quaternaire) : Croute calcaire-dépôts quaternaires anciens avec surface encroutée.
- Aquifères continus et aquifères discontinus profonds (Mio-Pliocène) : Argiles et conglomérats, calcaires lacustres.
- Aquifères discontinus-Porosité de fissure et Karstique (Eocène inférieur et moyen) : Calcaires à silex et marno-calcaires.
- Aquifères discontinus-Porosité de fissure et Karstique (Crétacé supérieur) : Marneux à la base et calcaires au sommet.
- Aquifères discontinus-Porosité de fissure et Karstique (Crétacé inférieur Aptien) : Calcaires, Marnes et schistes.

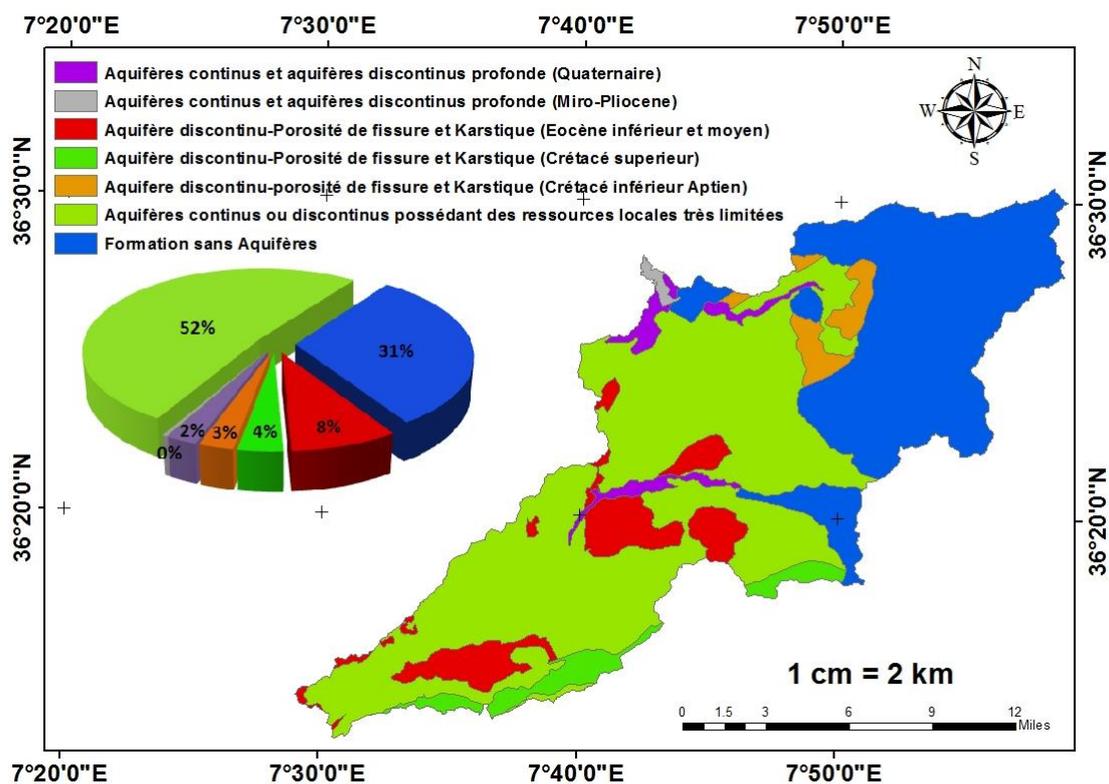


Figure III.10. Carte des aquifères potentiels du bassin versant de l'Oued Mellah.

Tableau III.3 Mobilisation de ressources souterraines dans le bassin de Mellah, (Agence de bassin hydrographique Constantinois-Seybouse-Mellague).

Wilaya	Localisation	Dénomination forages	Débit moyen d'exploitation (l/s)	Profondeur en (m)	Destination
Guelma	Plaine alluviale Bouchegouf	F.BS1 Bis Bouchegouf	20	85	AEI
		BS 2 Bouchegouf	40	100	AEP + AEI
		BS 3 Bouchegouf	8	100	AEI

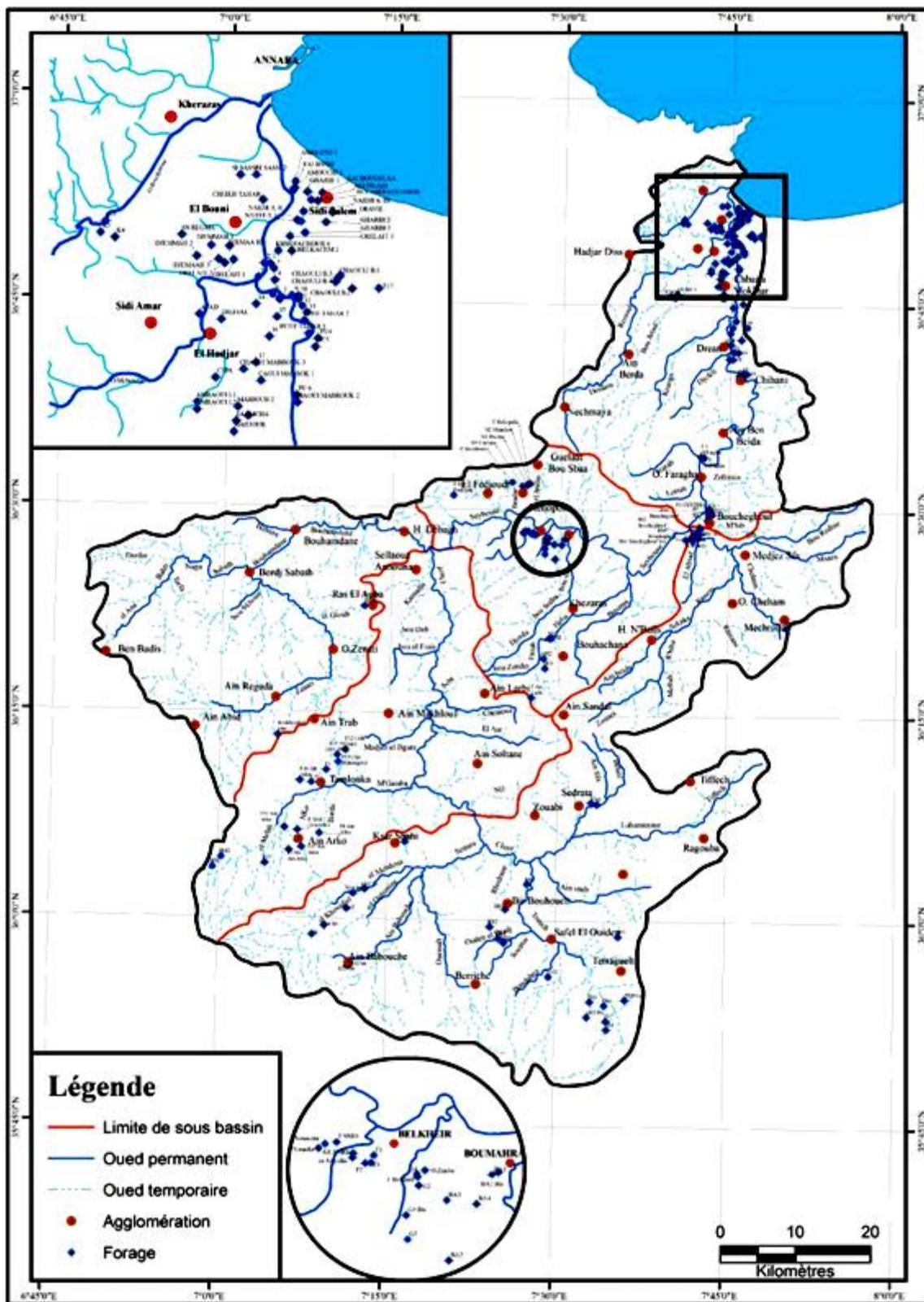


Figure III.11. Carte des forages dans le bassin de la Seybouse (D'après cahiers A.B.H.-C.S.M., 1999) (Louamri, 2013).

III.4. Occupation du sol

La nature du sol d'un bassin et son occupation jouent un rôle primordial dans les processus de genèse du ruissellement et de l'infiltration de la pluie dans la zone non saturée. En effet, un même type de sol peut avoir des comportements différents par rapport à ces processus, selon l'occupation de la surface. La présence du couvert végétal est profitable à l'équilibre hydrologique du bassin alors que sa discontinuité, ou son absence totale constitue un facteur favorable à l'irrégularité des débits et à la genèse de fortes crues, surtout sur les terrains à fortes pentes et là où les sols sont très sensibles au ruissellement direct. D'une manière générale la couverture végétale conditionne et influence la rapidité du ruissellement superficiel, le taux d'évaporation et la capacité de rétention du bassin versant.

L'analyse de la carte d'occupation des sols (fig. III.12) est basée sur les travaux antérieurs de Bouzeria (2018)

III.4.1. Les forêts

Le bassin versant est occupé par les forêts (10.93 %) principalement au niveau des massifs montagneux à l'Est et au Nord-Est du bassin (Forêt de Bouredine, Forêt Beni Salah) compris entre Djebel El djebel et Douar Sidi Brahim, ainsi qu'en périphérie du Mechroha, dans les zones collinaires non cultivables. Cette couverture forestière assure une protection des sols vis-à-vis de l'érosion. Les chênes lièges limitent l'espèce forestière qui domine aux basses et moyennes altitudes entre 200 m et 600 m. Une importante répartition de chênes-Zen se distingue à l'Est et au Nord-Est de Mechroha (la forêt de Fedjel el Makta). La forêt localisée dans les zones de Bouredine au NNE et au NE, et Ghanem au Nord du bassin versant de l'oued Mellah sont parmi les plus importantes des douze forêts de la wilaya de Guelma.

III.4.2. Les maquis et les maquis arborés

Les maquis couvrent 17.56 % de la superficie globale du bassin versant (fig. III.12). Cette classe d'occupation apparaît sur l'ensemble triasique (argiles à gypse, marnes et calcaires), et les grès numidiens dont la majorité se trouve au NE du bassin versant (fig. III.10). Ce sont généralement les cistes et les lentisques qui forment les espèces les plus fréquentes. Ils sont aussi observés aux alentours de Djebel Gourine et au Sud du village de Menzel Bouguetaya. Les maquis clairs recouvrent souvent des terrains en pentes raides > 15 %. Dans de telles conditions, la sensibilité des argiles gypsifères, des marnes et des calcaires est singulièrement aggravée, d'autant plus qu'il s'agit d'une lithologie très vulnérable. En effet, l'espace forestier est devenu aussi fragile qu'il représente assez souvent un secteur de parcours.

III.4.3. Les reboisements et les parcours

Les reboisements de moindre importance en étendue sont effectués sur des terrains complètement dénudés ou des forêts incendiées. Les plantations de Pin d'Alep qui dans certains secteurs ont été bien réussies constituent 8.33 % de la totalité du bassin. Elles se situent en prédominance dans la partie nord du bassin. En plus, des banquettes sont utilisées aux alentours des communes de Mechroha et Menzel Bouguetaya. Les terrains de parcours sont des surfaces occupées par une végétation basse et dégradée. Ils se présentent en formations touffues, ne dépassant pas en général un mètre de haut. Ils occupent une superficie de 1.45 % de la surface totale du bassin versant. Ils sont essentiellement destinés au pâturage, occupant principalement les parties sommitales des collines, les piémonts (djebels Safiet el Aouied et Zouara) et les pieds des versants. Ces surfaces offrent un domaine favorable pour le pacage des bêtes.

III.4.4. Les terrains de cultures

Ce domaine comporte tous les terrains à vocation agricole cultivés ou laissés en jachère et occupe 56.48 % de la superficie totale du bassin versant. Les cultures céréalières qui associent très souvent des oliviers sur les terrains en pente (relief collinaire) couvrent une grande partie des versants marno-calcareux et argileux très vulnérables à l'érosion hydrique (les alentours de Djebel Zouara et Djebel Bou Diss). Il s'agit bien souvent des terres abusivement défrichées. A Oued Cheham, les cultures occupent un milieu conglomératique et argileux dont les pentes sont supérieures à 12 %.

III.4.5. Les zones urbaines

Ce sont les terrains nus et urbanisés constituant une portion très faible qui s'étend sur 5.25 % de la superficie totale du bassin versant et composés de petits centres urbains. Il s'agit principalement de Bouriyachi Youcef, Menzel Bouguetaya, Dahouara, Mechroh, Hammam N'bail, MdjezSfa, Oued Cheham, Badji Mokhtar et Ain Sandel.

Les zones occupées par les eaux, sont constituées par les lits des principaux oueds.

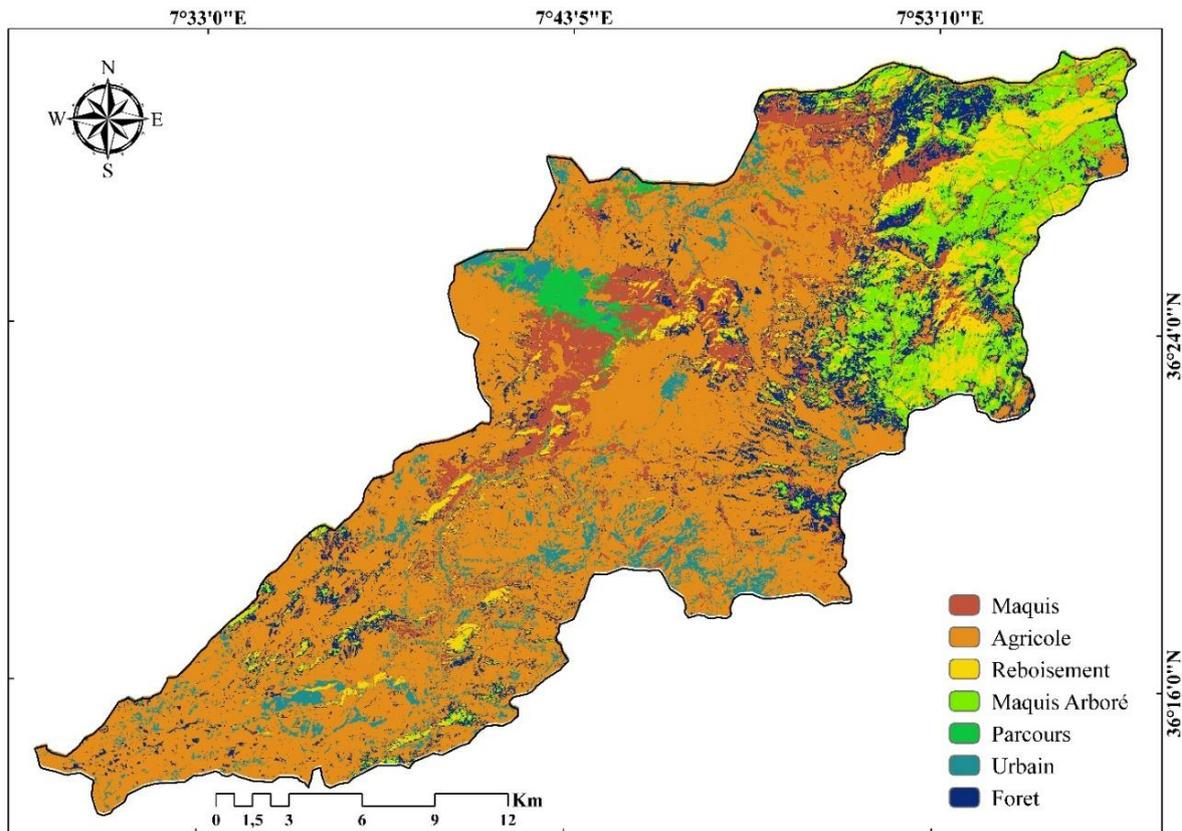


Figure III.12. Carte d'occupation du sol du bassin de l'oued Mellah (Bouzeria, 2018).

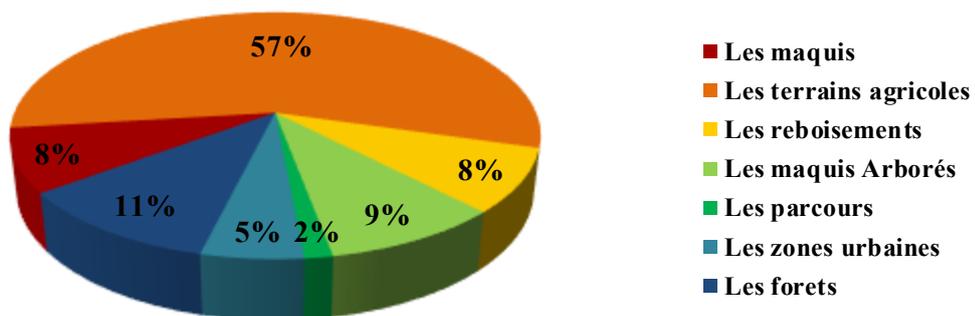


Figure III.13. Répartition des classes type d'occupation du sol du bassin versant Mellah.



Photo III.1. Photos prises le 04/05/2016 dans le bassin versant Mellah.

(1): les maquis arborés, (2): les parcours "Douar Sidi Brahim Mechroha".

(3) (4): Terrains agricoles "MdjezSfa".

III.5. Caractéristiques géométriques

Le diagnostic géométrique, première étape de la connaissance des bassins versants, permet de caractériser les principaux facteurs naturels intervenant dans les processus de l'écoulement superficiel: facteurs orographiques, morphologiques et climatiques, pour déterminer et analyser le comportement hydrologique du bassin versant (lame d'eau précipitée, bilan hydrologique ... etc.

III.5.1. La surface

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en partie reliés à sa surface. La surface du bassin versant peut-être mesurée par des techniques de digitalisation.

Pour délimiter ce bassin hydrographique nous avons utilisé deux cartes ASTER Global Digital Elevation Model V003 (N36E07 et N36E08). La surface du bassin versant de Mellah a été calculée à l'aide du logiciel ArcGis10.3, après avoir enregistré les données topographiques du bassin.

La surface calculée est : $A = 552.38 \text{ km}^2$.

III.5.2. Le périmètre:

Le périmètre correspond à la limite extérieure du bassin. Le périmètre du bassin versant est obtenu directement à l'aide du logiciel numérique ArcGis10.3.

Le périmètre calculé est : $P = 166.04 \text{ km}$

III.5.3. Indice de compacité de Gravelius

La forme du bassin versant influence fortement l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Un bassin versant allongé ne réagira pas de la même manière qu'un bassin ramassé même s'ils sont placés dans les mêmes conditions météorologiques (Aidoudi, 2012).

La forme d'un bassin peut-être caractérisée par l'indice de compacité ou indice de forme de Gravelius (1914) K_C . Il se définit comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface (Roche, 1963). Si on désigne par A la surface du bassin en kilomètres carrés et par P son périmètre en kilomètres, il est calculé par la formule suivante :

$$K_C = \frac{P}{P'} = \frac{P}{2\sqrt{A\pi}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad \text{Eq.III.1}$$

avec :

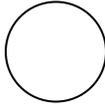
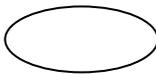
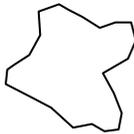
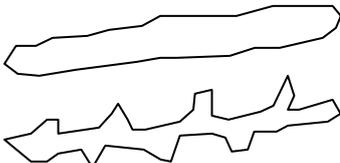
K_C :Indice de compacité de Gravelius,
 P :Périmètre du bassin versant (km),
 P' : Périmètre du cercle équivalent (km),
 A :Surface du bassin versant (km^2).

L'application de l'équation III.1, a permis de déterminer le coefficient de compacité de Gravelius du bassin versant Mellah, soit:

$$K_C = 1.99$$

Afin de définir des classes de compacité ou de forme. KarimouBarké et al., 2017, ont retenu cinq valeurs de K_C (tab. III.4). La méthode de calcul des quantiles, qui utilise l'algorithme de Jenks (1963), a servi à déterminer les valeurs-seuils de l'indice de forme de Gravelius. C'est une méthode de détermination des ruptures naturelles, jugée statistiquement très robuste.

Tableau III.4. Classes de formes de cuvette suivant les valeurs de l'indice de Gravelius. (KarimouBarké et al. 2017).

Forme	Valeurs de l'indice	Définition	Schéma stylisé
Circulaire	1 à 1.03	Cuvettes ayant la forme de cercle	
Ovoïde	1.03 à 1.3	Cuvettes ovoïdes	
Amiboïde	1.3 à 1.4	Cuvettes caractérisées par une association de plages irrégulières, lobées, d'aspect amiboïde, à contours nets, très contrastés	
Étirée	1.4 à 1.7	Cuvettes allongées	
Très étirée à tendance amiboïde	>1.7	Cuvettes plus étirées que les précédentes. Elles présentent souvent des fragments amiboïdes c'est-à-dire des contours lobés	

Pour le cas de notre bassin versant de Mellah, la valeur du coefficient de compacité supérieure à 1.7 montre qu'il est: Assez allongé et très étirée à tendance amiboïde, orientée SSW–NNE, il implique par conséquent une réponse plus lente (un plus long temps de concentration des eaux de ruissellement (T_C)).

III.5.4. Rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius

Cette notion a été introduite pour pouvoir comparer des bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques géométriques sur l'écoulement. Le bassin versant rectangulaire résulte d'une transformation géométrique du bassin réel dans laquelle on conserve la même superficie, le même coefficient de compacité (donc même périmètre) et donc par conséquent la même répartition hypsométrique. Les courbes de niveau (fig.III.14) deviennent des droites parallèles aux largeurs du rectangle équivalent (fig.III.15). La climatologie, la répartition des sols, la couverture végétale et la densité de drainage restent inchangées entre les courbes de niveau.

On définit les grandeurs L_r et l_f représentant respectivement la longueur et la largeur du rectangle équivalent :

$$L_r = \frac{K_C}{1.12} \cdot \sqrt{A} \cdot \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right] \quad \text{Eq. III.2}$$

$$l_r = \frac{K_C}{1.12} \cdot \sqrt{A} \cdot \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right] \quad \text{Eq. III.3}$$

avec:

L_r : Longueur du rectangle équivalent (km),

l_r : Largeur du rectangle équivalent (km),

K_C : Indice de compacité,

A : Surface du bassin versant (km²).

L'application des relations II.2 et II.3 permet de déterminer les longueurs du rectangle équivalent :

$$L_r = 76.44 \text{ km}$$

$$l_r = 7.23 \text{ km}$$

III.6. Relief

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit facilement; de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement. Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou des caractéristiques suivants :

III.6.1. Répartition et courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude (tab. III.5). Elle porte en abscisses le pourcentage de surface du bassin qui se trouve au-dessous de l'altitude représentée en ordonnée (fig. III.16). Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de la superficie, au-delà d'une certaine altitude. Les courbes hypsométriques demeurent un outil pratique pour comparer plusieurs bassins entre eux ou les diverses sections d'un seul bassin.

Tableau III.5. Répartition altimétrique du bassin versant de Mellah.

Altitudes	Superficies Partielles		Superficies cumulées		
	(m)	(km ²)	(%)	(km ²)	(%)
>1300		0.01	0.002	0.01	0.002
1200 - 1300		5.44	0.98	5.45	0.99
1100 - 1200		28.41	5.14	33.86	6.13
1000 - 1100		36.48	6.60	70.34	12.73
900 - 1000		40.19	7.28	110.53	20.01
800 - 900		47.53	8.60	158.06	28.61
700 - 800		57.08	10.33	215.13	38.95
600 - 700		65.99	11.95	281.13	50.89

500 - 600	98.93	17.91	380.06	68.80
400 - 500	68.11	12.33	448.17	81.13
300 - 400	41.00	7.42	489.17	88.56
200 - 300	40.94	7.41	530.11	95.97
100 - 200	21.68	3.93	551.79	99.89
≤ 100	0.59	0.11	552.38	100.00

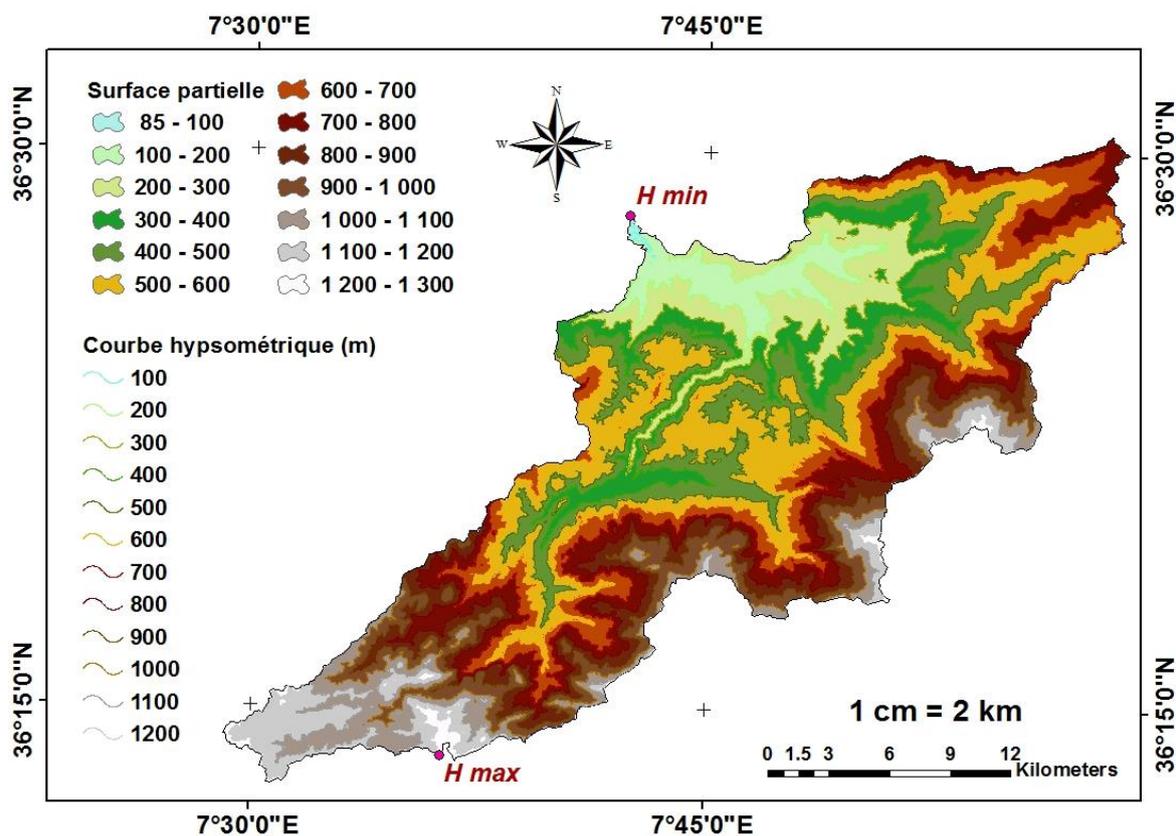


Figure III.14. Répartition altimétrique du bassin d'oued Mellah.

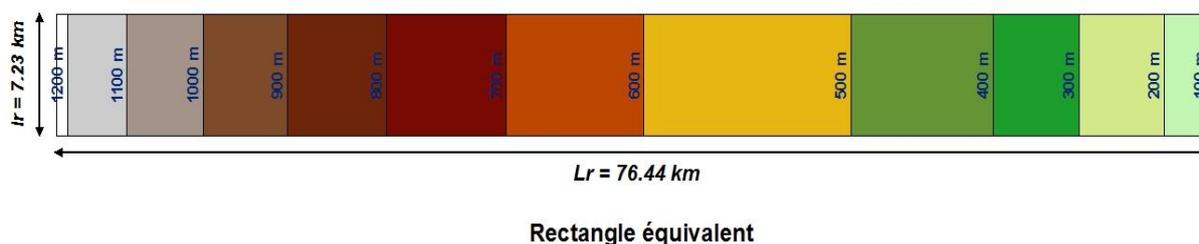


Figure III.15. Rectangle équivalent du bassin versant de l'oued Mellah.

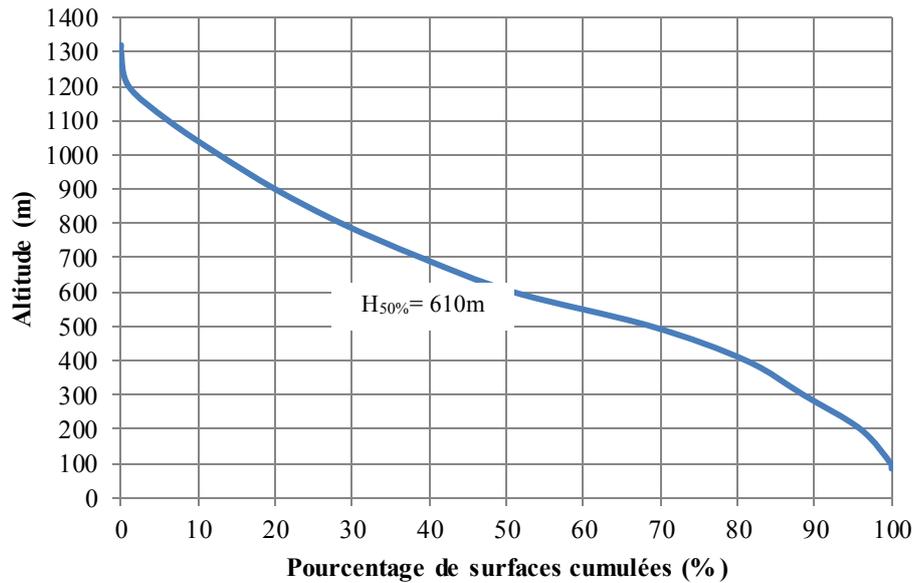


Figure III.16. Courbe hypsométrique du bassin versant d'oued Mellah.

III.6.2. Altitudes caractéristiques

III.6.2.1. Altitudes maximale et minimale

Elles sont obtenues directement à partir de cartes topographiques. L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin et l'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire.

L'altitude à l'exutoire est de 85 m alors que le point le plus haut se trouve au sommet de Ras El Allia à 1320 m. la dénivelée totale est de $D = 1235$ m.

III.6.2.2. Altitude moyenne

L'altitude moyenne est déterminée à partir de la formule suivante :

$$H_{\text{moy}} = \frac{1}{A_{\text{tot}}} \sum_{i=1}^{n-1} A_i \left[\frac{H_i + H_{i+1}}{2} \right] \quad \text{Eq. III.4}$$

avec :

H_{moy} : Altitude moyenne du bassin (m),

A_{tot} : Aire totale du bassin versant (Km^2),

A_i : Aire entre les deux hauteurs H_i et H_{i+1} (Km^2),

H_i et H_{i+1} : Altitudes de deux courbes de niveau alternatif (m).

$$H_{\text{moy}} = 642.72 \text{ m}$$

III.6.2.3. Altitude médiane

Elle correspond à l'altitude au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique (fig. III.16).

$$H_{\text{med}} \approx H_{50\%} \approx 610 \text{ m}$$

III.6.2.4. Dénivelée

La dénivelée correspond à l'intervalle contenant 90 % de la superficie du bassin sur la courbe hypsométrique, extrêmes exclus. (Elle est prise égale à celle qui sépare les altitudes ayant approximativement 5 % de la surface du bassin au-dessus et au-dessous d'elles; H_5 et H_{95} se déterminent sur la courbe hypsométrique (fig. III.16)).

$$D = H_{5\%} - H_{95\%} \quad \text{Eq. III.5}$$

D : Dénivelée utile (m),

$H_{5\%}$ et $H_{95\%}$: Valeurs lues sur le graphe sont :

Pour $S_1 = 5\%$ de surface, on a une hauteur de 1121.97 m,

Pour $S_2 = 95\%$ de surface, on a une hauteur de 213.07 m.

$$H_{5\%} = 1122 \text{ m}$$

$$H_{95\%} = 213 \text{ m}$$

$$D = 908.90 \text{ m}$$

III.6.2.5. Dénivelée spécifique

La dénivelée spécifique (D_s) est le produit de l'indice de pente global (I_{p_g}) par la racine carrée de la superficie du bassin versant. Elle est faiblement corrélée négativement avec la densité de drainage (D_d) et à l'indice de compacité de Gravelius (K_c) (Faye, 2018).

La dénivelée spécifique D_s égale à :

$$D_s = I_{p_g} \cdot \sqrt{A} \quad \text{Eq. III.6}$$

D_s : Dénivelée spécifique (m),

I_{p_g} : Indice de pente global (m/km),

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

$$D_s = 279.47 \text{ m}$$

Tab. III.6. Classification de relief selon la méthode de LORSTOM à partir du D_s .

Classe	Type de relief	Valeurs de D_s
R1	Relief très faible	- 10
R2	Relief faible	10 - 25
R3	Relief assez faible	25 - 50
R4	Relief modéré	50 - 100
R5	Relief assez fort	100 - 250
R6	Relief fort	250 - 500
R7	Relief très fort	+ 500

La dénivelée spécifique D_s étant supérieure à 250 m, le bassin versant d'oued Mellah présente un relief fort.

III.6.3. Indices de pente

L'indice de pente du réseau hydrographique est lié aux pentes moyennes de tous les cours d'eau du bassin. Ce sont les pentes du cours d'eau lui-même qui ont un effet sur la transmission de l'onde de crue d'amont en aval. Sur certains types de bassins, où on peut avoir des profils en long du cours d'eau très différents du profil en long du bassin. La pente d'un cours d'eau contrôle directement l'énergie potentielle et cinétique des écoulements et donc l'intensité du débit (Zavoianu, 1985).

III.6.3.1. Indice de pente de Roche

C'est la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent et pondérée par les surfaces. Il s'exprime en pourcentage :

$$I_{pR} = \frac{1}{\sqrt{L_r}} \cdot \sum_{i=1}^n \sqrt{A_i (H_i - H_{i-1})} \quad \text{Eq. III.7}$$

avec :

I_{pR} : Indice de pente de Roche,

A_i : Fraction de la surface totale du bassin comprise entre les cotes et H_i et H_{i-1} (%),

L_r : Longueur du rectangle équivalent (m),

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

$$I_{pR} = 0.12$$

Tableau III.7. Fractions des surfaces entre courbes de niveau.

Altitudes	Altitudes	Dénivelés	Superficies Partielles	$\sqrt{A_i (H_i - H_{i-1})}$
H_i (m)	H_{i-1} (m)	D_i (m)	A_i (%)	(m)
1320	1300	20	0.00002	0.02
1300	1200	100	0.0098	0.99
1200	1100	100	0.0514	2.27
1100	1000	100	0.0660	2.57
1000	900	100	0.0728	2.70
900	800	100	0.0860	2.93
800	700	100	0.1033	3.21
700	600	100	0.1195	3.46
600	500	100	0.1791	4.23
500	400	100	0.1233	3.51
400	300	100	0.0742	2.72
300	200	100	0.0741	2.72
200	100	100	0.0393	1.98
100	85	15	0.0011	0.13
$\sum_{i=1}^n \sqrt{A_i (H_i - H_{i-1})}$			33.45	
L_r (km)			76.44	

L_r (m)	76435.58
$\sqrt{L_r}$	276.47
I_{PR}	0.12

III.6.3.2. Indice de pente globale

L'indice de pente globale est donné par le rapport de la Dénivelée utile sur la longueur du rectangle équivalent.

$$I_{p_g} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L_r} = \frac{D}{L_r} \quad \text{Eq. III.8}$$

avec :

I_{p_g} : Indice de pente globale,

D : Dénivelée utile (m),

L_r : Longueur du rectangle équivalent (m).

$$I_{p_g} = 11.89 \text{ m/km}$$

$$I_{p_g} = 0.012$$

Tableau III.8. Classification du relief selon O.R.S.T.O.M.

Classe	Type de relief	Valeurs d' I_{p_g}
R1	Relief très faible	$I_g < 0,002$
R2	Relief faible	$0,002 < I_g < 0,005$
R3	Relief assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
R4	Relief modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
R5	Relief assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
R6	Relief fort	$0,05 < I_g < 0,1$
R7	Relief très fort	$0,1 < I_g$

D'après la classification du relief O.R.S.T.O.M, le relief du bassin est **modéré**. Toutefois la dénivelé spécifique donne un relief fort qui est à notre avis plus en adéquation avec la morphologie de notre bassin.

III.6.3.3. Indice de pente moyenne

$$I_{p_m} = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{L_r} \quad \text{Eq. III.9}$$

I_{p_m} : Indice de pente moyenne,

H_{\max} et H_{\min} : Hauteur maximale et hauteur minimale du bassin versant (m),

L_r : Longueur du rectangle équivalent (m).

$$I_{p_m} = 16.16 \text{ m/km}$$

$$I_{p_m} = 0.02$$

III.6.4. Analyse spatiale des pentes

Cette analyse est réalisée sur la base de la carte des pentes établie (fig. III.17) à partir d'un modèle numérique de terrain ASTER Global Digital Elevation Model V003 (N36E07 et N36E08) à l'aide de logiciels ArcGis 10.3. Le modèle numérique de terrain est une représentation de la topographie (altimétrie et/ou bathymétrie) d'une zone terrestre.

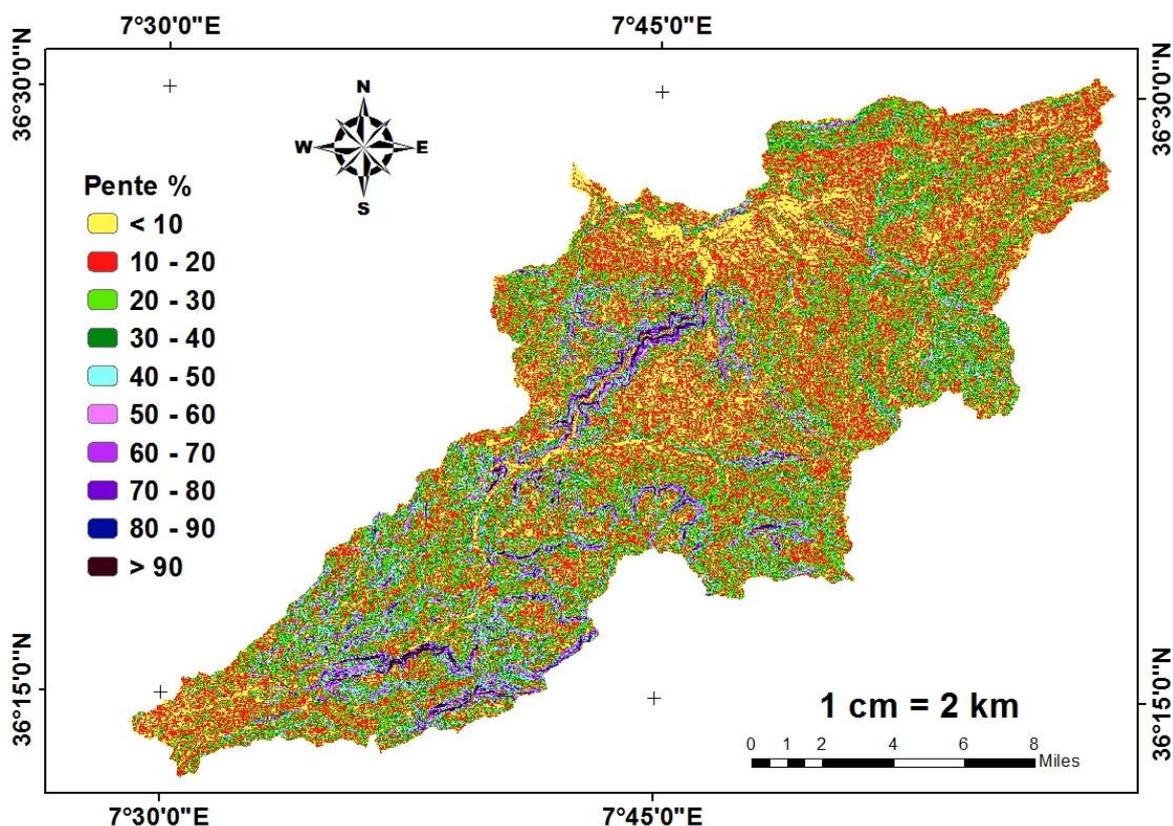


Figure III.17. Cartes de pentes des bassins d'étude.

La répartition spatiale des classes des pentes déduites de la carte est donnée sur le tableau III.9.

Tableau III.9. Classes des pentes du bassin versant Mellah.

Pente	Surface	
	A_i (km ²)	A_i (%)
I_p (%)		
< 10	82.80	14.99
10 - 20	178.88	32.38
20 - 30	139.40	25.24
30 - 40	74.58	13.50
40 - 50	37.07	6.71
50 - 60	18.80	3.40
60 - 70	9.76	1.77
70 - 80	5.17	0.94

80 - 90	2.74	0.50
> 90	3.19	0.58

La classe de pentes < 10 % est pratiquement observée dans 15 % de la surface du bassin (fig. III.18). Cette classe représente essentiellement les dépôts alluvionnaires le long de l'Oued Mellah du Douar Chaâbat Erich puis Badji Mokhtar et Mdjez Sfa jusqu'à l'exutoire, entre 100 et 200 m d'altitude. Elle caractérise aussi les surfaces situées entre Oued Cheham et Dahoura au centre et Ain Sandel au Sud.

La classe de pentes prédominante varie entre 10 et 20 % couvrant, plus de 32 % de la superficie du bassin de l'Oued Mellah. La classe de pentes 20 % à 30 % semble importante aussi occupant 25.24 % du bassin, vient ensuite 13.5 % du bassin dont la pente est comprise entre 30 et 40 % et que l'on retrouve sur presque tout le bassin.

Dans le bassin de l'Oued Mellah, la classe de 40 % à 50 % couvre 6.71 % de surface totale représentée sous forme de bandes, une au Sud-ouest avec l'alignement Djebel El Akas (Edardara), Djebel Bou Achour (Douar Ain Ketone), Djebel Esahraoui...etc et l'autre au Nord-Est au niveau de la Forêt Bouredine, Djebel Fedj El Ma, Djebel Arguoub El Allia...etc.

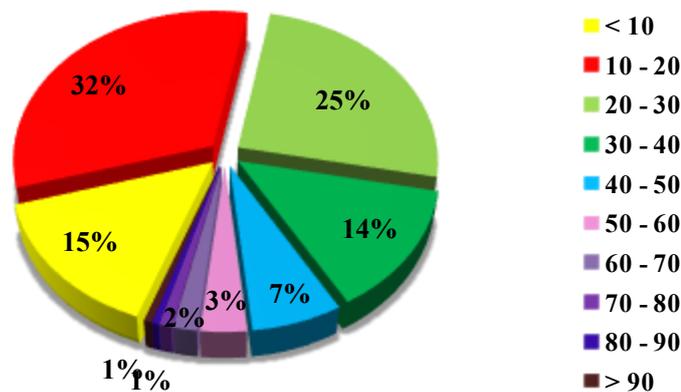


Figure III.18. Classes de pentes du bassin versant Mellah.

La classe de pentes 50 % à 60 % (3.40 % de surface) est présente sous forme de tâches qui touchent souvent les reliefs plus élevés Djebel Safiat Esayasa, Djebel El Aloui, Djebel Zouara ...etc. au Sud-est.

Les classes de pentes > 60 % (3.78 % de surface totale) sont fréquentes sur les bas-versants des vallées façonnées par les cours d'eau. Sur ces surfaces, le ruissellement diffus demeure le phénomène érosif le plus dominant.

III.7. Caractéristiques hydrographiques (fig. III.19)

III.7.1. Chevelu hydrographique

L'ordre des cours d'eau est une classification qui reflète la ramification du réseau de drainage. Il existe plusieurs classifications. Celles de Horton et de Strahler (Ancill et al., 2005). On utilise la classification de Strahler pour qui, tout cours d'eau sans affluent est d'ordre 1, alors que tous les tronçons de rivière formés par la réunion de deux cours d'eau d'ordre x sont d'ordre x+1.

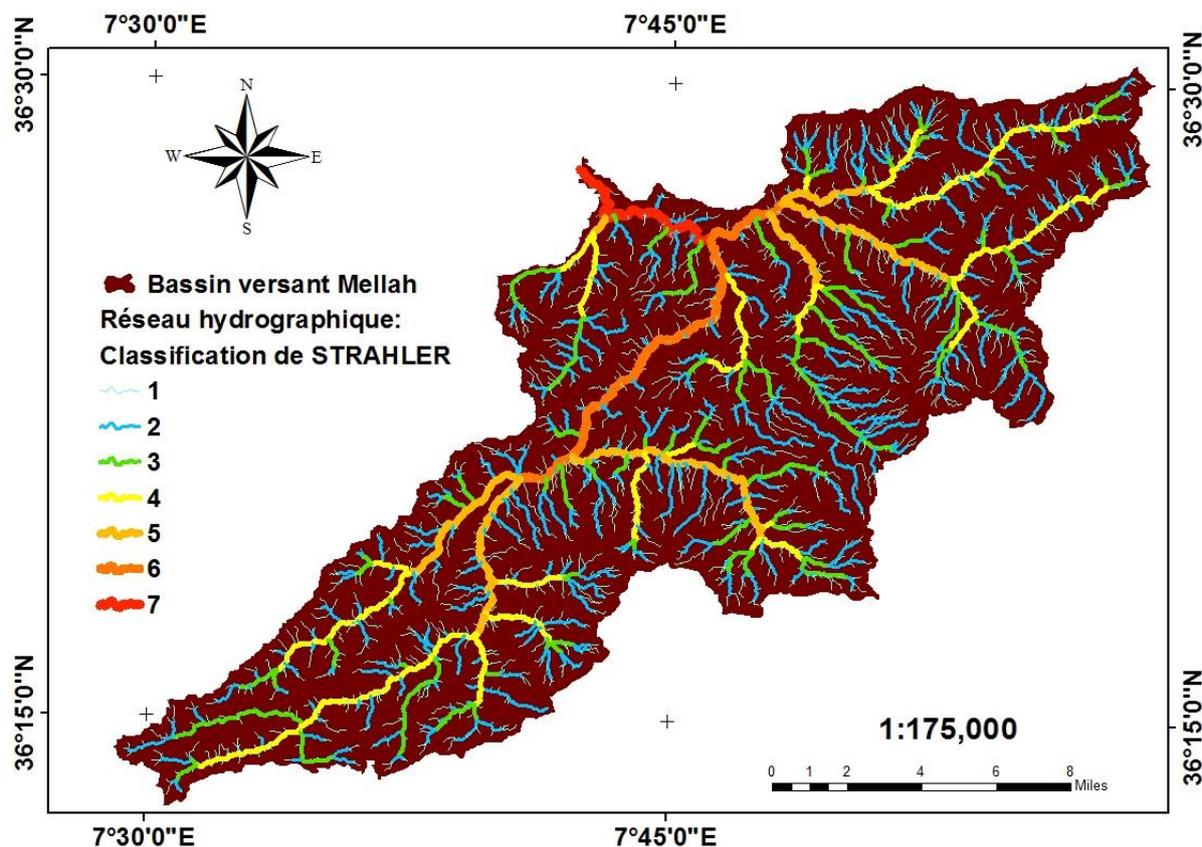


Figure III.19. Le réseau hydrographique du bassin versant d'oued Mellah.

Quatre oueds ont une longueur supérieure à 10 Km (fig.III.20) :

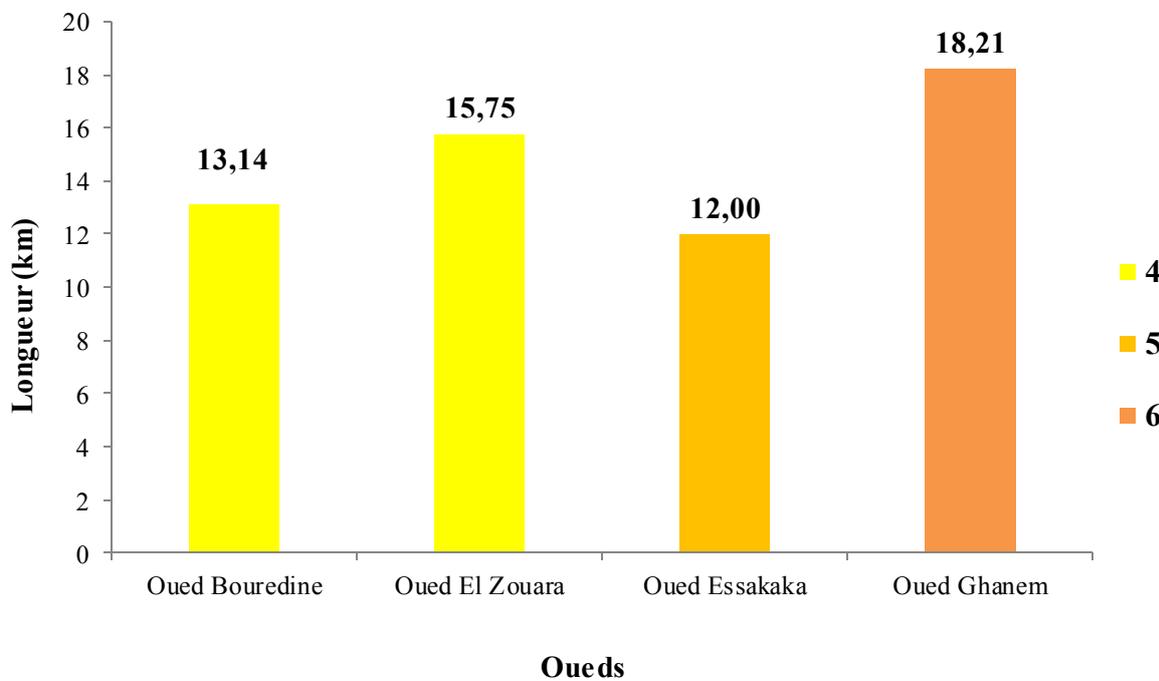


Figure III.20. Principaux affluents d'oued Mellah.

Tableau III.10. Classification des cours d'eau du bassin versant de Mellah.

L'ordre des cours d'eau	Nombre	Longueur moyenne
i	N_i	L_{i moy}(Km)
1	1 949	0.35
2	424	0.80
3	84	1.63
4	21	4.50
5	7	6.92
6	2	11.51
7	1	9.92
Σ	2 488	

III.7.2. Profil en long du cours d'eau principal

La longueur totale du thalweg principal d'oued Mellah est de 53 km (fig.III.21), qu'on peut diviser en quatre tronçons bien distincts de l'amont vers l'aval: Oued Ajoul qui prend naissance des montagnes du Ain Sandel et parcourt une longueur de 7 km entre les cotes 1119 et 901 m avec une pente élevée 2.08 %, il se raccorde à oued Sandal, pour former Oued Zouara (10 km) avec une très forte pente (10.24 %). Puis la pente diminue (1.59 %) au niveau d'Oued R'biba (12 km) et Oued Ghanem (15 km), la pente devient faible surtout au niveau de la ville de Bouchegouf (0.55 %).

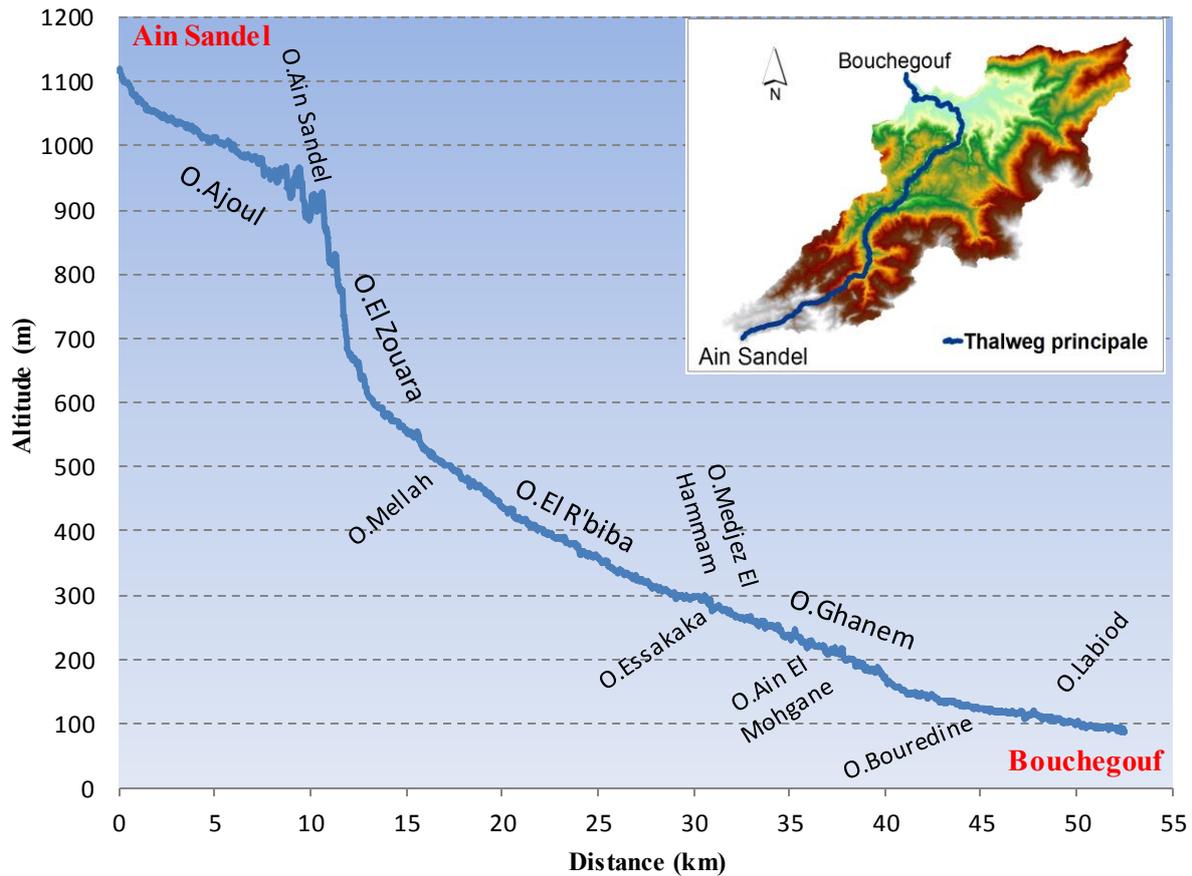


Figure III.21. Profil en long de l'Oued Mellah.

Le passage d'oued Sandal à oued Zaoura présente une rupture de pente très nette et importante indiquant vraisemblablement la présence de failles et/ou des changements de faciès géologiques passant de formations dures à d'autres moins dures ou tendres. La présence de falaises à ce niveau peut impliquer des écoulements torrentiels.

III.7.3. Pente moyenne du thalweg principal

Elle est définie par le rapport de la dénivelée (ΔH) à la longueur totale du cours d'eau principal (ΔL):

$$I_{\text{moy}} = \frac{\Delta H}{\Delta L} \quad \text{Eq. III.10}$$

Le calcul donne : $I_{\text{moy}} = 1.97 \%$

Avec $I_{\text{moy}} = 1.97 \%$, oued Mellah présente une pente forte.

On peut calculer la moyenne pondérée en tenant compte des quatre parties du profil (fig. III.22) dont les pentes sont assez différentes en les pondérant par la longueur de chaque partie:

$$I_{\text{moy}_i} = \frac{\Delta H_i}{\Delta L_i} \quad \text{Eq. III.11}$$

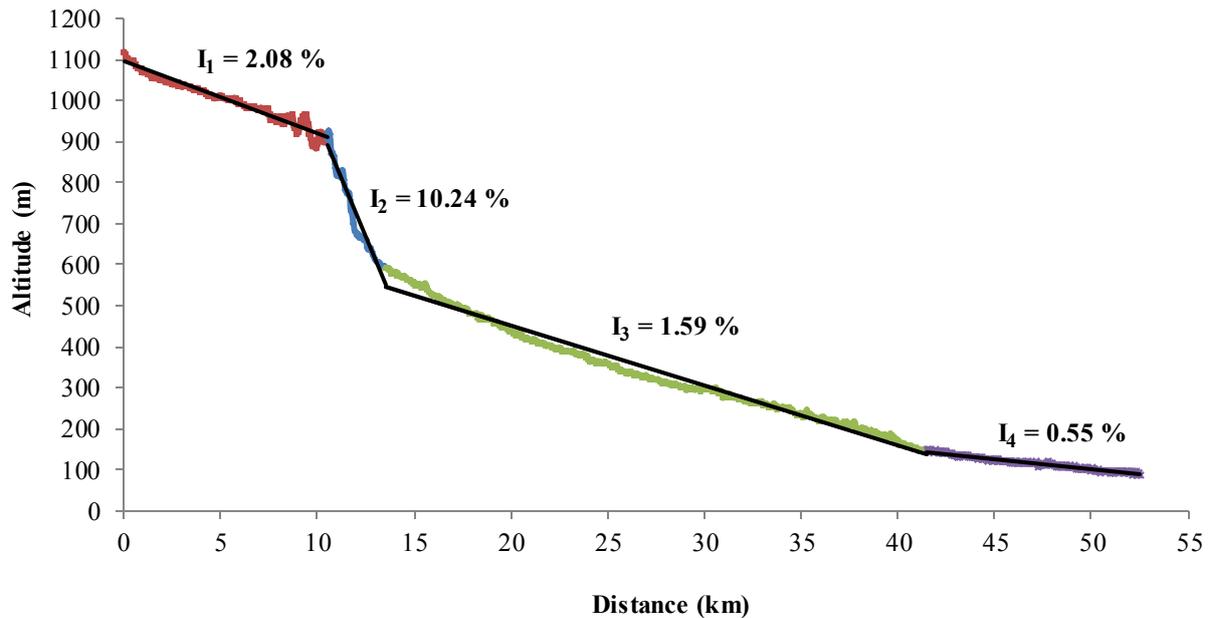


Figure III.22. Profil en long de l'Oued Mellah.

Donc la pente moyenne pondérée en tenant compte des quatre parties du profil (tab. III.11) est 3.62 %.

Tableau III.11. Pentés au niveau du cours d'eau principal de l'oued Mellah.

Profil i	Distance L_i (m)	Altitude H_i (m)	Pente partielle I_i (%)
1	[0 - 10490]	[1119 - 901]	2.08
2	[10490 - 13495]	[901 - 593]	10.24
3	[13495 - 41490]	[593 - 148]	1.59
4	[41490 - 52509]	[148 - 87]	0.55
I_{moy}			3.62

III.7.4. Densité de drainage

Parmi les mesures caractérisant le réseau hydrographique nous pouvons calculer la densité de drainage D_d , qui dépend des caractéristiques géologiques, topographiques et climatiques et elle s'exprime comme suit :

$$D_d = \frac{1}{A} \cdot \sum_{i=1}^m L_i \quad \text{Eq. III.12}$$

avec :

D_d : Densité de drainage (km/km^2),
 $\sum L_i$: Longueur totale de tous les cours d'eau (Km),
 A : Superficie du bassin versant (Km^2).

$$D_d = 2.40 \text{ km}/\text{km}^2$$

III.7.5. Fréquence des thalwegs d'ordre 1

C'est le rapport du nombre total de thalwegs d'ordre 1 à la surface du bassin versant :

$$F_1 = \frac{N_1}{A} \quad \text{Eq. III.13}$$

avec :

F_1 : Fréquence des thalwegs d'ordre 1 (km^{-2}),
 N_1 : Nombre total des cours d'eau d'ordre 1,
 A : Surface (km^2).

$$F_1 = 3.53 \text{ km}^{-2}$$

III.7.6. Fréquence des cours d'eau

Représente le nombre de cours d'eau par unité de surface

$$F_t = \frac{N_t}{A} \quad \text{Eq. III.14}$$

avec :

F_t : fréquence des cours d'eau (km^{-2}),
 N_t : nombre total des cours d'eau,
 A : la surface (km^2).

$$F_t = 4.50 \text{ km}^{-2}$$

III.7.7. Coefficient de torrentialité

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la Fréquence des thalwegs d'ordre 1 et de la densité de drainage.

$$C_t = D_d \cdot F_1 \quad \text{Eq. III.15}$$

avec :

C_t : Coefficient de torrentialité,
 D_d : Densité de drainage,
 F_1 : Fréquence des thalwegs d'ordre 1.

$$C_t = 8.46$$

III.7.8. Coefficient d'allongement

Il est donné par la relation suivante :

$$C_a = \frac{[2 \cdot (A \cdot \pi)^{1/2}]}{L_0} \quad \text{Eq. III.16}$$

$$L_0 = \frac{\sum L_m}{n} \quad \text{Eq. III.17}$$

avec :

C_a : Coefficient d'allongement,

A : Superficie du bassin versant (km²),
 L₀ : longueur moyenne des thalwegs au niveau de chaque Oued,
 n : nombre d'ordre,
 L_m : longueur moyenne des thalwegs de même ordre (km).

$$L_0 = 5.09 \text{ km}$$

$$C_a = 16.37$$

III.7.9. Rapport de confluence

Il est donné par la relation suivante :

$$R_c = \frac{N_n}{N_{n+1}} \quad \text{Eq. III.18}$$

avec :

R_c : Rapport de confluence,

N_n : Nombre de thalwegs d'ordre n,

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

Tableau III.12. Rapport de confluence.

Ordre des cours d'eau	Nombre	Rapport de confluence
i	N_i	R_c
1	1 949	4.60
2	424	5.05
3	84	4.00
4	21	3.00
5	7	3.50
6	2	2.00
7	1	/

$$R_c = 3.69$$

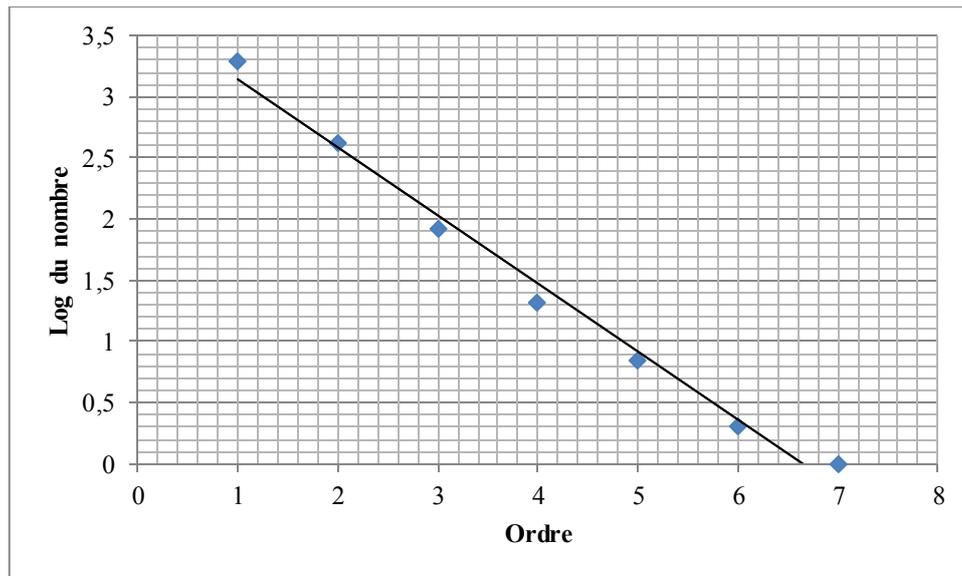


Figure III.23. Droite représentative du nombre de Thalwegs en fonction de l'ordre.

Le rapport R_{cm} calculé graphiquement à partir de la pente de la droite (fig. III.23) est égal à 3.94

III.7.10. Rapport des longueurs

Il est donné par la relation suivante :

$$R_1 = \frac{L_{n+1}}{L_n} \quad \text{Eq. III.19}$$

avec :

R_1 : Rapport de longueur,

L_n : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n (km),

L_{n+1} : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre $n+1$ (km).

Tableau III.13. Rapport des longueurs.

Ordre des cours d'eau	Longueur moyenne	Rapport de longueur
i	L_i moy(km)	R_1
1	0.35	/
2	0.80	2.30
3	1.63	2.05
4	4.50	2.76
5	6.92	1.54
6	11.51	1.66
7	9.92	0.86

$R_1 = 1.86$.

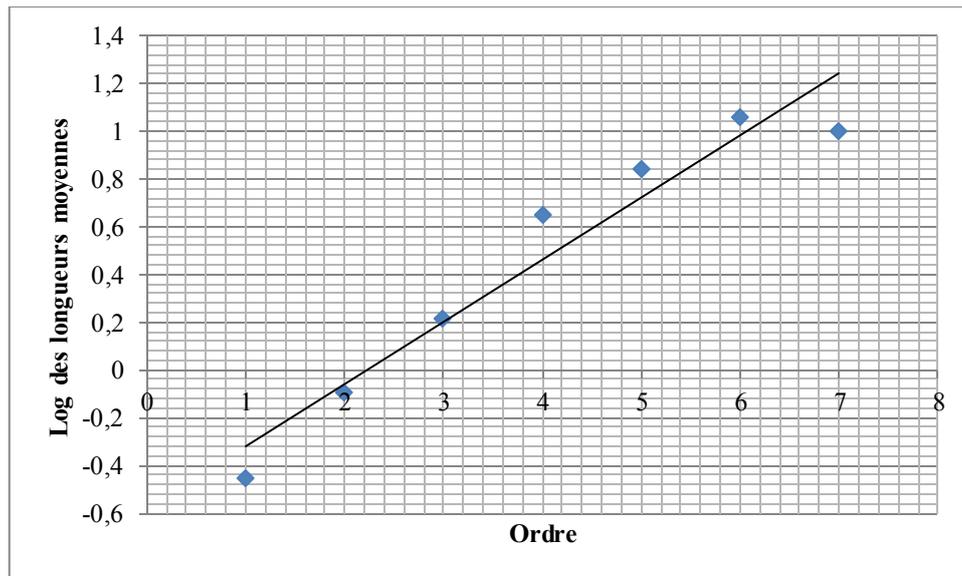


Figure III.24. Droite représentative des longueurs de Thalwegs en fonction de l'ordre.

Le rapport $R1_m$ qui est la pente de la droite est de 2.03.

III.7.11. Estimation du temps de concentration du bassin

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

La meilleure façon de déterminer le temps de concentration (T_c) est de mesurer, lors d'une crue, le temps qui sépare la fin de la pluie efficace et la fin du ruissellement, bien que ces instants ne soient pas très précis. En l'absence de mesure, il existe des formules empiriques, calées sur des bassins versants de façon régionale.

Les méthodes et les formules utilisées reflètent un caractère régional, traduit par des paramètres propres à la région dans laquelle sont développées ces formules. Normalement on donne la priorité à celle qui nous semble applicable, élaborées dans les conditions physico géographiques analogues à celles de la partie Nord de l'Algérie. L'estimation du temps de concentration est obtenue grâce à des formules empiriques suivantes :

- Formule de Pasini-Turraza

Le temps de concentration peut être estimé par la formule empirique de Pasini (1914). D'après Almeida et al. (2014), la formule de Passini appliquée aux données des bassins ruraux en Italie, Greppi (2005) a suggéré que l'équation de Pasini doit être appliquée aux bassins présentant une pente douce. Luino et al. (2009) ont utilisé une telle équation dans les études sur les inondations et affirment qu'elle a été publiée dans les travaux de Pasini (1914). On notera que le domaine de validité de cette formule pour des superficies supérieures à 40 km², s'applique principalement aux grands bassins ruraux (Azizian, 2018). Selon Ahattab (2016), la formule de Turraza, pour superficie supérieure à 500 km² est présentée par l'équation III.20 (tab.III.14).

- Formule de Ventura

La formule de Ventura (eq. III.21) (tab.III.14) est conseillée pour les grands bassins ruraux

de surface supérieure à 500 km² et appliquée pour les pentes faibles à moyennes (Mata-Lima et al., 2007; Ahattab, 2016).

- Formule de Kirpich-Tennessee

D'après Mailhot et al., (2016), il existe deux versions de l'équation de Kirpich. L'une a été développée pour les bassins-versants en Pennsylvanie et l'autre pour le Tennessee situés aux États-Unis (Mccuen et al., 1984), seul l'exposant de la variable I_p est différent entre les deux équations. Dans les deux cas, les équations ont été développées pour le calcul du temps de concentration sur de petits bassins-versants situés en milieu rural (Kirpich 1940). Bien que les deux équations soient semblables, l'utilisation de l'équation du Tennessee est plus courante et seule cette dernière sera décrite dans ce qui suit.

L'équation de Kirpich (Tennessee) (eq. III.22) (tab. III.14) se base sur des données provenant de six petits bassins-versants agricoles (0.0051 à 0.45 km²) ayant des pentes moyennes de 3 à 10 %. Selon Kirpich (1940), la méthode peut être appliquée pour des bassins-versants dont la superficie se situe entre 0,004 et 0.81 km². Fang et al. (2008) ont montré toutefois que l'équation de Kirpich (Tennessee) pouvait s'appliquer à des bassins-versants plus grands supérieures à 50 km² et qu'elle donnait des résultats similaires à d'autres méthodes développées pour de grands bassins-versants.

- Formule Espagnole

L'énoncé de la formule Espagnole est présenté dans le tableau III.14 (eq. III.23) (Ahattab, 2016).

- Formule de Giandotti

Cette formule a été approuvée en Afrique du Nord et paraît fournir une bonne valeur du temps de concentration pour les grands et moyens bassins, entre 400 et 10 000 km² (Iratni, 2014). Le temps de concentration est calculé comme suit :

$$T_c = \frac{a \sqrt{A} + b L_{th}}{c \sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \quad \text{Eq. III.24}$$

Avec : $a = 4$, $b = 1.5$ et $c = 0.8$ (pour les grands et moyens bassins d'Afrique du Nord).

Afin d'estimer le temps de concentration, la formule de Giandotti (Giandotti, 1934) développée pour les petits bassins versants agricoles du centre et du Nord de l'Italie (eq. III.25) (tab. III.14) est la plus couramment utilisée en Italie, (Sharifi et Hosseini, 2011; Del-Giudice et al., 2012).

- Formule de Van Te Chow (eq. III.26) (tab. III.14)

Chow (1962) a développé une équation pour estimer le temps de concentration T_c sur la base des données de 20 bassins ruraux aux États-Unis de l'Illinois, de l'Ohio, du Missouri, du Wisconsin, de l'Indiana, de l'Iowa et du Nebraska avec des aires de drainage allant de 0,012 à 18,5 km² et des pentes moyennes I_p de 0.0051 à 0.09 (Perdikaris et al., 2018).

- Formule de California Curverts practice

La formule de California Curverts Practice (CHPW) (Chow et al., 1988), (eq. III.27) (tab.

III.14) a été développée à partir de petits bassins montagneux californiens aux États-Unis (Vélez-Upegui et Gutiérrez, 2011).

- Formule de US Corps of Engineers

Développée par le Corps Engineers de l'armée US, la formule (eq. III.28) (tab. III.14) est ajustée aux données de 25 bassins ruraux aux USA, de superficie ($A \leq 12\ 000\ \text{km}^2$) (Almeida et al., 2014):

- Formule de SOGREAH-ANRH

Établie dans le cadre d'établissement des études méthodologiques sur l'hydrologie des retenues collinaires en Algérie, cette formule (eq. III.29) (tab. III.14) a été développée par Sogreah (Sogreah 1986/1989) sur demande de l'ANRH. Elle est vérifiée et recommandée pour les petits bassins versants de l'Algérie (Iratni, 2014).

- Formule de S.C.S

La formule de S.C.S (Soil Conservation Service) (Sandoval-Erazo, 2018), dont l'énoncé est présenté dans le tableau III.14 (eq. III.30).

- Formule de Basso

Cette formule a été élaborée en 1973 par Basso sur une base de données de bassins versants d'Amérique centrale (Otmane, 2015 ; Azizian, 2018) (eq. III.31) (tab. III.14).

- Formule de SOKOLOVSKY

Cette équation est mentionnée dans la recherche de Iratni (2014) (eq. III.32) (tab. III.14).

- Formule de BransbyWilliams

D'après Mailhot (2016), l'équation de Williams a été développée au cours des années 1920 pour des bassins versants situés en Inde (Williams, 1922). Selon Beran (1980), il est difficile d'appliquer cette équation ailleurs en raison des pluies très intenses qui caractérisent l'Inde. On peut penser que l'équation (eq. III.33) (tab. III.14) sous-estime les temps de concentration pour des régions où les pluies sont moins intenses. C'est d'ailleurs la conclusion de plusieurs études hydrologiques réalisées sur des bassins-versants agricoles du Québec et en Ontario. Ainsi, cette équation ne devrait pas être utilisée de façon générale, mais le demeure encore dans plusieurs pays. Li et Chibber (2008) limitent l'utilisation de l'équation de Williams à des bassins-versants ruraux de moins de $130\ \text{km}^2$ (Mata-Lima et al., 2007).

- Formule de Johnstone et Cross

L'équation de Johnstone et Cross (1949) (eq. III.34) (tab. III.14) a été élaborée pour estimer le temps de concentration dans les bassins versants de la rivière Scioto et Sandusky (bassin de l'Ohio) avec des superficies allant de $65\ \text{km}^2$ à $4206\ \text{km}^2$ (Johnstone et Cross, 1949 ; Gericke et Smithers, 2016).

- Formule de Sheridan

Selon Gericke et Smithers (2014), la méthode de Sheridan a été développée pour estimer le temps de concentration de neuf bassins-versants de plaine situés dans l'état de la Géorgie et de la Floride (U.S.A) dont la superficie variait de 2.6 à $334.4\ \text{km}^2$. D'un point de vue

géomorphologique, cette équation devrait être appliquée à des bassins-versants à relief modéré à faible (Sheridan, 1994). Il est intéressant de noter que cette équation (eq. III.35) (tab. III.14) n'utilise qu'une seule variable indépendante.

- Formule de Dooge

Développée par Dooge (1973), à partir de données de 10 bassins ruraux en Irlande de superficies comprises entre 145 et 948 km². Kobiyama et al. (2006), ont estimé le T_C d'un petit bassin versant urbain (4 km²) avec une équation empirique basée sur la géomorphologie (eq. III.36) (tab. III.14).

- Formule de Carter

La formule de Carter (1961) (eq. III.37) (tab. III.14) a été développée à partir de données d'un bassin urbain aux USA (superficie inférieure à 20.72 km²), (pente Ip inférieure à 0.005) et (longueur du thalweg inférieure à 11.27 km) (Mccuen et al., 1984 ; Sharifi et Hosseini, 2011).

- Formule de Temez

Temez (1978), a développé une équation pour estimer le temps de concentration des bassins naturels en Espagne (Temez, 2003; Vélez-Upegui et Gutiérrez, 2010 ; Sandoval-Erazo et al., 2018) (eq. III.38) (tab. III.14).

- Formule de Picking

Formule de Picking pour des bassins ruraux (Lança, 2000; Almeida et al., 2014) (eq. III.39) (tab. III.14).

- Formule de Pickering

Cette équation est mentionnée dans la recherche de Almeida et al., (2014) (eq. III.40) (tab. III.14).

- Formule de Espey

Le modèle d'Espey (Hotchkiss et Mccallum, 1995), a été développé pour estimer le temps de concentration de 11 bassins versants ruraux aux États-Unis (eq. III.41) (tab. III.14).

- Formule de Haktanir et Sezen

Haktanir et Sezen (1990) ont développé des distributions gamma et bêta à trois paramètres sous forme d'hydrogrammes unitaires synthétiques pour dix bassins versants en Anatolie, en Turquie. Des analyses de régression pour le débit de pointe et le temps de latence NRCS de dix hydrogrammes unitaires observés ont été effectuées pour développer les équations de régression. Les équations de régression résultantes sont : (eq. III.42) (Gericke et Smithers, 2014) :

$$T_l = 0.2685 L_{th}^{0.841} \quad \text{Eq. III.42}$$

$$T_l = 0.6 T_c \quad \text{Eq. III.43}$$

T_l: Temps de latence (heure),

T_c: Temps de concentration (heure),

L_{th}: Longueur du plus long thalweg (km).

T_C est calculé à partir du temps de latence basé sur la relation NRCS (eq. III.43). La méthode Haktanir et Sezen n'inclut que la longueur du cours d'eau comme paramètre d'entrée du bassin versant mais omet la pente moyenne. T_C est estimé à l'aide de l'équation de Haktanir Sezen (eq. III.44) (tab. III.14) pour les bassins versants dont les aires de drainage sont de 10 à 10 000 km² (Fang et al., 2008 ; Dhakal et al., 2013).

- Formule de Pilgrim et McDermott

Pilgrim et McDermott (1982) ont développé leur équation à partir de 96 bassins dans l'Est de la Nouvelle-Galles du Sud et suggèrent de l'utiliser pour les bassins de moins de 250 km² (Vélez-Upegui et Gutiérrez, 2011) (eq. III.45) (tab. III.14).

- Formule de USBR

L'équation a été proposée par l'USBR (1973) pour être utilisée comme une équation empirique standard pour estimer le temps de concentration T_C dans les bassins hydrologiques, en particulier les bassins de ponceaux basés sur la California Culvert Practice (CCP 1955), cité par LI et Chibber (2008). Cependant, il s'agit essentiellement d'une version modifiée de l'équation proposée par Kirpich (1940) et recommandée par Sanral (2013) pour une utilisation générale en Afrique du Sud pour estimer le T_C . Dans les bassins versants moyens à grands (50 km² à 35 000 km²) (Gericke et Smithers 2014, 2016) (eq. III.46) (tab. III.14)

- Formule de Clark

Cette équation est mentionnée dans la recherche de Sandoval-Erazo et al. (2018) (eq. III.47) (tab. III.14).

- Formule de Valencia y Zuluaga

Selon VélezUpegui et Gutiérrez (2011), Zuluaga et Valence (1981) obtiennent une expression du temps de concentration à Antioquia et la différencient ensuite en régions, les régions étant celles qui ressemblent le plus aux conditions de la zone tropicale andine, mais c'est une étude avec peu de stations qui produit des résultats très locaux (eq. III.48) (tab. III.14).

- Formule de Snyder

Cette équation est mentionnée dans la recherche de VélezUpegui et Gutiérrez (2011) (eq. III.49) (tab. III.14).

- Formule de Arizona DOT

Forme modifiée de la FAA, pour les bassins versants agricoles, il est à noter que la méthode Arizona DOT (1993) (eq. III.50) (tab. III.14) présente l'avantage que sa formulation originale peut être utilisée pour prédire le T_C sans entraîner d'erreurs significatives, cela implique que les bassins versants de la zone d'étude ont des caractéristiques similaires à celles des bassins versants utilisés pour calibrer la méthode Arizona DOT (Sharifi et Hosseini, 2011).

Tableau III.14. Modèles de calcul du temps de concentration.

Nom de l'équation	L'équation	Paramètres	N°
Pasini-Turraza	$T_c = 0.108 \frac{(A \cdot L_{th})^{1/3}}{I_p^{1/2}}$	T _c (heure), A (km ²), L _{th} (km), I _p (m/m).	Eq. III.20
Ventura	$T_c = 0.1272 \sqrt{\frac{A}{I_p}}$	T _c (heure), A (km ²), I _p (m/m).	Eq. III.21
Kirpich-Tennessee	$T_c = 0.0663 \frac{L_{th}^{0.77}}{I_p^{0.385}}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).	Eq. III.22
Espagnole	$T_c = 0.3 \left(\frac{L_{th}}{I_p^{0.25}} \right)^{0.77}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).	Eq. III.23
Giandotti	$T_c = \frac{4 \sqrt{A} + 1.5 L_{th}}{0.8 \sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$	T _c (heure), A (km ²), L _{th} (km), H _{moy} (m), H _{min} (m).	Eq. III.25
Van Te Chow	$T_c = 0.1602 \left(\frac{L_{th}}{\sqrt{I_p}} \right)^{0.64}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).	Eq. III.26
CaliforniaCurvets practice (CHPW)	$T_c = 0.95 \left(\frac{L_{th}^3}{H} \right)^{0.385}$	T _c (heure), L _{th} (km), H (m).	Eq. III.27
US Corps	$T_c = 0.191 \frac{L_{th}^{0.76}}{I_p^{0.19}}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).	Eq. III.28
Sogreah-ANRH	$T_c = 3 \left(\frac{A L_{th}}{(10 I_p)^{1.5}} \right)^{0.25}$	T _c (heure), L _{th} (km), A (km ²), I _p (%).	Eq. III.29
S.C.S	$T_c = 0.917 L_{th} \sqrt{I_p}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).	Eq. III.30
Basso	$T_c = 0.957 \frac{L_{th}^{1.115}}{H_{moy}^{0.385}}$	T _c (heure), L _{th} (km), H _{max} (m), H _{min} (m).	Eq. III.31
Sokolovsky	$T_c = 4 \left(\frac{(A L_{th})^{0.333}}{\sqrt{I_p}} \right)^{0.75}$	T _c (heure), A (km ²), L _{th} (km), I _p (m/km).	Eq. III.32
Bransby Williams	$T_c = 0.605 \frac{L_{th}}{I_p^{0.2} A^{0.1}}$	T _c (heure), A (km ²), L _{th} (km), I _p (m/m).	Eq. III.33
Johnstone et Cross	$T_c = 0.0543 \left(\frac{L_{th}}{I_p} \right)^{0.5}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).	Eq. III.34
Sheridan	$T_c = 2.2 L_{th}^{0.92}$	T _c (heure), L _{th} (km).	Eq. III.35

Dooge	$T_c = 0.365 \frac{A^{0.41}}{I_p^{0.17}}$	T _c (heure), A (km ²), I _p (m/m).	Eq. III.36
Carter	$T_c = 0.0977 \frac{L_{th}^{0.6}}{I_p^{0.3}}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).	Eq. III.37
Témez	$T_c = 0.3 \left(\frac{L_{th}}{I_p^{0.25}} \right)^{0.76}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).	Eq. III.38
Picking	$T_c = 0.088333 \frac{L_{th}^{0.667}}{I_p^{0.333}}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m)	Eq. III.39
Pickering	$T_c = \left(0.871 \frac{L_{th}^3}{H} \right)^{0.385}$	T _c (heure), L _{th} (km), H (m).	Eq. III.40
Espey	$T_c = 1.24 \left(\frac{L_{th}}{\sqrt{I_p}} \right)^{0.36}$	T _c (heure), L _{th} (mile), I _p (pied/mile)	Eq. III.41
Haktanir et Sezen	$T_c = 26.85 L_{th}^{0.841}$	T _c (min), L _{th} (km).	Eq. III.44
Pilgrim et Mac Dermott	$T_c = 0.76 A^{0.38}$	T _c (heure), A (km ²).	Eq. III.45
USBR	$T_c = \left(\frac{0.87 L_{th}^2}{1000 I_p} \right)^{0.385}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).	Eq. III.46
Clark	$T_c = 0.335 \left(\frac{A}{100 \sqrt{I_p}} \right)^{0.593}$	T _c (heure), A (km ²), I _p (m/m)	Eq. III.47
Valencia y Zuluaga	$T_c = 1.7694 \frac{A^{0.325}}{L_{th}^{0.096} I_p^{0.29}}$	T _c (heure), A (km ²), L _{th} (km), I _p (%).	Eq. III.48
Snyder	$T_c = 1.2 (L_{th} L_c)^{0.3}$	T _c (heure), L _{th} (mi), L _c (mi).	Eq. III.49
Arizona DOT	$T_c = 0.0097956 \frac{A^{0.1} (L_{th} L_c)^{0.25}}{I_p^{0.2}}$	T _c (heure), L _{th} (m), L _c (m), I _p (m/m).	Eq. III.50

T_c: Temps de concentration, A: Superficie du bassin versant, L_{th}: Longueur du plus long thalweg, L_c: Distance de la sortie au centre de gravité du bassin (≈ 12 km), I_p : Pente moyenne, H_{max} : Altitude maximale, H_{moy} : Altitude moyenne, H_{min} : Altitude minimale, H: Différence d'altitude entre les extrémités du cours d'eau principal.

Comme dans les cas précédents, la même équation peut prendre différentes formes selon les conventions et le système d'unités. De plus la définition de la variable I_p peut porter à confusion. Il existe deux méthodes pour calculer cette variable. La première consiste à calculer le quotient entre la différence d'altitude entre le point le plus haut du bassin versant et le point à l'exutoire et la longueur du thalweg principal (la variable I_p est défini comme la pente du canal). La deuxième méthode consiste à considérer l'indice de pente du bassin versant, sur le fait que la pente du bassin versant est généralement plus élevée que la pente du parcours de l'eau.

La plupart de ces formules ont la particularité de ne faire intervenir que les caractéristiques topographiques du bassin. Les résultats obtenus sont présentés au tableau III.15.

Remarque: Il est compliqué de trouver le domaine de validité des formules du temps de concentrations, d'autant plus que selon les littératures, pour une même formule, les domaines de validité varient.

Tableau III.15. Valeurs de temps de concentration.

Nom de formule	Temps de concentration T_c (heures)
Formule de Sheridan	84.87
Formule de Pasini-Turraza	21.81
Formule de Ventura	19.59
Formule de SOGREA-H-ANRH	16.07
Formule de Sokolovsky	16.03
Formule de Bransby Williams	14.40
Formule Espagnole	13.16
Formule de Haktanir et Sezen	12.62
Formule de Témez	12.52
Formule de Clark	11.02
Formule de Dooge	9.21
Formule de Giandotti	9.18
Formule de Pilgrim et McDermott	8.37
Formule de US Corps of Engineers	7.97
Formule de Basso	7.79
Formule de S.C.S	7.42
Formule de Valencia y Zuluaga	7.36
Formule de Van Te Chow	6.77
Formule de Snyder	6.26
Formule de Arizona DOT	6.07
Formule de California Curvets practice	6.01
Formule de Pickering	6.00
Formule de USBR	6.00
Formule de Kirpich-Tennessee	5.99
Formule de Picking	4.36
Formule de Carter	3.27
Formule de Johnstone et Cross	2.59
Formule de Espey	1.83
Moyenne	8.64

Quant aux équations proposées par Sheridan qui surévaluent la valeur du temps de concentration, on considère ici que cela est dû à l'étendue de la zone pour laquelle ce temps a été estimé, qui est loin de la gamme proposée par les auteurs (tab. III.15). Le rôle déterminant que joue le temps de concentration d'un bassin dans la transformation 'pluie-débit', et son

utilisation directe dans beaucoup de formules a poussé à proposer parmi le nombre important des formules, celles qui à notre avis, donnent un temps de concentration acceptable (fig. III.25).

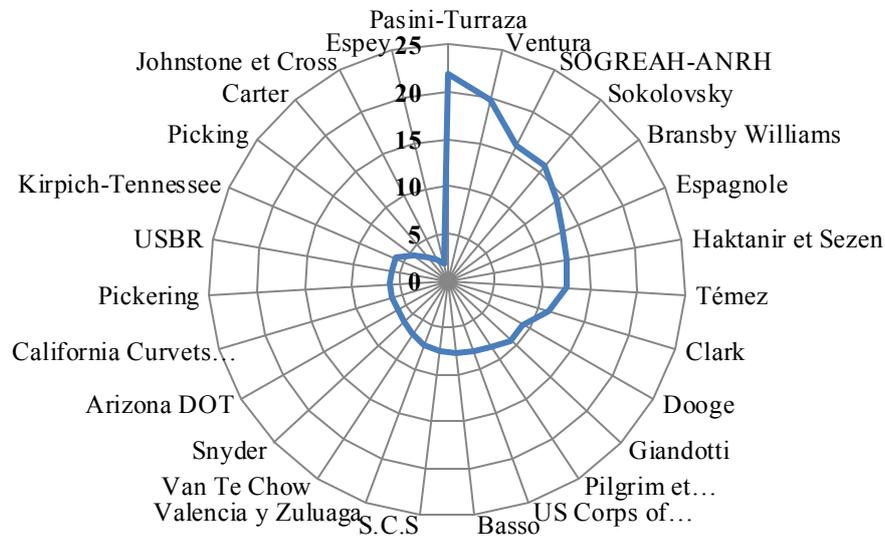


Figure III.25. Valeurs de temps de concentration.

Les 19 méthodes simplifiées peuvent être utilisées pour estimer le temps de concentration sur le petit bassin versant Mellah. Chaque méthode convient à des conditions distinctes de type de sol, de pentes, de superficies de bassins versants. Par conséquent, si une valeur moyenne de toutes les équations proposées est calculée à l'exception de celles qui donnent des valeurs supérieures à 15 heures et inférieures à 5 heures, une valeur moyenne de 8.64 heures est obtenue pour le temps de concentration.

Le temps de concentration du bassin versant a été estimé à environ 8 h, à partir de différentes formules. On remarque que les formulations choisies sont valides plutôt pour des bassins versants de grandes tailles.

III.8. Conclusion

L'étude du milieu physique ou morphométrique permet souvent de voir l'influence de quelques paramètres hydromorphométriques qui interviennent de façon combinée pour commander les modalités de l'écoulement. Ces paramètres sont résumés dans le tableau suivant :

Tableau III.16. Caractéristiques morphométriques et hydrographiques du bassin d'oued Mellah.

Caractéristiques	Indices	Unité	Chiffres
Superficie	A	km ²	552.38
Périmètre	P	km	166.04
Indice de compacité de Gravelius	K _c	-	1.99
Longueur du rectangle équivalent	L _r	km	76.44
Largeur du rectangle équivalent	l _r	km	7.23

Longueur du thalweg principal	L_{th}	km	53.00
Longueur moyenne des thalwegs	L_0	km	5.09
Altitude minimale	H_{min}	m	85.00
Altitude maximale	H_{max}	m	1320.00
Altitude moyenne	H_{moy}	m	642.72
Altitude médiane	H_{med}	m	610.00
Dénivelée	D	m	908.90
Dénivelée spécifique	D_s	m	279.47
Indice de pente de Roche	I_{pR}	-	0.12
Indice de pente global	I_{pg}	-	0.012
Indice de pente moyenne	I_{pm}	-	0.02
Indice de pente moyenne du thalweg principal	I_{moy}	%	3.62
Densité de drainage	D_d	km/km ²	2.40
Fréquence des thalwegs d'ordre 1	F_1	km ²	3.53
Fréquence des cours d'eau	F_t	km ²	4.50
Coefficient de torrentialité	C_t	-	8.46
Coefficient d'allongement	C_a	-	16.37
Temps de concentration	T_C	heure	8.64

Chapitre IV

Etude hydro-climatologique

IV.1. Introduction

En Plus des facteurs morphologiques, géologiques et géographiques, les conditions climatiques d'un bassin versant jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau.

Le climat, c'est l'ensemble des phénomènes météorologiques (des variables de surface comme la température, les précipitations et l'humidité de l'air ...etc.) qui caractérisent l'état de l'atmosphère dans une zone précise et durant une période donnée. C'est une présentation synthétique du comportement de l'atmosphère au-dessus d'une région donnée, qui s'appuie sur des statistiques à long terme.

Le climat est influencé par une série de paramètres, dont la circulation atmosphérique, l'énergie solaire reçue par la surface terrestre : la latitude, la chaleur du soleil étant plus forte sous les tropiques et près de l'équateur, que vers les pôles et le relief.

Les pluies, qui constituent la source principale de la ressource en eau, permettent d'expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique dans sa conception la plus large. Les cours d'eau sont fondamentalement issus des précipitations, mais le débit en un point et à un moment donné est une combinaison du débit amont, des ruissellements superficiels et hypodermiques ainsi que de la contribution éventuelle des nappes phréatiques. Le climat, la géologie, la topographie, la nature des sols et de la végétation vont influencer le parcours de l'eau, de sorte qu'il est peu probable que deux oueds aient le même hydrogramme pour la même averse (ou le même hyétogramme).

L'objectif de ce travail est d'étudier et d'analyser les différents facteurs hydrologiques et climatiques du bassin versant d'oued Mellah. A l'échelle temporaire sur une période d'observation plus ou moins longue (plus de 30 ans). Parmi ces facteurs, on distingue : les précipitations surtout la pluviométrie, la température et l'évapotranspiration à travers lesquelles on peut définir le type de climat du bassin versant et établir un bilan Hydrologique. A l'aide des indices et des diagrammes climatiques, une synthèse hydro-climatologique de la zone étudiée sera établie.

IV.2. Présentation des stations

Pour caractériser le climat de la zone d'étude, on s'est basé sur 3 stations pluviométriques (Mechroha, Hammam N'bail et Bouchegouf), comportant de longues séries de données s'étalant de 1968/1969 à 2011/2012 soit 44 ans.

Les données de base journalières pluviométriques et hydrométriques utilisées dans cette étude ont été recueillies auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH). Elles concernent trois stations pluviométriques : Mechroha (140502), Hammam N'bail (140503) (Photo. IV.1 et IV.2) et Bouchegouf (140505) et une seule station hydrométrique : Bouchegouf (140501) couvrant la période 1968/1969 - 2011/2012 (tab. IV.1).

Les données journalières de températures et de l'humidité relative ont été déterminées à partir des ré-analyses produites par la "National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)" et "The National Center for Environmental Prediction (NCEP)". Elles concernent deux stations : Guelma et Souk-Ahras, couvrant la période 1972/1973-2013/2014 (tab. IV.2).

Le réseau météorologique de la région d'étude est lâche et les pluviomètres ne sont pas bien répartis (figure. IV.1) avec des enregistrements discontinus sur le long terme. Les stations ont été sélectionnées selon la durée et la qualité des enregistrements ainsi que le nombre de

paramètre météorologique qu'elles peuvent fournir (température, précipitations, humidité, durée d'insolation, etc.). Le bassin hydrographique Mellah est équipé d'un réseau pluviométrique de 3 postes géré par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (fig. IV.1). Ce sous équipement est encore aggravé par une forte disparité géographique du réseau, en effet la partie Nord Est du bassin amont d'oued el Meza et oued Bouredine zone des grandes altitudes (hautes plaines), la plus arrosée est paradoxalement la plus dépourvue en postes pluviométriques.

Tableau IV.1. Caractéristiques des stations pluviométriques et hydrométriques du bassin versant d'Oued Mellah (ANRH).

Spécification	Stations pluviométriques			Station hydrométrique
	Mechroha	Hammam N'bail	Bouchegouf	Bouchegouf
Nom station				
Code station	140502	140503	140505	140501
Latitude N	36°21	36°19	36°28	36°28
Longitude E	7°50	7°38	7°44	7°44
Altitude (m)	750	460	110	110
Lacunes (%)	10	8	3	5
Période d'enregistrement	1968/1969 - 2011/2012			

Tableau IV.2. Caractéristiques des stations climatiques du bassin d'oued Mellah.

Spécification	Stations climatiques	
	Guelma	Souk-Ahras
Nom station		
Latitude N	36°27	36°15
Longitude E	7°28	7°52
Altitude (m)	314	626
Lacunes (%)	16	
Période d'enregistrement	1972/1973 - 2013/2014	

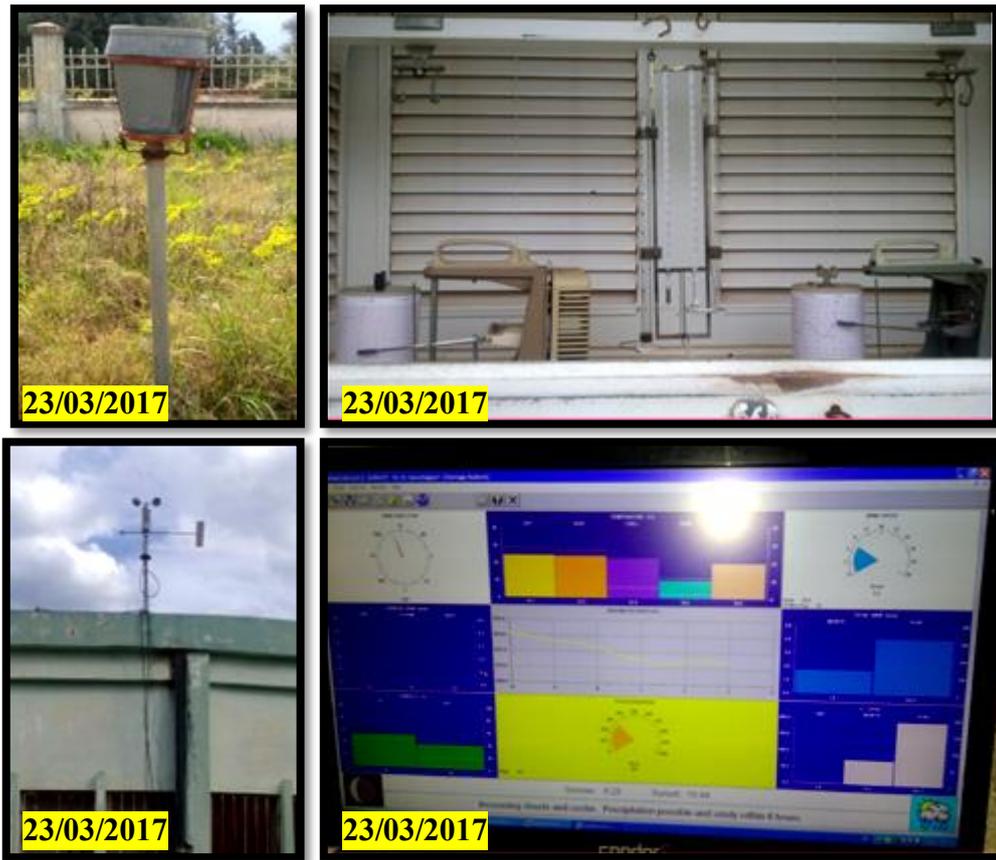


Photos IV.1. Station pluviométrique Hammam N'baïl (140503).



Photos IV.2. Station pluviométrique Bouchegouf (140505).

Théoriquement n'importe quel récipient pourrait être utilisé comme un pluviomètre, mais parfois dans des cas extrêmes telles qu'une pluie exceptionnelle tombée, une défaillance de l'appareil (seau renversé par le vent, ou percé ... etc.), traduisent généralement l'absence de données. Toutefois pour permettre des observations précises et surtout comparables entre elles, il est indispensable d'utiliser des pluviomètres "normalisés".



Photos IV.3. Station météorologique de Guelma.

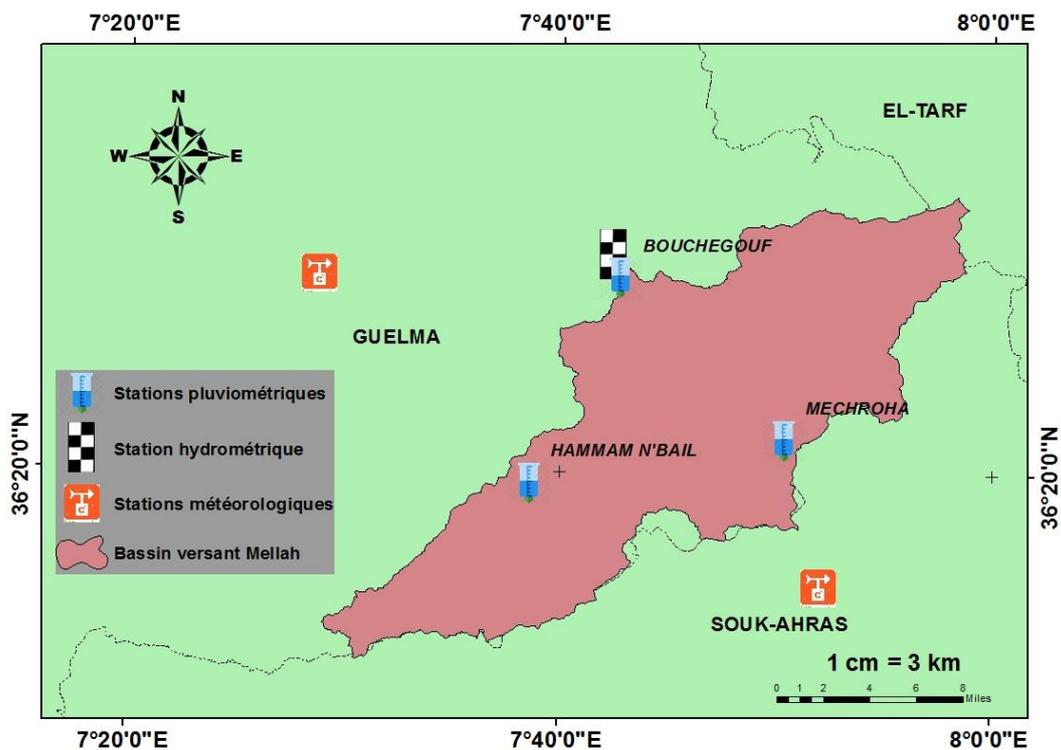


Figure IV.1. Localisation des stations pluviométrique, hydrométrique et météorologique dans la région du bassin d'oued Mellah et utilisées dans l'étude.

IV.3. Traitement des données

L'étude du climat nécessite des séries d'observations longues. Malheureusement, nous ne disposons pas toujours de séries de données complètes ni continues (fig. IV.2). Certaines stations pluviométriques retenues, comportent des lacunes que nous avons reconstituées. On peut estimer les données manquantes ou erronées d'une station à partir des valeurs provenant des stations voisines soumises aux mêmes conditions climatiques et situées dans la même zone géographique. Le comblement de lacune des données pluviométriques est réalisé en se basant sur les données d'autres stations qui présentent une corrélation optimale pour une même période. Le graphe de la figure IV.2 illustre le pourcentage des lacunes de données pour l'ensemble des stations hydrométriques et météorologiques utilisées.

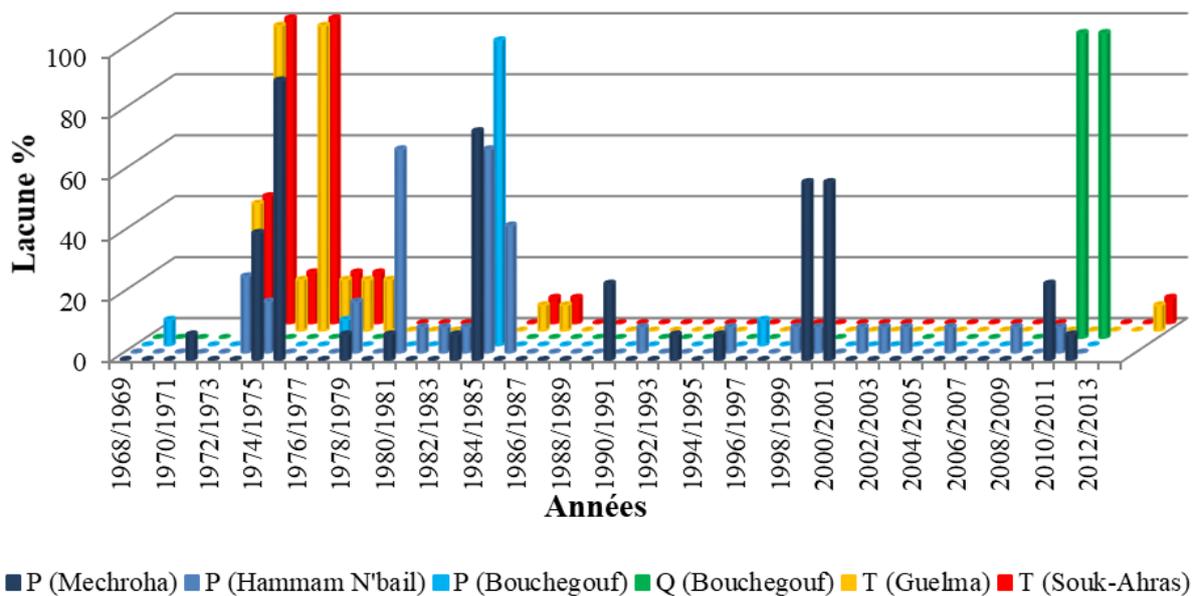


Figure IV.2. Pourcentage des lacunes de données pour l'ensemble des stations pluviométriques, hydrométriques et météorologiques, pendant la période 1968/1969-2013/2014. (P) Précipitations, (Q) Débit et (T) Température.

Un bref aperçu sur la figure synoptique des données d'observations météorologiques manquantes, nous permet de constater d'une part l'hétérogénéité générale des séries allant généralement du début des années 70 jusqu'à 1990 et de séries récentes, en partie postérieures à 2001/2002 (disponibilité de données pluviométriques). Les deux décennies 1970-1990 se caractérisent par un vide relatif, les quelques données disponibles étant discontinues (fig. IV.2). Les lacunes dans les séries d'observations seront comblées par corrélation linéaire mais l'extension de ces dernières ne sera pas tentée pour des raisons de fiabilité. Devant le manque d'informations concernant le bassin étudié et les séries de mesure disponibles très limitées dans le temps, la tâche s'annonce très onéreuse.

Ainsi 5 stations pluviométriques ont été rajoutées afin de combler les données manquantes au niveau des stations du bassin Mellah. Ce sont les stations d'Ain Seynour, de Cheikh Abdellah, de Guelma, de Ain Berda et d'El Kerma (tableau IV.3), et qui n'ont pas été incluses dans l'analyse des données de l'ensemble de la région d'étude.

Tableau IV.3. Caractéristiques des stations pluviométriques.

Nom station	Code station	Élévation (m)	Période d'enregistrement
Ain Seynour	120103	830	1968/1969 - 2007/2008
Cheikh Abdellah	120113	700	1974/1975 - 2011/2012
Guelma	140412	280	1972/1973 - 2012/2013
Ain Berda	140606	73	1972/1973 - 2011/2012
El kerma	140609	14	1967/1968 - 2011/2012

La critique du réseau pluviométrique se fait à partir de la méthode de doubles cumuls, elle permet de détecter des anomalies systématiques pouvant dériver d'erreurs ou une non-stationnarité (Bois, 1991). La figure IV.3 présente les cumuls des précipitations mensuelles de 3 stations pluviométriques utilisées dans les calculs qui suivent. La méthode graphique permet de détecter les éventuelles irrégularités dans les relevés d'une station. Elle consiste à tracer les valeurs cumulées mesurées par un pluviographe, en fonction de celles mesurées par le totalisateur associé. La présence de points d'inflexion sur la courbe des doubles cumuls va alors mettre en évidence les périodes de non adéquation (Romieux, 2011). Nous procédons à la comparaison des deux postes voisins appartenant à la même zone suivant un critère de pluviométrie en traçant les graphiques de doubles cumuls de leurs précipitations. Les sommes cumulées des totaux de précipitations de deux postes ainsi définis suivent une loi linéaire autour de la première bissectrice. Ainsi, une anomalie dans la série de mesure d'une des deux stations entraînera une modification de la pente de cette droite les trois stations appartiennent à la même zone homogène, ces changements très légers de pente correspondront uniquement aux dérives de mesure dues à des modifications de l'environnement ou à des erreurs de mesure.

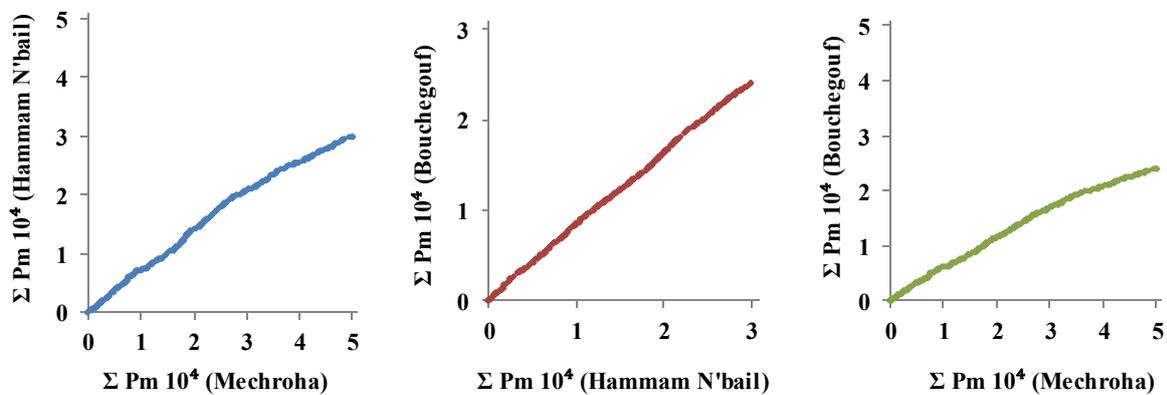


Figure IV.3. Double cumuls des pluies mensuelles des stations au niveau du bassin de Mellah.

Au vue de l'importance de la mise à jour de la période d'enregistrement par rapport aux études précédentes, l'acquisition des données s'est faite au niveau de plusieurs sources, afin de choisir la période la plus longue, qui soit dépourvue le plus possible de données manquantes pour toutes les stations météorologiques. Les données de la station appartenant à l'aéroport d'Annaba ont été utilisées pour compléter les données manquantes pour les stations de Guelma et Souk-Ahras (fig. IV.4).

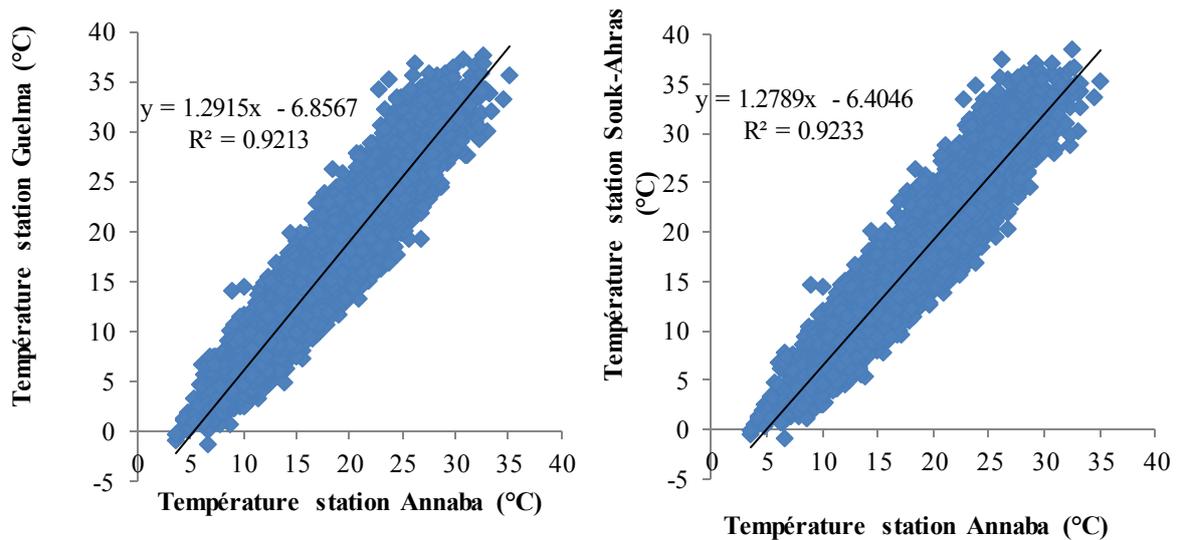


Figure IV.4. Corrélation entre les données journalières de la station d'Annaba et les stations de Guelma et Souk-Ahras de 1972/1973 à 2013/2014.

Pour les données de débit, nous avons pu obtenir aussi bien les données des hauteurs d'eau mesurées à la station de Bouchegouf que celles des débits journaliers correspondants pour la période 1968/1969 à 2009/2010. A partir de 2009/2010 jusqu'à 2011/2012 nous n'avons pu avoir que les hauteurs d'eau, aussi, pour la détermination des débits nous étions amenés à tracer une courbe de tarage à partir des données relatives à 2003/2004 - 2009/2010 (figure IV.5).

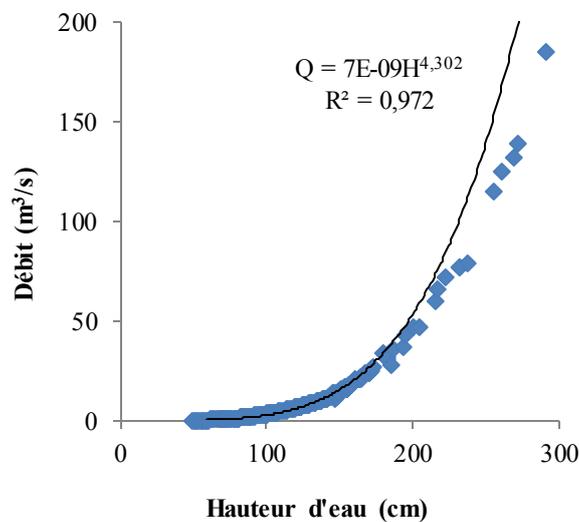


Figure IV.5. Courbe de tarage de la station de Bouchegouf (oued Mellah) (2003/04-2009/10).

IV.4. Etude des précipitations

On englobe sous le terme de précipitations, toutes les eaux météoriques, qui tombent à la surface de la terre, tant sous forme liquide (pluie) que solide (neige, grêle, grésil). La hauteur des précipitations qui atteignent le sol pendant une période donnée est définie comme l'épaisseur que celles-ci couvriraient sur un plan horizontal. Dans le Système Universel, cette hauteur de précipitations est exprimée en millimètres (mm) et dixièmes de millimètre. D'autre part.

Les précipitations d'une région sont intimement liées au climat. Les précipitations varient dans le temps et dans l'espace, des régions sont plus arrosées que d'autres et des mois sont plus pluvieux que d'autres. D'une manière générale, les précipitations, surtout liquides, qui constituent le facteur essentiel interviennent par :

- leur hauteur totale annuelle qui détermine l'abondance d'écoulement,
- leur répartition mensuelle et saisonnière qui influence directement les régimes hydrologiques,
- leurs totaux journaliers générateurs de crues.

L'analyse des pluies est basée sur les relevés pluviométriques effectués dans un certain nombre de stations sur une surface topographique donnée. Elle est basée sur l'hypothèse que la pluie tombée à une station est représentative de celle tombée tout autour de cette station sur une étendue plus ou moins large selon la densité du réseau que l'on appelle zone d'influence du pluviomètre (Touaibia, 2004).

En effet, les précipitations qui sont de loin les plus importantes agissent directement dans l'alimentation pluviale de l'écoulement de l'oued Mellah. Le volume d'informations pluviométriques recueillies dans le bassin versant de Mellah est constitué de trois stations, réparties d'une façon plus ou moins uniforme comportant de longues séries de données s'étalant de 1968/1969 à 2011/2012. Ces séries ont l'intérêt de permettre la confrontation avec l'écoulement correspondant afin d'estimer la lame d'eau moyenne tombée sur les bassins. Les stations sont situées à l'intérieur des bassins. Le nombre de stations à l'intérieur est faible en comparaison avec la superficie globale du bassin. Ce sous équipement est encore aggravé par une forte disparité géographique du réseau, certaines parties montagneuses du bassin (Nord-Est du bassin par exemple) sont dépourvues de postes pluviométriques. Bien que les données soient limitées, il est possible de comprendre l'étendue de la variance des précipitations sur le système hydrographique.

IV.4.1. Etude des précipitations annuelles

La variation interannuelle des précipitations (fig. IV.6), met en évidence une importante irrégularité d'une année à une autre pour les postes (Mechroha, Hammam N'bail et Bouchegouf) répartis sur l'ensemble du terrain d'étude et présentant des pluviosités sensiblement différentes.

En effet, nous observons une année exceptionnelle ayant touché les stations de Mechroha en 2011/2012 avec 2151 mm, Hammam N'bail en 2003/2004 avec 1146 mm et Bouchegouf en 2002/2003 avec 884 mm. Le minimum est enregistré en 1987/1988 avec 299 mm à la station de Mechroha, en 1982/1983 avec 286 mm à Hammam N'bail et il est de 279 mm enregistré en 1973/1974 au niveau de Bouchegouf.

La moyenne interannuelle des précipitations observées à la station de Mechroha (1139 mm) est plus élevée que celle de Hammam N'bail (683 mm) et Bouchegouf (548 mm). Il faut voir là, l'influence importante de l'altitude de la station de Mechroha (750 m) plus élevée que celle de Hammam N'bail (460 m) et Bouchegouf (110 m).

Le coefficient d'irrégularité du régime des précipitations annuelles exprimé par le rapport du module de l'année la plus humide P_{max} sur celui de l'année la plus sèche P_{min} , est de 7.20 à la station humide de Mechroha, 4 et 3 aux stations plus sèches de Hammam N'bail et Bouchegouf. Ceci traduit une irrégularité aussi bien spatiale que temporelle du

régime pluviométrique dans le bassin de l'oued Mellah. L'influence du relief serait la cause essentielle.

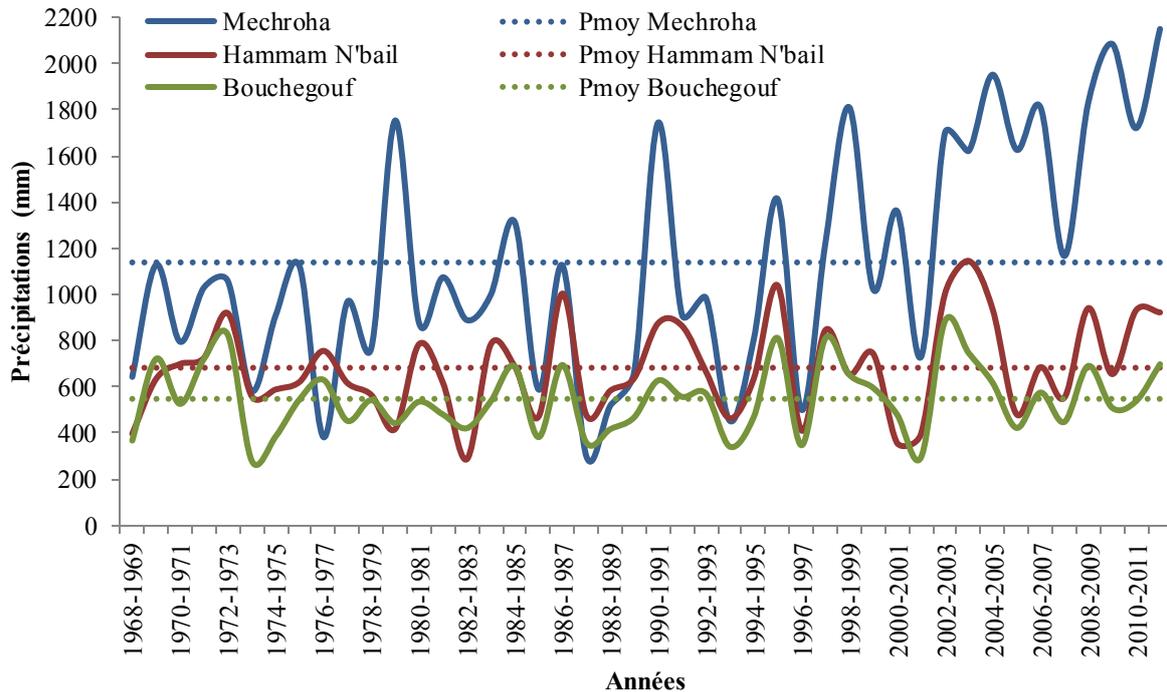


Figure IV.6. Variations interannuelles des précipitations aux stations de Mechroha, de Hammam N'baïl et de Bouchegouf.

Sur les 44 ans (1968/1969 - 2011/2012), les années déficitaires où les hauteurs de pluie inférieures à la moyenne ont été observées entre 1970 et 1980 dans les trois stations, par contre les années excédentaires où des hauteurs de pluie sont supérieures à la moyenne sont signalées plutôt à partir de 1990. La période 2002 à 2012 est caractérisée par des pluies importantes particulièrement à la station de Mechroha (fig. IV.7).

L'utilisation de la moyenne mobile à 5 ans (une méthode de filtrage), permet de mieux cerner la chronologie des totaux de pluie annuelle dans le temps. D'après Molugaram (2017), la méthode de la moyenne mobile consiste à éliminer les fluctuations à court terme. Une moyenne mobile est définie comme une moyenne d'un nombre fixe d'éléments dans la série chronologique qui se déplacent à travers la série en supprimant les éléments supérieurs du groupe moyen précédent et en ajoutant le suivant dans chaque moyenne successive. En utilisant des moyennes mobiles pour estimer la tendance, nous devons décider quel devrait être l'ordre des moyennes mobiles. Dans le cas où l'ordre des moyennes mobiles est donné dans le problème lui-même, alors nous utiliserons cet ordre pour calculer la moyenne mobile. L'ordre des moyennes mobiles peut être impair ou pair. Ces moyennes mobiles sont appelées valeurs de tendance. Le choix de la période de moyenne mobile nécessite une grande attention. Si une période inappropriée est sélectionnée, une image fidèle de la tendance ne peut pas être obtenue, si la moyenne mobile est un nombre impair de valeurs, il n'y a aucun problème à le centrer, car le total mobile sur 5 ans en moyenne doit être centré en plus de la 3^{ème} année. La moyenne mobile est très affectée par des valeurs extrêmes. Les moyennes mobiles ont la propriété de réduire la quantité de variation présente dans les données. Dans le cas des séries chronologiques, cette propriété est utilisée pour éliminer les fluctuations, et le processus est appelé lissage des séries chronologiques (fig. III.7).

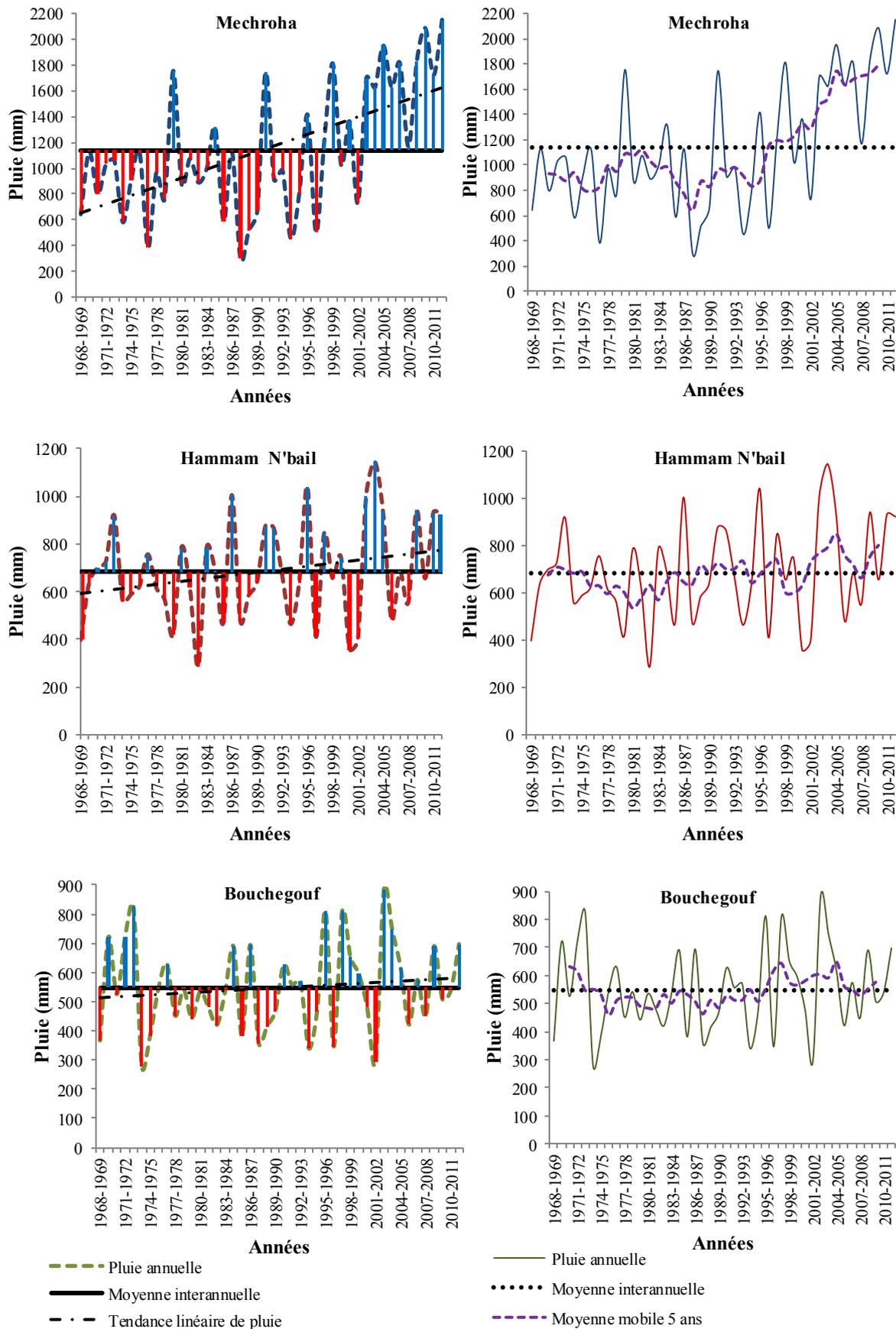


Figure IV.7. Evolution annuelle des précipitations aux stations du bassin d'oued Mellah (1968/1969 - 2011/2012).

IV.4.2. Etude des précipitations mensuelles

Les valeurs moyennes mensuelles des précipitations à la station de Mechroha, Hammam N'baïl et Bouchegouf, sont présentées dans le tableau IV.4.

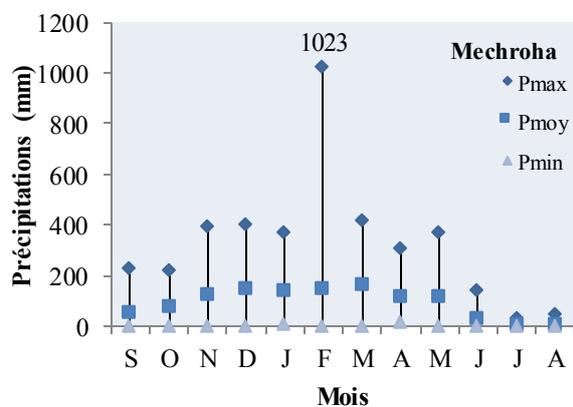
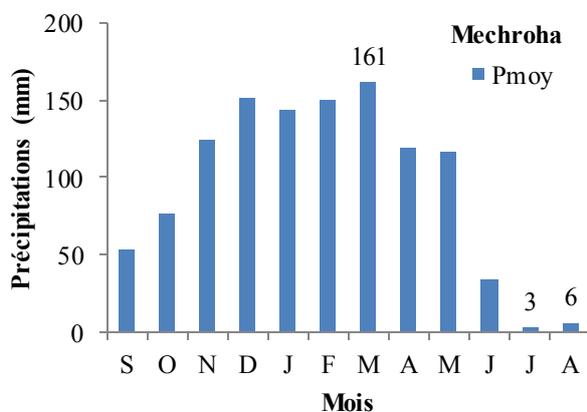
Le graphe (fig. IV.8), montre que la variation des précipitations mensuelles moyennes varie d'une station à l'autre avec le maximum au mois de "Mars" (161 mm) (le mois le plus pluvieux) à Mechroha, au mois de "Décembre" (103 mm) à Hammam N'baïl et au mois de "Janvier" (75 mm) à Bouchegouf.

Le mois le plus sec au trois stations est "Juillet". Il a été constaté que, contrairement au reste des mois, les précipitations moyennes en "Août" et "Juillet" (les mois les plus secs) à Bouchegouf sont supérieures à celles de Mechroha et Hammam N'baïl.

Les précipitations mensuelles minimales sont généralement nulles et apparaissent en Juin, Juillet et Août, alors que les valeurs les plus élevées se présentent en Février (2011/12), Décembre (2003/04) et Mars (1972/73) respectivement à Mechroha, Hammam N'baïl et Bouchegouf.

Tableau IV.4. Valeurs moyennes, minimales et maximales mensuelles des précipitations dans les stations du bassin d'oued Mellah (1968/69 - 2011/12).

Stations	Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	
P (mm)	Mechroha	moy	53	76	124	151	143	150	161	120	116	34	3	6
		max	226	216	393	403	371	1023	417	309	371	142	35	49
		min	0	0	0	0	9	0	0	12	0	0	0	0
	Hammam N'baïl	moy	34	57	65	103	97	83	88	75	49	17	3	11
		max	127	240	190	391	293	271	329	201	226	126	28	62
		min	0	0	0	0	9	0	17	0	0	0	0	0
	Bouchegouf	moy	40	48	53	73	75	61	69	58	43	14	4	11
		max	225	172	144	172	226	201	232	177	224	99	31	54
		min	0	0	0	5	4	2	3	4	1	0	0	0



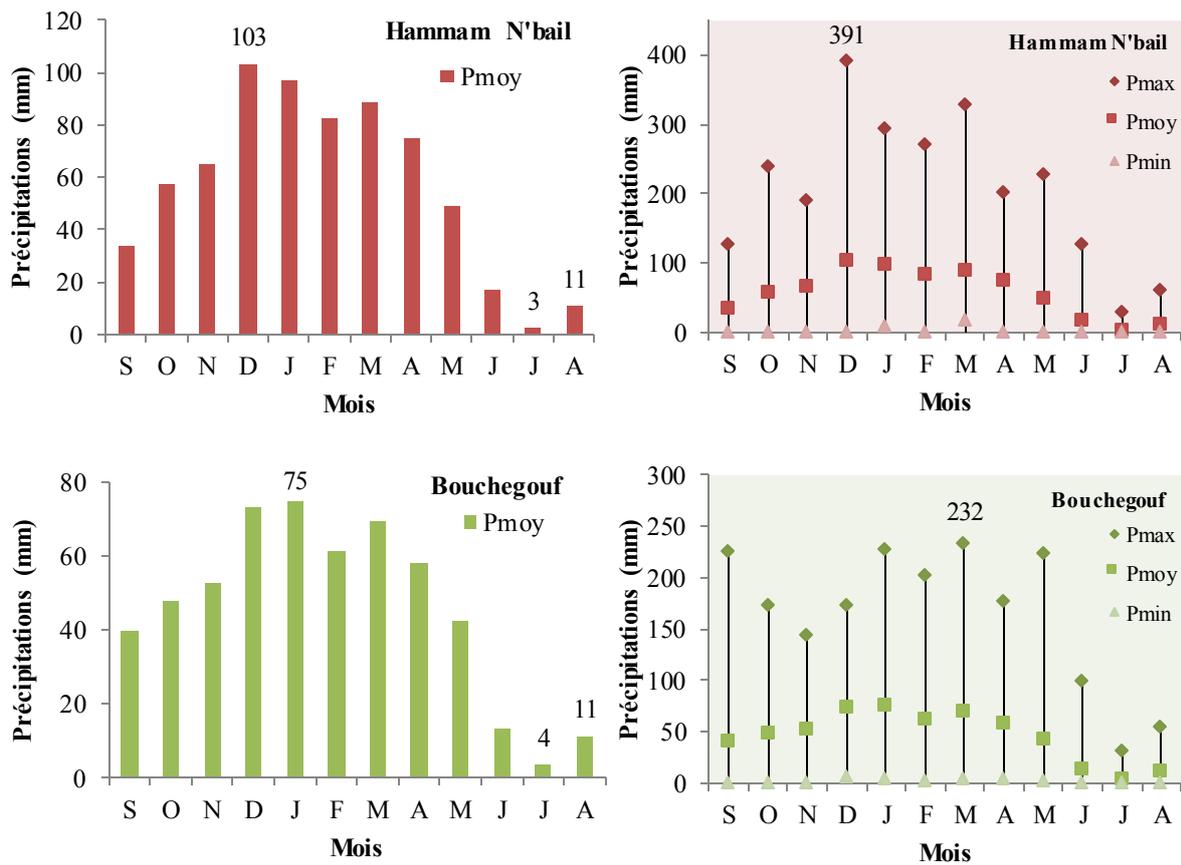


Figure IV.8. Variation des précipitations mensuelles, minimales, maximales et moyennes aux stations du bassin d'oued Mellah (1968/69 - 2011/12).

IV.4.3. Etude des précipitations saisonnières

L'étude de la variabilité saisonnière est indispensable, pour voir si la baisse où la hausse de la pluviométrie est spécifique à une saison particulière ou à plusieurs saisons. La distribution saisonnière des précipitations (fig. IV.9) montre, que l'Eté correspond à la saison la plus sèche. L'ensemble de l'Hiver et du Printemps forme une saison humide où s'effectueraient la plus grande partie des écoulements.

Tableau IV.5. Répartition des précipitations saisonnières.

Mois		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Saisons		Automne			Hiver			Printemps			Eté		
P (mm)	Mechroha	253			445			398			43		
	Hammam N'bail	157			283			213			30		
	Bouchegouf	140			209			170			29		

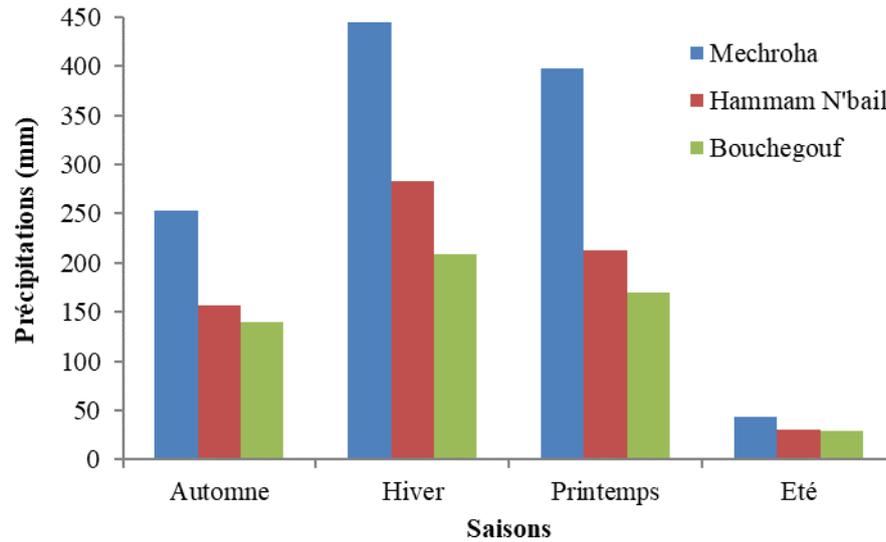


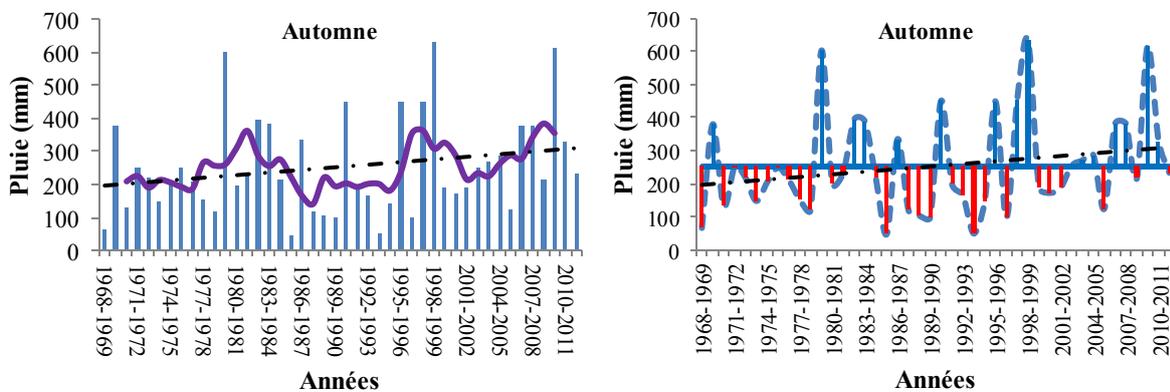
Figure IV.9. Variations saisonnières des précipitations aux stations du bassin d'oued Mellah (1968/1969 - 2011/2012).

La variabilité saisonnière correspond aux fluctuations à l'intérieur de la saison. Il s'agit des occurrences de phases sèches ou de réduction des précipitations et de phases humides durant la saison des pluies (fig. IV.10, 11 et 12).

La moyenne mobile à 5 ans calculée sur les valeurs moyennes est utilisée pour réduire la variabilité interannuelle et permet de visualiser la chronologie des totaux de pluie ou de l'écoulement saisonniers dans le temps.

C'est une méthode qui permet de lisser les valeurs pluviométriques et de donner une valeur moyenne toutes les 5 années. Cette méthode permet d'atténuer les contrastes entre les pluies élevées et les plus faibles pluies et de connaître les périodes déficitaires et excédentaires.

La figure IV.10 montre une tendance vers des périodes excédentaires ceci est plus évident au Printemps et en Eté qu'en Automne et en Hiver à Mechroha, l'existence des périodes déficitaires (1968-2001) précèdent des périodes excédentaires (2002-2011).



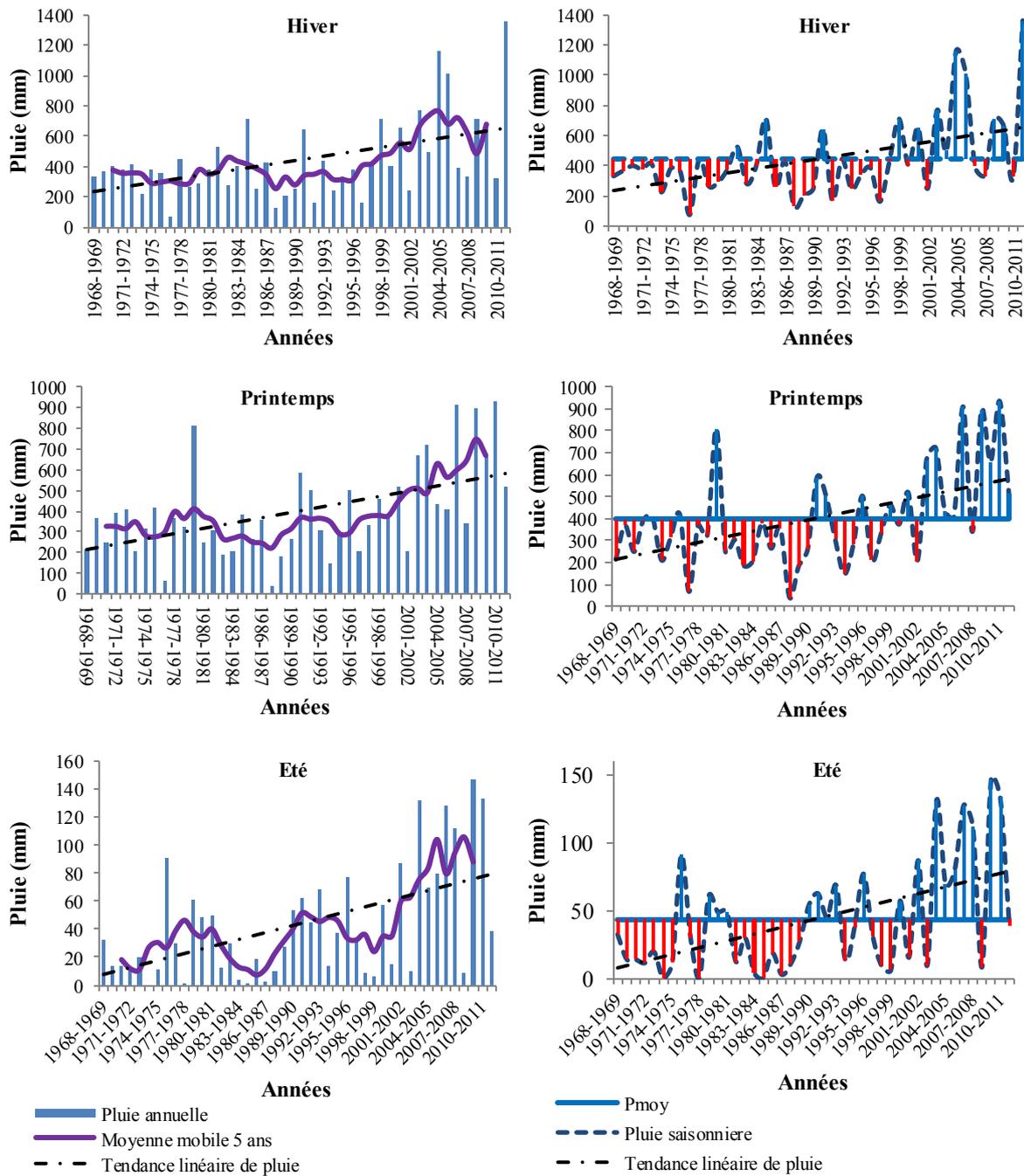


Figure IV.10. Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles à Mechroha.

L'évolution des totaux saisonniers à la station Hammam N'baïl et Bouchegouf est représentée sur la figure IV.11 et IV.12. Pour l'Automne, l'Hiver et le Printemps, la fluctuation autour de la moyenne des totaux de pluie ne présente pas une tendance apparente (pas de tendance vers la hausse ou la baisse). Par contre, les totaux estivaux sont en nette hausse dès le début des années 2000.

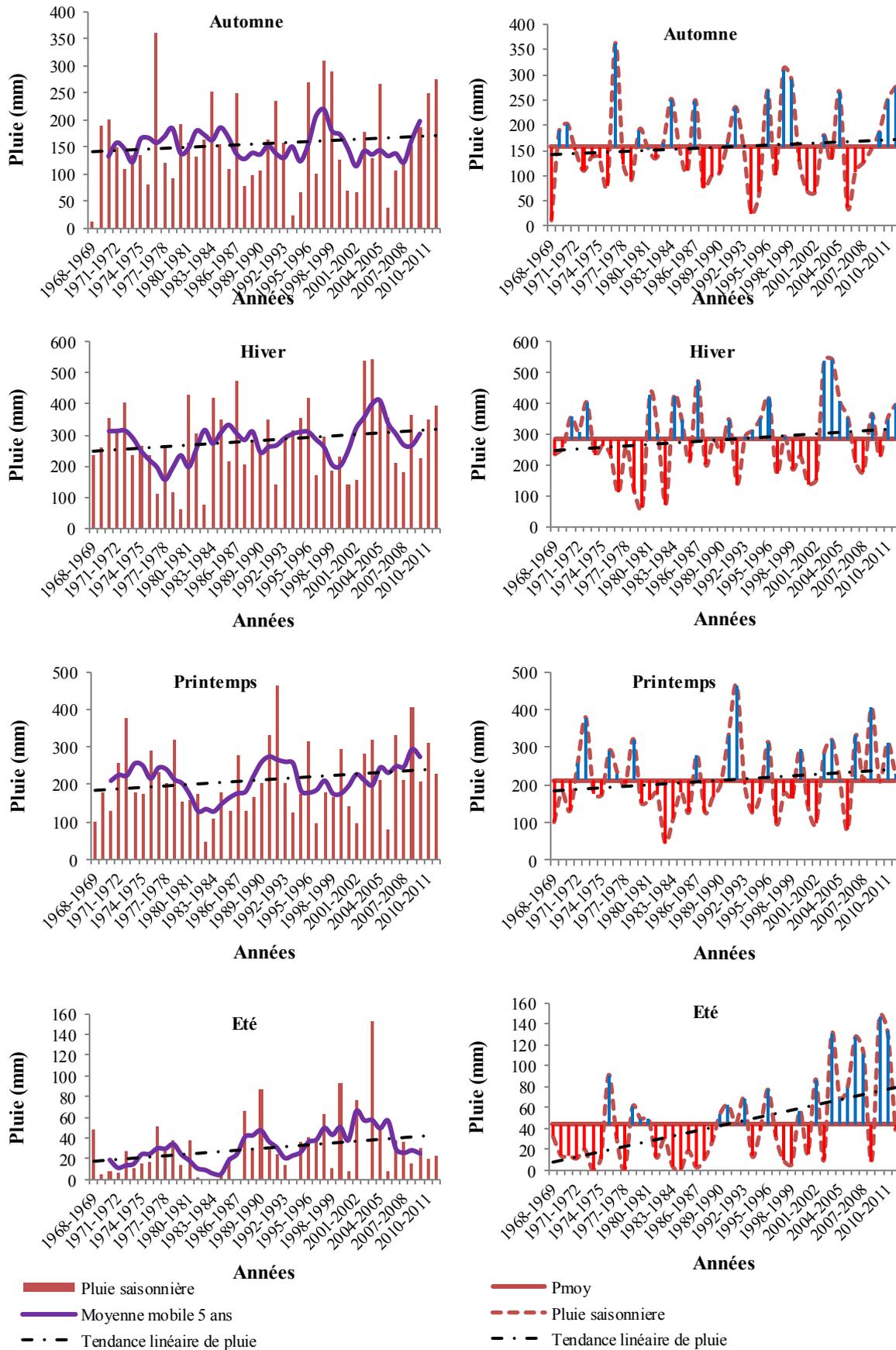


Figure IV.11. Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles à Hammam N'baïl.

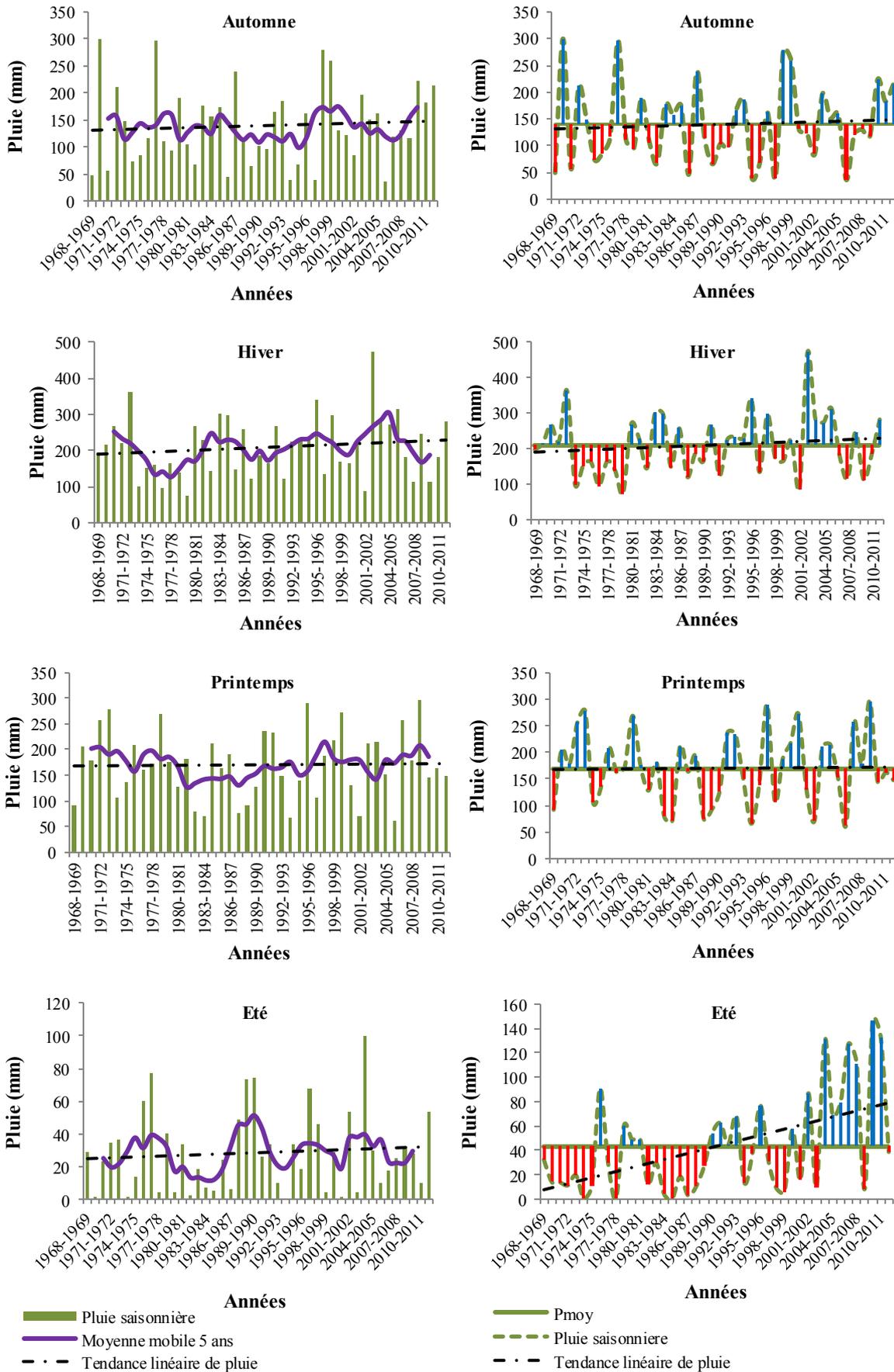


Figure IV.12. Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles à Bouchegouf.

IV.4.4. Etude des précipitations journalières

La variation des précipitations moyennes journalières s'effectue en dents de scie indice d'irrégularité prononcée. Les jours les plus pluvieux sont enregistrés à partir de la mi-October jusqu'au début de Mai caractérisant les saisons d'Hiver et de Printemps. La pluviométrie est très faible à nulle en été.(Fig. IV.13).

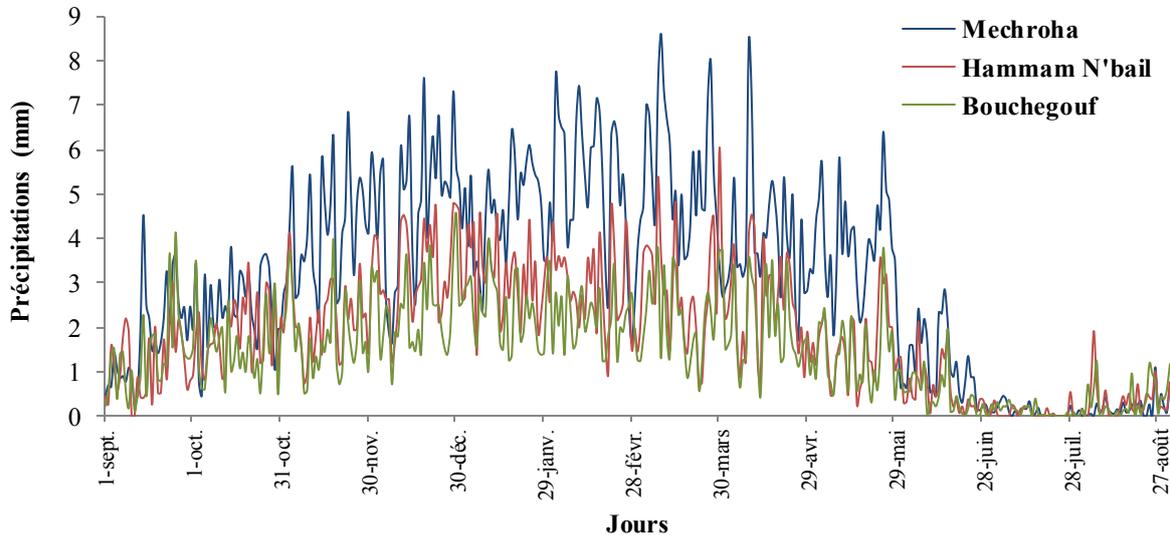


Figure IV.13. Variation des précipitations moyennes journalières aux stations du bassin d'oued Mellah (1968/1969 - 2011/2012).

IV.4.5. Etude des précipitations Moyennes dans le bassin versant d'oued Mellah

En général, la répartition géographique de l'intensité des précipitations n'est pas homogène. C'est pour cette raison qu'on installe un réseau de pluviomètres assez dense pour mesurer les précipitations avec une précision élevée. Là se pose le problème de l'évaluation des précipitations représentatives, connaissant les mesures fournies par des pluviomètres installés dans le bassin. Lorsque les précipitations sont relativement uniformes et que les mesures sont représentatives, la moyenne arithmétique de plusieurs valeurs peut fournir une estimation satisfaisante de la quantité de pluie moyenne d'une région. Toutefois, les effets d'un terrain accidenté et la variation spatiale naturelle des précipitations nécessitent l'utilisation de solutions appropriées. La détermination des précipitations moyennes représentatives de l'ensemble du bassin versant peut-être calculée par diverses méthodes. Les plus utilisées sont celle des polygones de Thiessen et des isohyètes.

IV.4.5.1. Moyenne arithmétique

Si la topographie n'est pas trop accidentée et si la répartition des postes est suffisamment homogène sur le bassin, on pourra appliquer une simple moyenne arithmétique des observations faites à tous les postes pour une période déterminée (L'hote, 1993).

Elle est donnée par la relation :

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^N P_i}{N} \quad \text{Eq. IV.1}$$

P_m : Précipitations moyennes annuelles sur le bassin (mm).

P_i : Précipitations moyennes annuelles au niveau de chaque station (mm).

N : Nombre de stations d'observation.

IV.4.5.2. Méthode des polygones de Thiessen

Cette méthode est supérieure au calcul simple de la moyenne, car elle fait l'ajustement dans le cas de la distribution non-uniforme des pluviométries (c'est le cas de notre bassin versant "Mellah", voir figure IV.6), en pondérant chacune des valeurs observées. La méthode est la suivante, on situe les stations sur une carte et on les réunit par des lignes droites. On trace des bissectrices à ces droites, de façon à former un polygone autour de chaque station (L'hote 1993). La pluie moyenne peut être calculée de la manière suivante :

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^N A_i \cdot P_i}{A} \quad \text{Eq. IV.2}$$

P_m : précipitations moyennes sur le bassin (mm),

P_i : Précipitations enregistrées à la station i (mm),

A : Aire totale du bassin (km²),

A_i : Superficie d'influence du polygone associée à la station i (km²),

N : Nombre de stations d'observation.

Pour appliquer cette méthode de Thiessen, nous avons utilisé une fonctionnalité d'ArcGis 10.3. Nous avons pris le fichier Excel contenant les coordonnées des 3 stations pluviométriques. Nous avons ensuite superposé la couche de notre sous bassin versant avec celle des polygones de Thiessen afin d'obtenir les tracés des polygones sur notre sous bassin versant (fig. IV.14). Nous utilisons ensuite la fonctionnalité d'ArcGis 10.3 permettant de calculer la surface de chaque polygone. Il suffit ensuite de calculer un pourcentage par rapport à la surface totale.

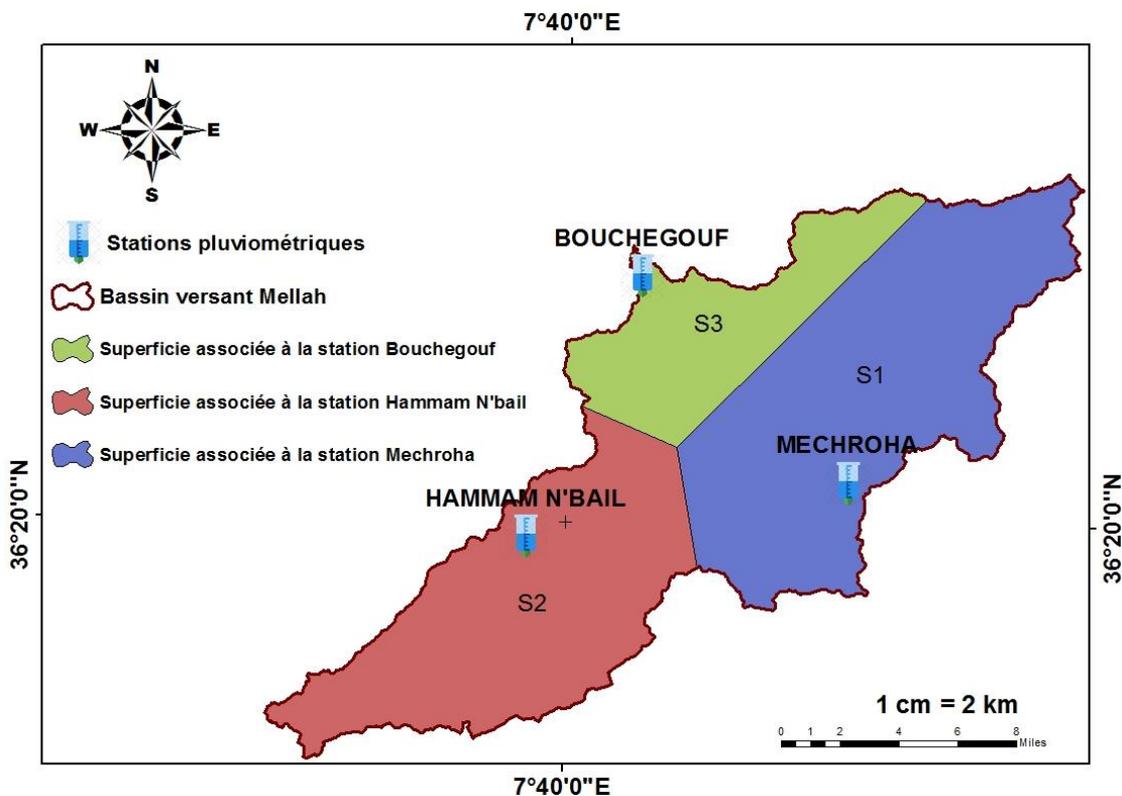


Figure IV.14. Présentation des superficies partielles des stations pluviométriques.

IV.4.5.3. Méthode des isohyètes

Une méthode rigoureuse pour calculer la moyenne des pluies à partir de l'ensemble des mesures ponctuelles obtenues à plusieurs stations pluviométriques sur le bassin ou à proximité est fondée sur l'utilisation des isohyètes.

On indique sur une carte les accumulations des précipitations durant une période. On trace sur la carte les isohyètes ou lignes de quantité égale de pluie, de façon à ce qu'elles coïncident avec les données inscrites en tenant compte de l'influence de la topographie et autres renseignements disponibles à l'analyste.

Lorsque les courbes isohyètes sont tracées, la pluie moyenne peut être calculée de la manière suivante :

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^N A_i \cdot P_i}{A} \quad \text{Eq. IV.3}$$

avec :

P_m : Précipitations moyennes sur le bassin (mm),

P_i : Moyenne des hauteurs h de précipitations entre deux isohyètes i et $i+1$ (mm),

A_i : Surface entre deux isohyètes i et $i+1$ (km²),

A : Aire totale du bassin (km²),

N : Nombre totale des isohyètes.

La carte pluviométrique (fig. IV.15), établie à partir des séries chronologiques couvrant la période 1968/1969-2011/2012 fait bien ressortir les traits essentiels de la répartition des précipitations dans la région d'étude.

Cette méthode possède l'avantage de prendre en considération la distribution géographique des stations mais malheureusement la détermination des isohyètes sur la carte du bassin d'oued Mellah s'avère un problème à cause du nombre limité de stations pluviométriques disponibles.

Les données des précipitations annuelles enregistrées au niveau des trois stations ainsi que la valeur moyenne calculée sur le bassin versant durant la période 1968/1969 -2011/2012 sont données dans le tableau IV.6.

Tableau IV.6. Comparaison des hauteurs de pluies moyennes annuelles des différentes méthodes (1968/1969 - 2011/2012).

Code station	140502	140503	140505			
Nom station	Mechroha	Hammam N'bail	Boucheouf	Thiessen	Isohyète	Moyenne arithmétique
Surface partielle (km ²)	249.64	200.97	101.77			
P_m (mm)	1139	683	548	862	873	790

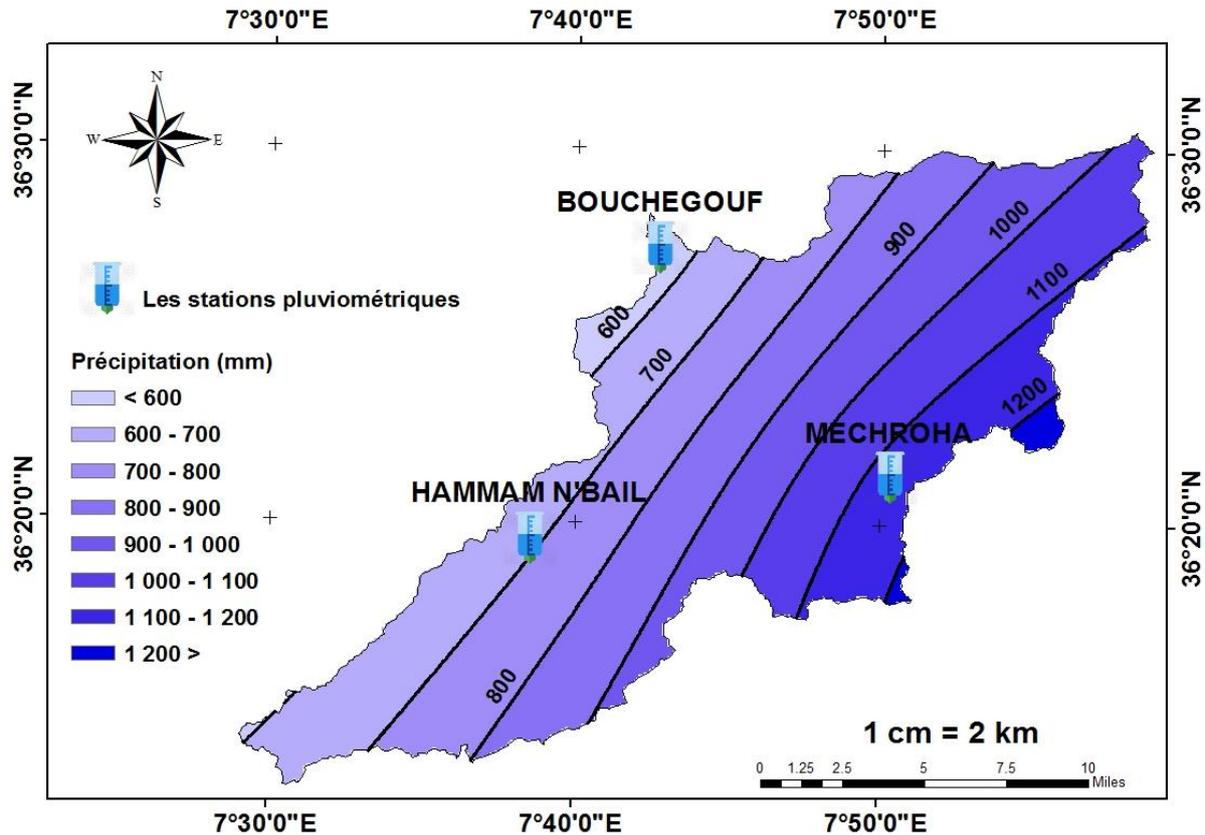


Figure IV.15. Carte en isohyètes du bassin versant Mellah (1968/69 -2011/12).

L'influence des précipitations à la station de Mechroha conditionne en quelque sorte la répartition des isohyètes dans le bassin ce qui nous donne une moyenne de précipitations importante du bassin versant soit (862) mm pour Thiessen, et (873) mm.

Afin d'avoir une meilleure approximation, nous choisissons d'utiliser la méthode des polygones de Thiessen. Cette méthode de régionalisation est assez pratique et simple et adéquate dans l'étude de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations. Cependant, la faible densité des pluviomètres au niveau de notre bassin versant rend l'utilisation de cette méthode très délicate.

IV.4.5.4. Etude des précipitations annuelles moyennes

L'étude plus ou moins précise des variations spatiales des précipitations annuelles moyennes passe par l'élaboration d'une carte de polygones de Thiessen. En effet, la connaissance de totaux précipités issus de stations plus ou moins dispersées artificiellement dans la zone d'étude ne suffit pas, à elle seule, pour cerner la disposition globale dans les zones pluviométriques. Il s'agit donc de passer de cette information ponctuelle à une estimation valable de tranches d'eau moyennes précipitées sur l'ensemble du bassin versant. Cette opération est capitale pour l'évaluation ensuite de la lame d'eau écoulee.

La figure IV.16, pluviométrique ci-dessus, établie à partir des séries chronologiques de longue durée couvrant la période 1968/1969 - 2011/2012 fait bien ressortir les traits essentiels de la répartition des précipitations dans la région d'étude. Une concentration des précipitations sur les versants de 2002/2003 - 2011/2012 avec une moyenne maximale de plus

de 1436mm en 2011/2012, et des valeurs décroissantes de 1968/1969 à 2001/2003 avec un minimum en 1987/1988 (374 mm).

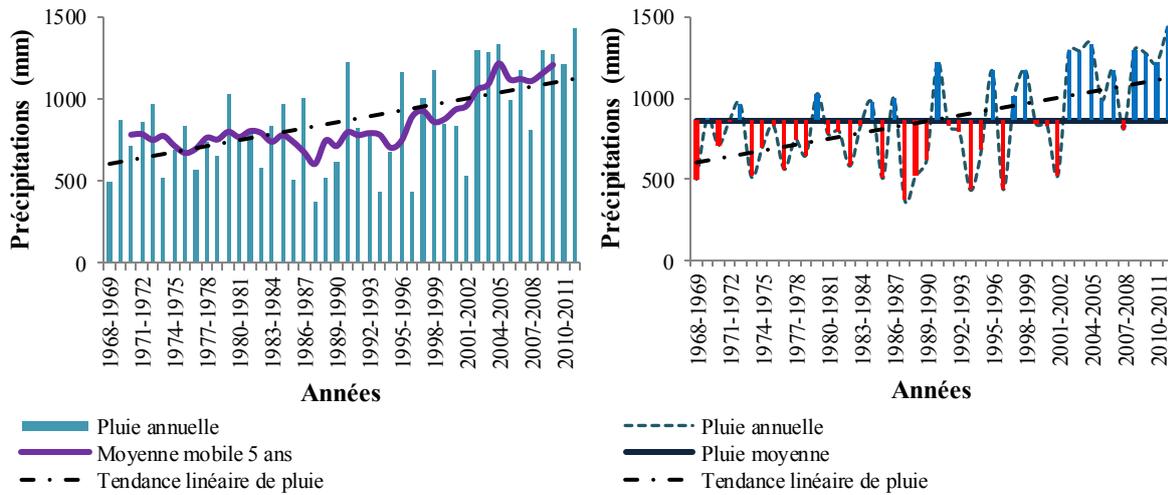


Figure IV.16. Evolution annuelles des précipitations moyennes dans le bassin d'oued Mellah (1968/1969 - 2011/2012).

IV.4.5.5. Etude des précipitations Moyennes mensuelles du bassin versant d'oued Mellah

Les mois de Juillet et Août sont les plus affectés par la diminution des cumuls pluviométriques, les mois de Décembre à Mars sont les mois les plus pluvieux de l'année et le cumul pluviométrique de ces mois est fortement corrélé aux pluies annuelles. Ces mois contribuent donc de façon importante à la pluviométrie annuelle.

Tableau IV.7. Valeurs moyennes, minimales et maximales mensuelles des précipitations moyennes (1968/1969 - 2011/2012).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)												
moy	44	64	90	119	114	109	118	92	78	24	3.1	9
max	158	171	243	316	273	564	322	210	241	123	22	45
min	0	2	0	14	22	0	7	7	1	0	0	0

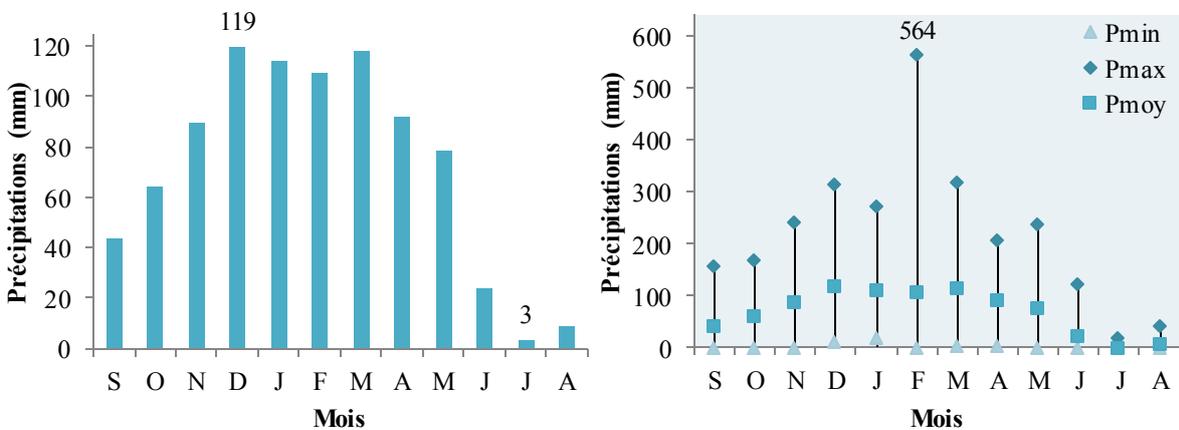


Figure IV.17. Variation des précipitations moyennes mensuelles, minimales, maximales et moyennes dans le bassin d'oued Mellah (1968/69 - 2011/12).

La figure IV.17, montre clairement que la valeur maximale des précipitations au cours du mois de Février 2011/2012 est exceptionnelle et a influé considérablement sur la moyenne aussi bien du mois de Février que celle interannuelle de toute la période considérée.

IV.4.5.6. Etude des précipitations moyennes saisonnières du bassin versant d'oued Mellah

L'Hiver est la saison la plus pluvieuse du bassin versant Mellah, comme le montre la figure IV.18.

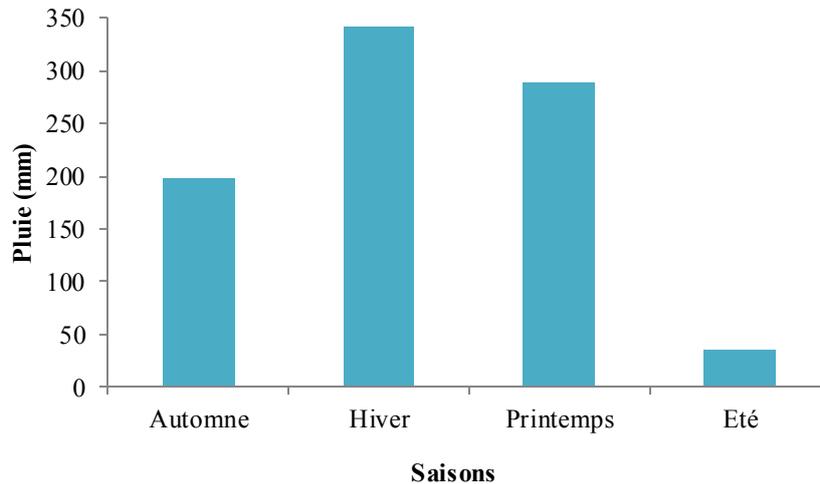
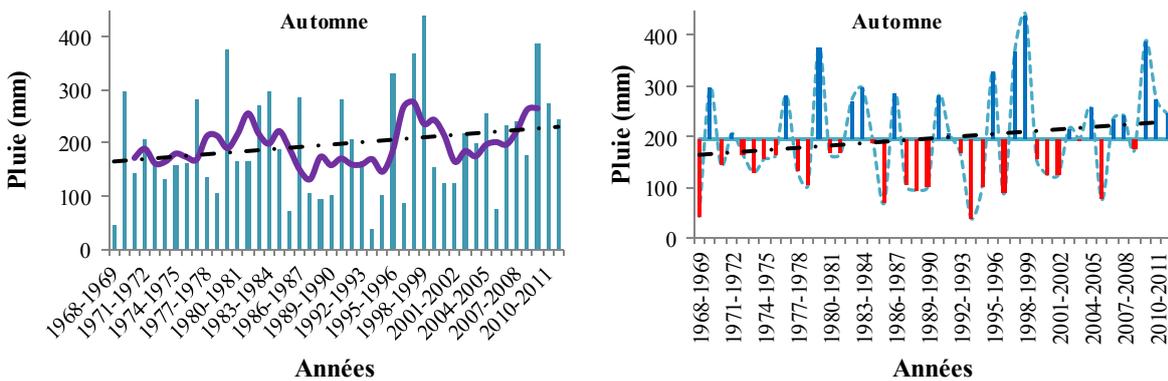


Figure IV.18. Variations saisonnières des précipitations moyennes (1968/1969 - 2011/2012).

Contrairement aux autres saisons, qui montrent clairement une augmentation des précipitations ces dernières années, surtout après 2002/2003, la saison d'Automne montre une variation aléatoire avec une approche peu claire de la tendance des précipitations pendant les 44 ans (fig. IV.19).



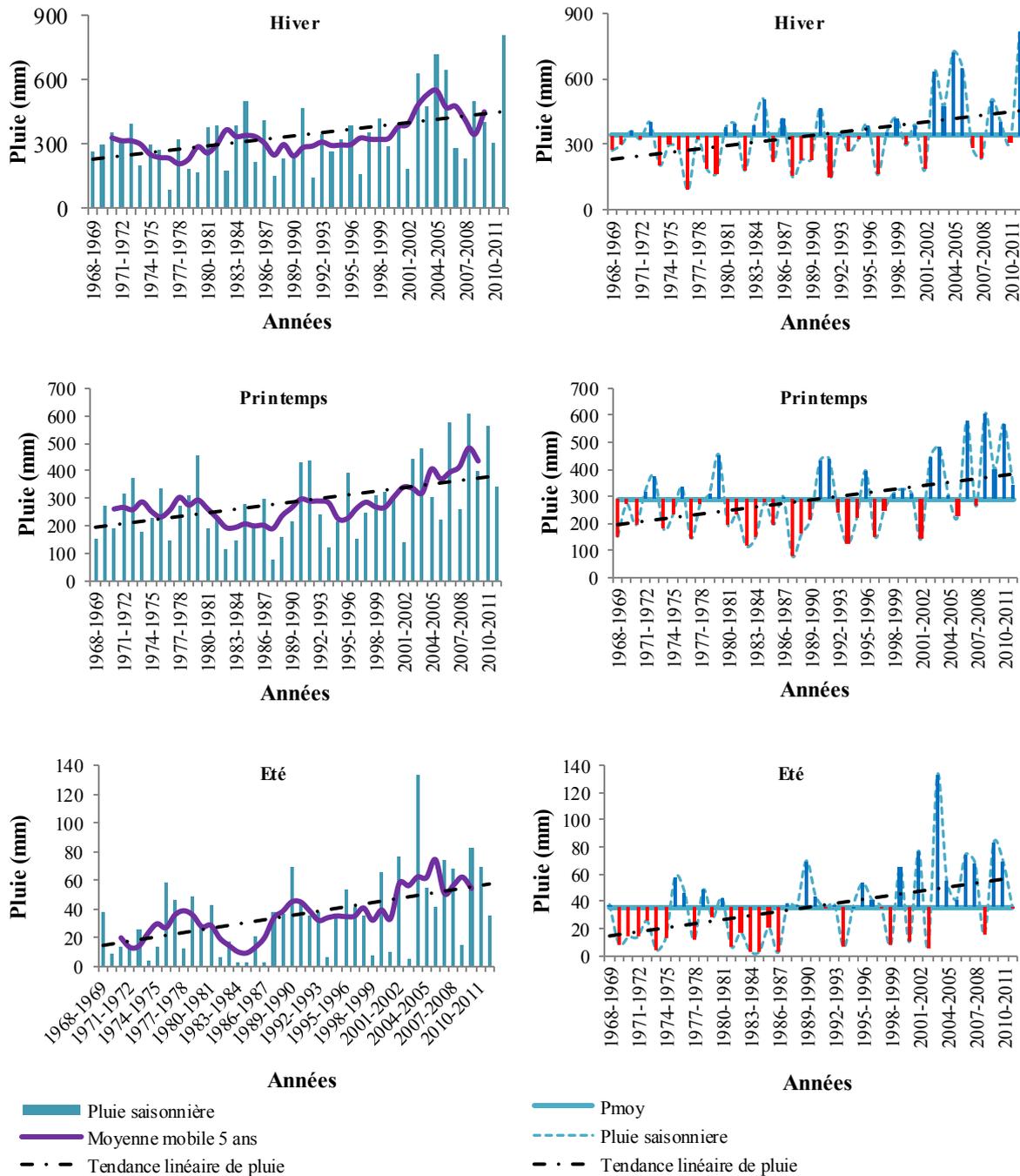
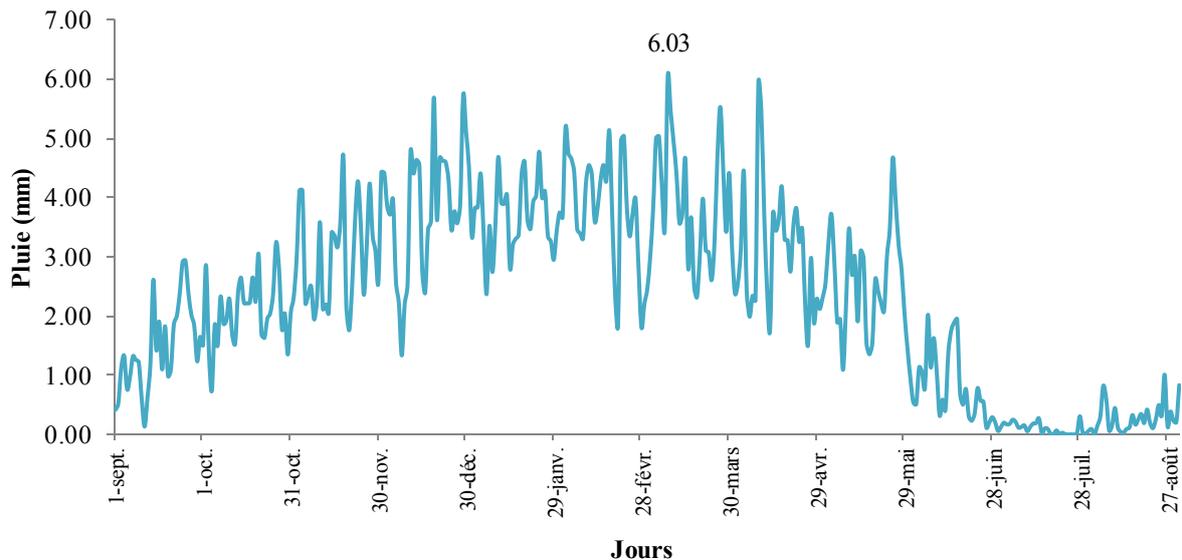


Figure IV.19. Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles des précipitations moyennes (1968/1969 - 2011/2012).

IV.4.5.7. Etude des précipitations Moyennes journalières du bassin d’oued Mellah

L’analyse de la figure IV.20 révèle une variation journalière qui suit une logique mensuelle et saisonnière du climat du bassin de Mellah, l’année se divise en deux phases, la première est relativement pluvieuse et humide, elle commence du mois de Septembre jusqu’à Mai et la deuxième, aride et plus sèche, s’étalant sur une période relative aux mois de Juin, Juillet et Août.



IV.20. Variation des précipitations moyennes journalières du bassin versant d'oued Mellah (1968/1969 - 2011/2012).

IV.5. Etude des températures

Les précipitations ne sont pas le seul paramètre qui caractérise le climat dans le temps et dans l'espace, d'autres facteurs jouent aussi un rôle important telle que la température de l'air. La température du bassin versant de l'Oued Mellah a été analysée à partir de statistique descriptive (valeurs moyennes) et de représentations graphiques.

Cette analyse a été effectuée à partir des données des stations météorologiques de Souk-Ahras (partie Sud-est du bassin) et Guelma (partie Nord-Ouest du bassin) et a permis de comprendre la variation annuelle, mensuelle, saisonnière et journalière de la température dans le bassin versant du Mellah. En effet, ce paramètre influence l'évaporation et l'évapotranspiration dans une région donnée.

IV.5.1. Etude des températures annuelles

La variation interannuelle des températures enregistrée aux stations Souk-Ahras et Guelma au cours de la période 1972/1973 - 2013/2014 (fig. IV.21) montre un synchronisme entre les données des deux stations et une tendance positive de température dans le bassin versant Mellah durant la période d'étude (42 ans).

La température maximale a été enregistrée en 1987/1988 avec 18.02 °C à Souk-Ahras et 17.73 °C à Guelma. Par contre, la valeur minimale a été observée en 1974/1975 avec 14.96 °C à Souk-Ahras et 14.73 °C à Guelma. La valeur moyenne interannuelle dans la station de Guelma est de 16.1 °C et de 16.3 °C à Souk-Ahras.

Les températures moyennes annuelles sont irrégulières (fig. IV.21), on peut extraire trois périodes avec des changements différents : de 1972/1973 à 1980/1981, elles ont tendance à augmenter de 15 °C à 15.8 °C. A partir de 1981/1982 à 2006/2007 elles dépassent la moyenne pour arriver à 18 °C en 1987/1988, ensuite une diminution de 2 °C, est observée de 2007/2008 à 2013/2014 pour atteindre 15.3 °C.

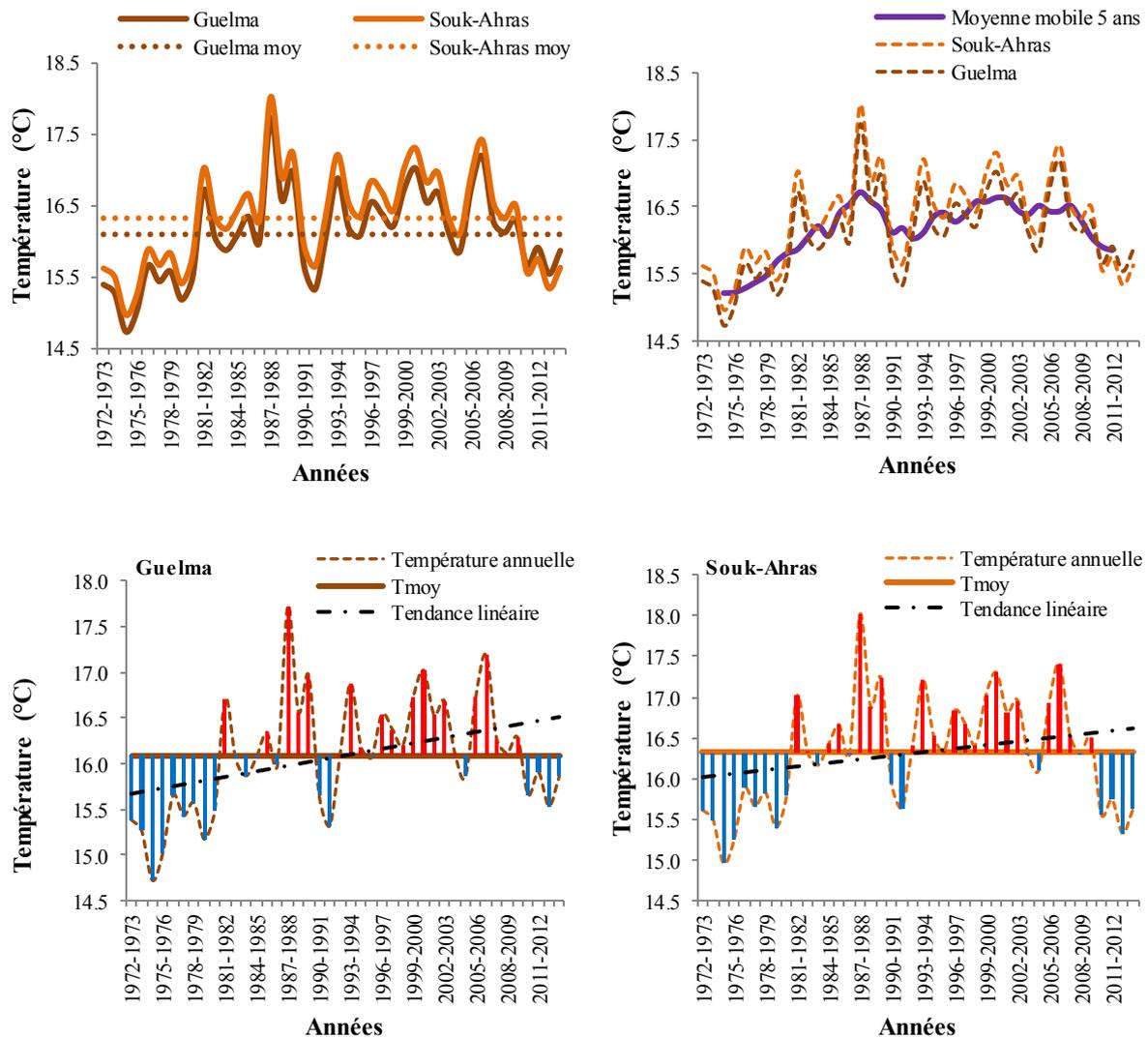


Figure IV.21. Evolution annuelle des températures (1972/73 - 2013/14) à Souk Ahras et Guelma.

La variabilité interannuelle des précipitations et de la température au cours de la période comprise entre 1972/1973 et 2011/2012 (figure IV.22), montre que la quantité de précipitations diminue avec l'augmentation de la température dans la région au cours de cette période, ce qui est attendu ou logique. Quant à la tendance linéaire, il y a eu une augmentation des deux facteurs climatiques. Toute fois, à partir de 2001/2002, la tendance des pluies est plutôt positive à l'opposé des températures.

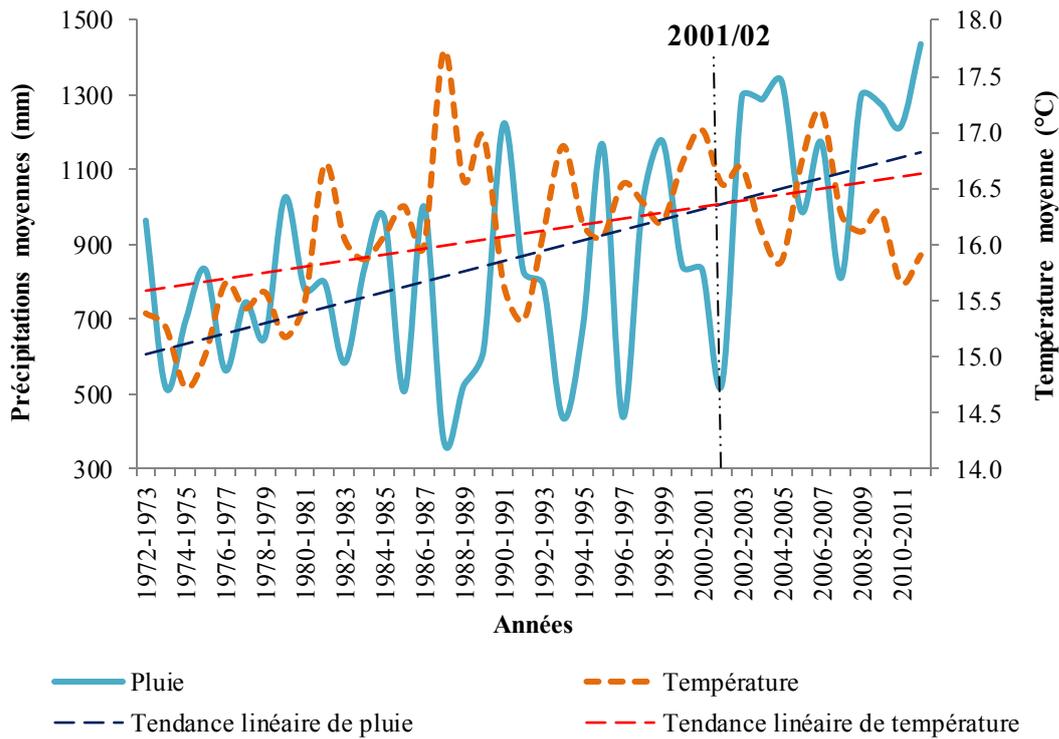


Figure IV.22. Variations interannuelles des températures et précipitations moyennes (1972/1973 - 2011/2012) du bassin d'oued Mellah.

IV.5.2. Etude des températures mensuelles

Parce qu'il y a une légère différence entre les observations dans les deux stations, nous nous contentons d'une représentation graphique de la moyenne entre les températures des deux stations (fig. IV.23). Les températures moyennes mensuelles sont reportées dans le tableau IV.8.

Les températures moyennes mensuelles au niveau de bassin versant Mellah varient entre 8 °C (Janvier) et 26.5 °C (Août). Les moyennes mensuelles maximales sur le bassin s'observent en général pendant les mois d'Août et Juillet.

Les mois de Novembre à Avril sont les plus froids et les mois de Mai à Octobre avec plus de 15 °C sont les plus chauds (fig. IV.23).

Tableau IV.8. Valeurs moyennes, minimales et maximales mensuelles des températures moyennes (1972/1973 - 2013/2014) du bassin d'oued Mellah.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	
T (°C)	mo	23	19	13	9	8	8	10	13	17	22	26	26
	max	26	22	15	13	11	12	15	16	21	26	29	30
	min	20	15	10	7	5	4	7	10	14	19	24	24

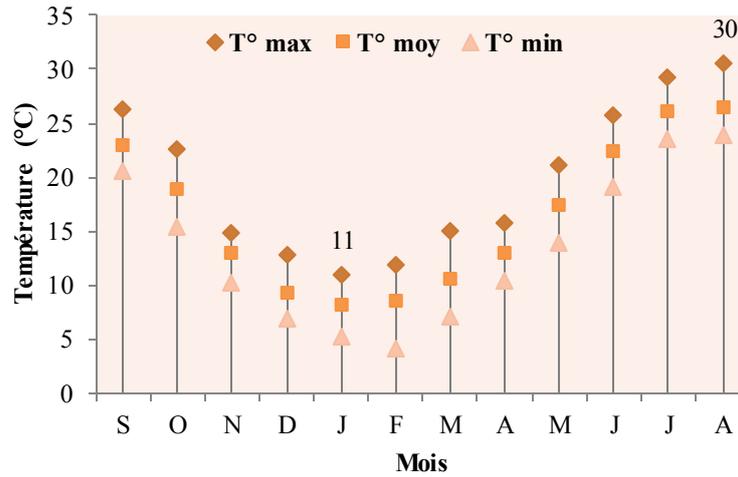


Figure IV.23. Variation des températures mensuelles, minimales, maximales et moyennes (1972/1973 - 2013/2014) du bassin d'oued Mellah.

IV.5.3. Etude des températures saisonnières

La distribution saisonnière des températures (fig. IV.24) montre, que l'Eté et l'Automne correspondent aux saisons les plus chaudes, l'Hiver et le Printemps aux saisons froides.

L'évolution saisonnière des températures (fig. IV.25), montre que la saison d'Hiver présente une tendance vers le bas dès le début des années quatre-vingt-dix, traduite par une diminution des précipitations (fig. IV.19).

La variation interannuelle de la température saisonnière met en évidence que la température de l'air enregistre une hausse régulière sur toute la période 1987/1988 - 2006/2007. Les températures sont élevées dans leur ensemble, mais varient peu au sein de l'année et d'une saison à l'autre.

Au niveau de la zone d'étude (fig. IV.25), la température est inférieure à la moyenne avant 1980/1981, ainsi qu'à partir de 2006/2007. Ceci expliquerait les périodes relativement plus humides et pluvieuses avant les années 80 et après 2006.

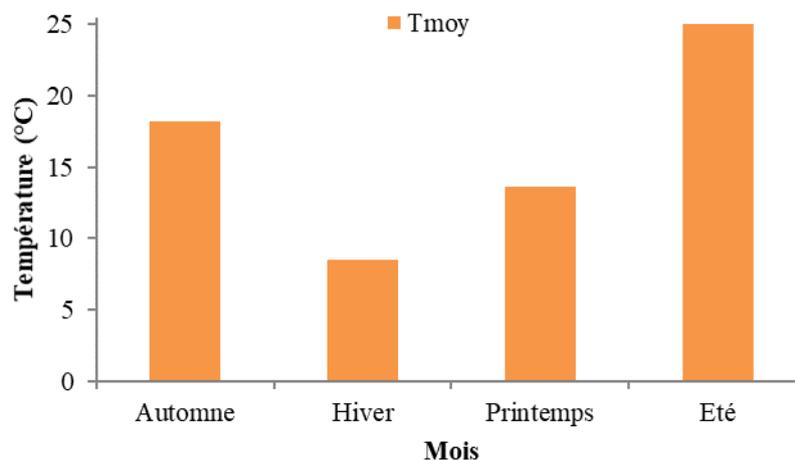


Figure IV.24. Variations saisonnières des températures moyennes (1972/1973 - 2013/2014) du bassin d'oued Mellah.

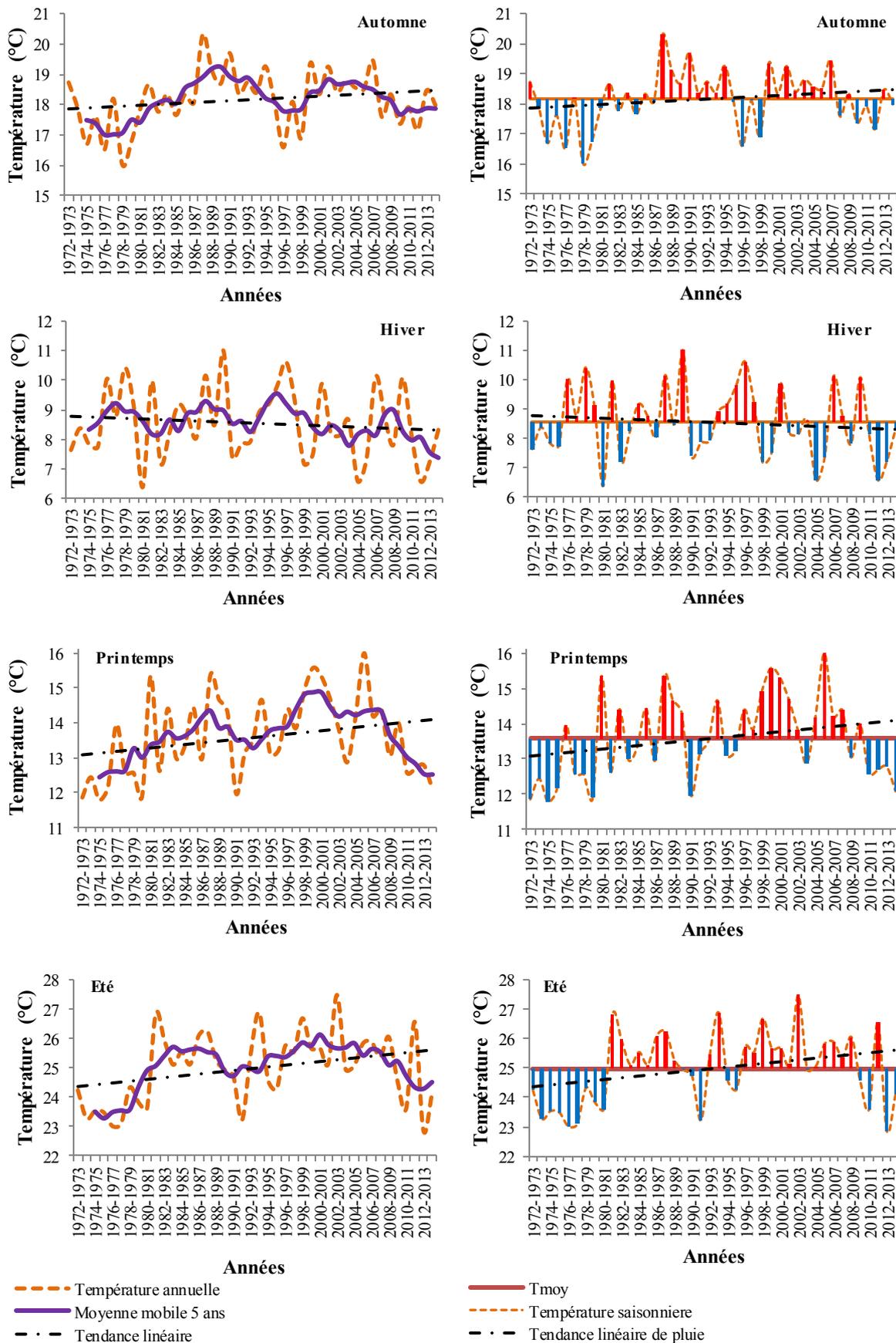
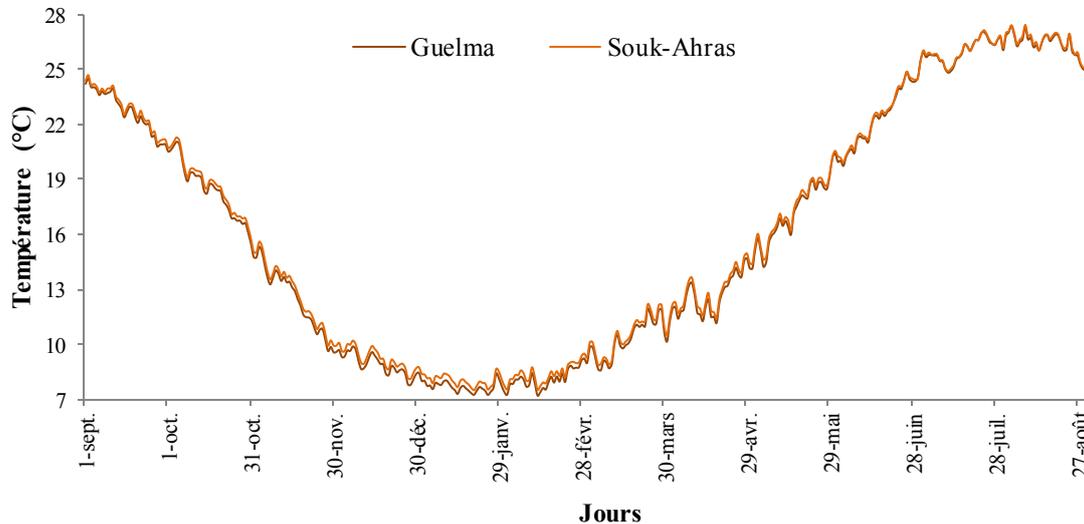


Figure IV.25. Evolution saisonnière avec leurs moyennes mobiles des températures moyennes du bassin d'oued Mellah (1972/1973 - 2013/2014).

IV.5.4. Etude des températures journalières

La variation des températures moyennes journalières interannuelles est illustrée dans la figure IV.26 suivante. Il y a une diminution progressive des températures d'Août à Janvier, suivie d'une augmentation progressive de Février jusqu'à la fin du mois de Juillet.



IV.26. Variation des températures moyennes journalières (1972/1973 - 2013/2014) du bassin d'oued Mellah.

IV.6. Etude de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration est la quantité de vapeur d'eau transférée dans l'atmosphère par transpiration des plantes et par évaporation au niveau du sol, de surfaces d'eau libre et autres surfaces interceptant la pluie.

Depuis 1950, plusieurs formules ont été développées pour estimer l'évapotranspiration telle que celle de Thornthwaite (1944), Turc (1962), Blannet-Cridde (1950) et Penman Monteith-FAO (1998). L'utilisation de ces modèles nécessite la connaissance de certaines données climatiques telles que, les températures maximales et minimales de l'air, les humidités relatives maximale et minimale, la radiation solaire globale et la vitesse du vent (Bouteldjaoui et al., 2011 ; Hamadi et Chiraz, 2003).

Nous retiendrons dans ce qui suit trois méthodes pour le calcul de l'évapotranspiration à savoir celle de Thornthwaite et de Turc pour le pas de temps mensuel et celle d'Oudin pour le pas de temps journalier.

IV.6.1. Méthode de Thornthwaite

La méthode de Thornthwaite pour le calcul de l'ETP est connue, depuis 1948. Les seules données climatiques utilisées sont la température moyenne mensuelle et la durée du jour. Thornthwaite lui-même trouve sa formule dépourvue d'élégance mathématique, elle a cependant le gros mérite d'être simple et de n'exiger que la connaissance de la température moyenne mensuelle (Damagnez et al., 1963). Le calcul de l'évapotranspiration mensuelle n'est possible que si la température moyenne mensuelle est inférieure ou égale à 38 °C (Bonnet et al., 1970), deux cas sont alors à considérer :

✓ 1^{er} cas : Pour une température moyenne mensuelle inférieure à 26.5 °C

L'évapotranspiration potentielle mensuelle est calculée d'après la formule suivante :

$$ETP = 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot T}{I} \right)^a \cdot K \quad \text{Eq. IV.4}$$

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514} \quad \text{Eq. IV.5}$$

$$a = (6.75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3) - (7.71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2) + (1.79 \cdot 10^{-2} \cdot I) + 0.49 \quad \text{Eq. IV.6}$$

avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle du mois considéré corrigée (mm),

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

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

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

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

Le tableau IV.9, donne les facteurs de correction par lesquels l'évapotranspiration potentielle non ajustée de chaque mois doit être multipliée :

Tableau IV.9. Signification de la durée possible de la lumière du soleil dans les hémisphères nord exprimés en unités de 30 jours de 12 heures (Thorntwaite, 1948).

N. lat	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	0.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	0.99	1.02
10	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
15	0.97	0.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	0.95	0.97
20	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94
25	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
26	0.92	0.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
27	0.92	0.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	0.99	0.90	0.90
28	0.91	0.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	0.98	0.90	0.90
29	0.91	0.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	0.98	0.90	0.89
30	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
31	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
32	0.89	0.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	0.98	0.88	0.87
33	0.88	0.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	0.97	0.88	0.86
34	0.88	0.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	0.97	0.87	0.86
35	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
36	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84

37	0.86	0.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83
38	0.85	0.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	0.96	0.84	0.83
39	0.85	0.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	0.96	0.84	0.82
40	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
41	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80
42	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
43	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77
44	0.81	0.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	0.95	0.80	0.76
45	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
46	0.79	0.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	0.94	0.79	0.74
47	0.77	0.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	0.93	0.78	0.73
48	0.76	0.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	0.93	0.77	0.72
49	0.75	0.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	0.93	0.76	0.71
50	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70

✓ 2^{ème} cas : Pour une température moyenne mensuelle égale à 26.5 °C ou comprise entre 26.5 °C et 38.0 °C

L'évapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée, est donnée directement par une table (tab. IV.10). L'évapotranspiration potentielle mensuelle corrigée est alors calculée par application du coefficient de correction mensuel (Bonnet et al., 1970).

Tableau IV.10. Tableau pour utilisation à des températures plus élevées (Thornthwaite, 1948).

T (°C)	26.5	27.0	27.5	28.0	28.5	29.0	29.5	30.0
ETP (mm)	13.50	13.95	14.37	14.78	15.17	15.54	15.89	16.21
T (°C)	30.5	31.0	31.5	32.0	32.5	33.0	33.5	34.0
ETP (mm)	16.52	16.80	17.07	17.31	17.53	17.72	17.90	18.05
T (°C)	34.5	35.0	35.5	36.0	36.5	37.0	37.5	38.0
ETP (mm)	18.18	18.29	18.37	18.43	18.47	18.49	18.50	18.50

IV.6.2. Méthode de Turc

La méthode de Turc (1955) a été développée à partir de nombreuses mesures avec des cases lysimétriques en Europe, en Afrique du Nord, en Asie et en Inde (Lagace, 2012). Elle est bien adaptée aux climats tempérés (Oudin, 2004; IRDA, 2013). La formule de Turc mensuelle permet de calculer ponctuellement l'évapotranspiration potentielle mensuelle. Cette formule est la suivante (Bonnet et al., 1970) :

$$ETP = 0.40 \cdot \frac{T}{T + 15} \cdot (I_g + 50) \cdot \left(1 + \frac{50 - hr}{70}\right) \quad \text{Eq. IV.7}$$

avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm),

T : Température moyenne mensuelle (°C),

I_g : Radiation globale moyenne, d'origine solaire (cal/cm² j), pendant le mois considéré,

hr : Humidité relative de l'air (%), pendant le mois considéré.

- ✓ Pour le mois de **février**, il y a lieu de remplacer le coefficient 0.40 par 0.37,
- ✓ Le facteur $\left(1 + \frac{50-hr}{70}\right)$ n'intervient que si **hr < 50** c'est-à-dire uniquement dans les pays semi désertiques,
- ✓ I_g se calcule d'après la formule suivante :

$$I_g = I_{gA} \cdot \left(0.18 + 0.62 \frac{h}{H}\right) \quad \text{Eq. IV.8}$$

I_{gA} : Energie de la radiation qui atteindrait le sol si l'atmosphère n'existait pas (cal/cm² j),

h/H : Isolation relative,

h : Durée quotidienne moyenne d'insolation mesurée pendant le mois considéré (h/mois),

H : Durée astronomique du jour pendant le mois considéré (h/mois),

La formule de Turc ne réclame donc que deux données (T et h) et les calculs sont possibles avec deux tables seulement (I_{gA} et H). La valeur de l'évapotranspiration potentielle annuelle est la somme des 12 valeurs d'évapotranspiration potentielle mensuelle.

I_{gA} et H sont fonction de la latitude et sont données par des tables, à partir des valeurs mensuelles de la radiation globale en calories/cm² et par jour, en supposant qu'il n'y a pas d'absorption (absence d'atmosphère). Pour les latitudes intermédiaires, on interpole :

Tableau IV.11. Energie de la radiation qui atteindrait le sol si l'atmosphère n'existait pas, en calories/cm² j (Pedelaborde, 1968).

Latitude nord	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°
Janvier	858	759	642	508	364	222	87.5	5	0
Février	888	821	732	624	495	360	215	82	2.9
Mars	890	873	834	764	673	562	432	289	146
Avril	862	894	902	880	833	764	676	577	508
Mai	816	885	930	950	944	920	880	860	889
Juin	790	873	934	972	985	983	970	992	1042
Juillet	804	879	930	955	958	938	908	905	945
Août	833	880	902	891	858	800	728	651	610
Septembre	875	872	843	788	710	607	487	341	213
Octobre	880	830	755	658	536	404	262	119	17.5
Novembre	860	767	656	528	390	246	111	17	0
Décembre	842	735	610	469	323	180	55.5	0	0

Tableau IV.12. Durée astronomique du jour. Valeurs mensuelles moyennes en heures par jour (Pedelaborde, 1968).

Latitude nord	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°
Janvier (31)	12.10	11.62	11.09	10.45	09.71	08.58	06.78
Février (28_{1/4})	12.10	11.80	11.49	11.09	10.64	10.07	09.11

Mars	(31)	12.10	12.08	12.04	12.00	11.96	11.90	11.81
Avril	(30)	12.10	12.35	12.60	12.90	13.26	13.77	14.61
Mai	(31)	12.10	12.59	13.11	13.71	14.39	15.46	17.18
Juin	(30)	12.10	12.70	13.33	14.07	14.96	16.33	18.73
Juillet	(31)	12.10	12.64	13.24	13.85	14.68	15.86	17.97
Aout	(31)	12.10	12.44	12.80	13.21	13.72	14.49	15.58
Septembre	(30)	12.10	12.18	12.26	12.36	12.46	12.63	12.89
Octobre	(31)	12.10	11.90	11.70	11.45	11.15	10.77	10.14
Novembre	(30)	12.10	11.69	11.19	10.67	10.00	09.08	07.58
Décembre	(31)	12.10	11.51	10.91	10.23	09.39	08.15	06.30

IV.6.3. Méthode de Oudin

D'après Oudin (2004), au vu des résultats précédents concernant l'inter-comparaison des modèles d'ETP, il est apparu que les formules de Jensen-Haise (1963) et de McGuinness-Bordne (1972) garantissent les meilleures simulations de débits. Ainsi, nous avons choisi de nous intéresser plus en détail à ces deux formules.

$$ETP = \frac{R_e}{\lambda \rho_w} \cdot \frac{T_a}{40} \quad \text{Eq. IV.9}$$

$$ETP = \frac{R_e}{\lambda \rho_w} \cdot \frac{T_a + 5}{68} \quad \text{Eq. IV.10}$$

McGuinness, (k_1, k_2) vaut respectivement (40, 0) et (68, 5). Les formules de McGuinness et de Jensen-Haise sont très semblables et peuvent s'écrire sous la forme généralisée suivante Oudin (2004) :

$$ETP = \frac{R_e}{\lambda \rho_w} \cdot \frac{T_a + k_2}{k_1} \quad \text{Eq. IV.11}$$

Si : $T_a + k_2 > 0$, Si non $ETP = 0$.

avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle au jour j et à la latitude l (mm/j),

k_2 : permet d'imposer un seuil sur les températures, afin que les ETP ne soient pas systématiquement nulles lorsque la température de l'air est négative ($^{\circ}\text{C}$),

k_1 : Facteur d'échelle permettant d'ajuster le volume total d'ETP dans l'année ($^{\circ}\text{C}$),

T_a : Température moyenne de l'air seulement fonction du jour Julien ($^{\circ}\text{C}$),

λ : Chaleur latente de vaporisation = 2.45.106 (J/kg) (Kay et Davies, 2008),

ρ_w : Densité de l'eau = 1000 (kg/m³),

R_e : Quantité de rayonnement solaire reçue au sommet de l'atmosphère, qui ne dépend que de la latitude et du jour Julien (MJ/m²/j) (Djikou, 2006 ; Belouz, 2009).

Le rayonnement extraterrestre R_e , pour chaque jour de l'année et pour différentes latitudes peut être estimé par la constante solaire et la déclinaison du soleil par (Allen, 1998) :

$$R_e = \frac{24}{\pi} \cdot G_{sc} \cdot d_r \cdot [\omega_s \cdot \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \sin \omega_s] \quad \text{Eq. IV.12}$$

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} j\right) = 1 + \frac{\cos\left(\frac{j}{58.1}\right)}{30} \quad \text{Eq. IV.13}$$

$$\omega_s = \arcsin[-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)] \quad \text{Eq. IV.14}$$

$$\delta = 0.409 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{365} j - 1.39\right) \quad \text{Eq. IV.15}$$

$$\varphi = \frac{\pi}{180} \text{ lat} \quad \text{Eq. IV.16}$$

Où :

G_{sc} : Constante solaire = 0.0820 (MJ/m²/min),

ω_s : Angle au coucher du soleil (rad),

φ : Latitude du lieu (rad),

δ : Déclinaison du soleil (rad),

d_r : Distance relative inverse Terre-Soleil (rad),

j : Numéro du jour de l'année compris entre le 1 (1er janvier) et 365 ou 366 (le 31 décembre).

Calculer divers angles et fonctions menant à une estimation du rayonnement global extra-atmosphérique, d'après Morton (1983), " $\cos Z \geq 0.001$ " est une contrainte qui s'applique pendant les Hivers arctique et antarctique lorsque le soleil ne se lève pas et " $\cos \omega_s \geq -1$ " est une autre contrainte qui s'applique pendant les étés arctique et antarctique lorsque le soleil ne se couche pas, sachant que, $\cos Z = \cos(\varphi - \delta)$ et Z est la distance zénithale du soleil à midi.

Oudin (2004), note que le modèle GR4J est particulièrement sensible au coefficient d'échelle k_1 . L'ajustement de ce coefficient nous conduit à prendre des valeurs supérieures à 68. Ceci suggère que la formule de McGuinness a tendance à surestimer l'ETP pour la modélisation pluie-débit.

Le coefficient de translation de la température k_2 améliore généralement le modèle de 2 % pour la médiane du critère de Nash. La valeur optimale de k_2 se situe autour de 5 °C. Ceci est probablement dû à l'influence des valeurs négatives, qui ne sont pas prises en compte lorsque $k_2 = 0$ (l'ETP est alors nulle, quelle que soit la valeur de T_a). D'un autre côté, lorsque k_2 augmente, le poids du terme de température diminue par rapport à celui du rayonnement et l'équation a tendance à « aplatir » les variations de température.

En effet, il existe des valeurs de k_1 et k_2 qui permettent pour tous les modèles de rester dans une fourchette de 0.5 % autour de la valeur maximale du critère de Nash médian. Ainsi, les valeurs correspondantes de k_1 pour GR4J est entre 90 et 115. Finalement, on peut en conclure qu'une valeur de k_1 satisfaisante pour la modélisation pluie-débit serait entre 90 et 110.

La formule d'estimation de l'évapotranspiration suggérée par Oudin et al., nécessite moins de données climatiques que la formule de Penman-Monteith, elle se base sur un seul input : la température, et donne des résultats satisfaisants pour la modélisation hydrologique (Oudin 2004). La formule pour le calcul de l'ETP est la suivante :

$$\text{ETP}_{(j,l)} = \frac{\text{Re}_{(j,l)}}{\lambda \rho_w} \times \left(\frac{\text{T}_{(j,l)} + 5}{100} \right) \quad \text{Eq. IV.17}$$

$$\text{ETP}_{(j,l)} = \text{Re}_{(j,l)} \times \left(\frac{\text{T}_{(j,l)} + 5}{\frac{28.5}{100}} \right) \quad \text{Eq. IV.18}$$

V.6.4. Etude de la variation de l'évapotranspiration annuelle, mensuelle et journalière

Dans la modélisation hydrologique menée par le laboratoire Hydrosiences Montpellier, l'ETP journalier est calculée par la méthode d'Oudin. A partir de la latitude, la radiation globale par jour est calculée, dans un fichier Excel mis à disposition par le Cemagref. La méthode de calcul de l'ETP selon Oudin nécessite donc uniquement comme données d'entrée la température moyenne mensuelle et la latitude.

Pour implémenter la méthode "Turc" et " Thornthwaite ", les variables suivantes doivent être spécifiées selon les données disponibles au niveau du bassin versant d'Oued Mellah pour calculer l'évapotranspiration annuelle et mensuelle :

✓ Le bassin versant est compris entre la latitude Nord 36°12 et 36°31, selon les tableaux IV.9, IV.11 et IV.12, l'Energie de la radiation qui atteindrait le sol si l'atmosphère n'existait pas (I_{gA}), la durée astronomique du jour pendant le mois considéré (H en h/mois) et le coefficient de correction mensuel (K) sont donnés dans les tableaux suivants :

Tableau IV.13. Energie de la radiation qui atteindrait le sol si l'atmosphère n'existait pas.

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
I_{gA} (cal/cm ² j)	421	546	709	851	946	979	956	871	741	584	445	381

Tableau IV.14. Durée astronomique du jour.

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
H (h/mois)	310	313	371	393	437	438	444	418	372	349	308	301

Tableau IV.15. Coefficient de correction mensuel.

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
K	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84

✓ Pour la durée quotidienne moyenne d'insolation, l'évolution de ce paramètre est consignée dans le tableau IV.16 :

Tableau IV.16. Insolation moyenne (h/j) Station de Gulema (1990-2003) (Ladlani, 2007).

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
h (h/j)	5.2	6.2	6.4	7.2	8.9	10.1	10.7	9.6	8.1	6.6	5.4	4.7

✓ L'humidité relative de l'air (%), pendant le mois considéré :

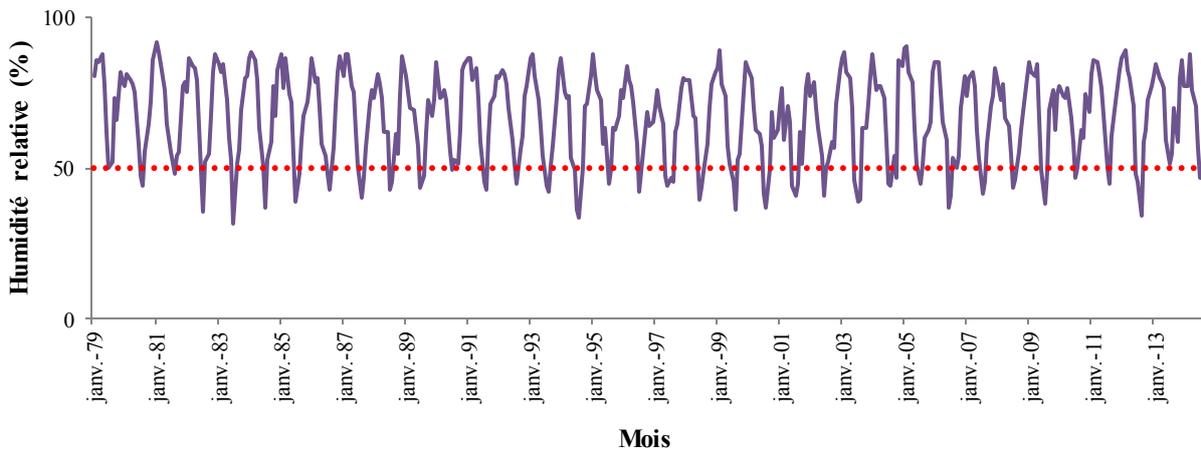


Figure IV.27. Humidité relative de l'air à la station de Guelma (1979/1980 - 2013/2014).

✓ La température moyenne mensuelle (°C), de 1972/1973 à 2013/2014,

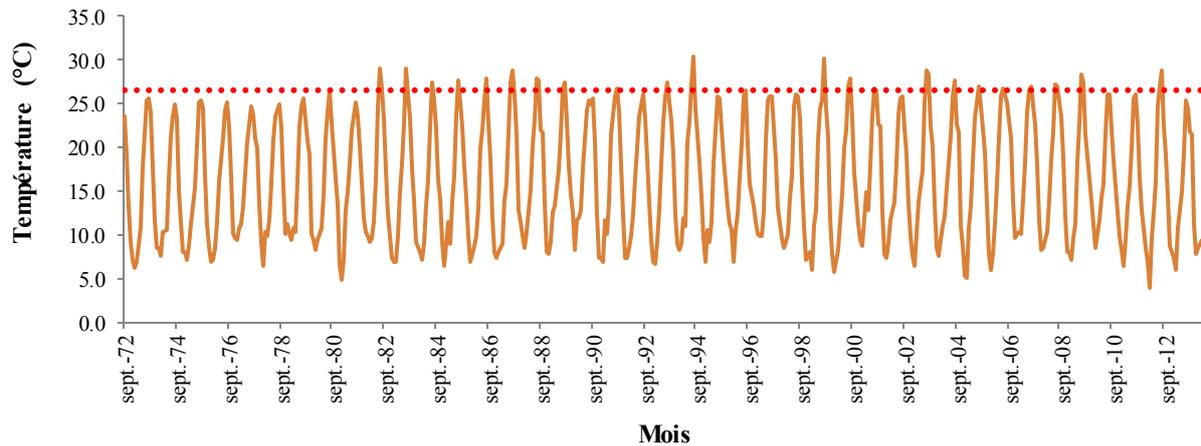


Figure IV.28. Température moyenne mensuelle de deux stations (Guelma et Souk-Ahras) (1972/1973 - 2013/2014).

La variation interannuelle de l'évapotranspiration par la méthode de Turc, Thornthwaite et Oudin au cours de la période 1972/1973 - 2013/2014 (fig. IV.29) montre plutôt que les l'ETP d'Oudin constitue une moyenne entre celle élevée de Turc et relativement faible de Thornthwaite. Les valeurs des évapotranspirations centennales sèches s'écartent de façon significative de la moyenne, surtout dans les années 80 et 2000 (1987/1988 où elles indiquent des évapotranspirations maximales plus sévères).

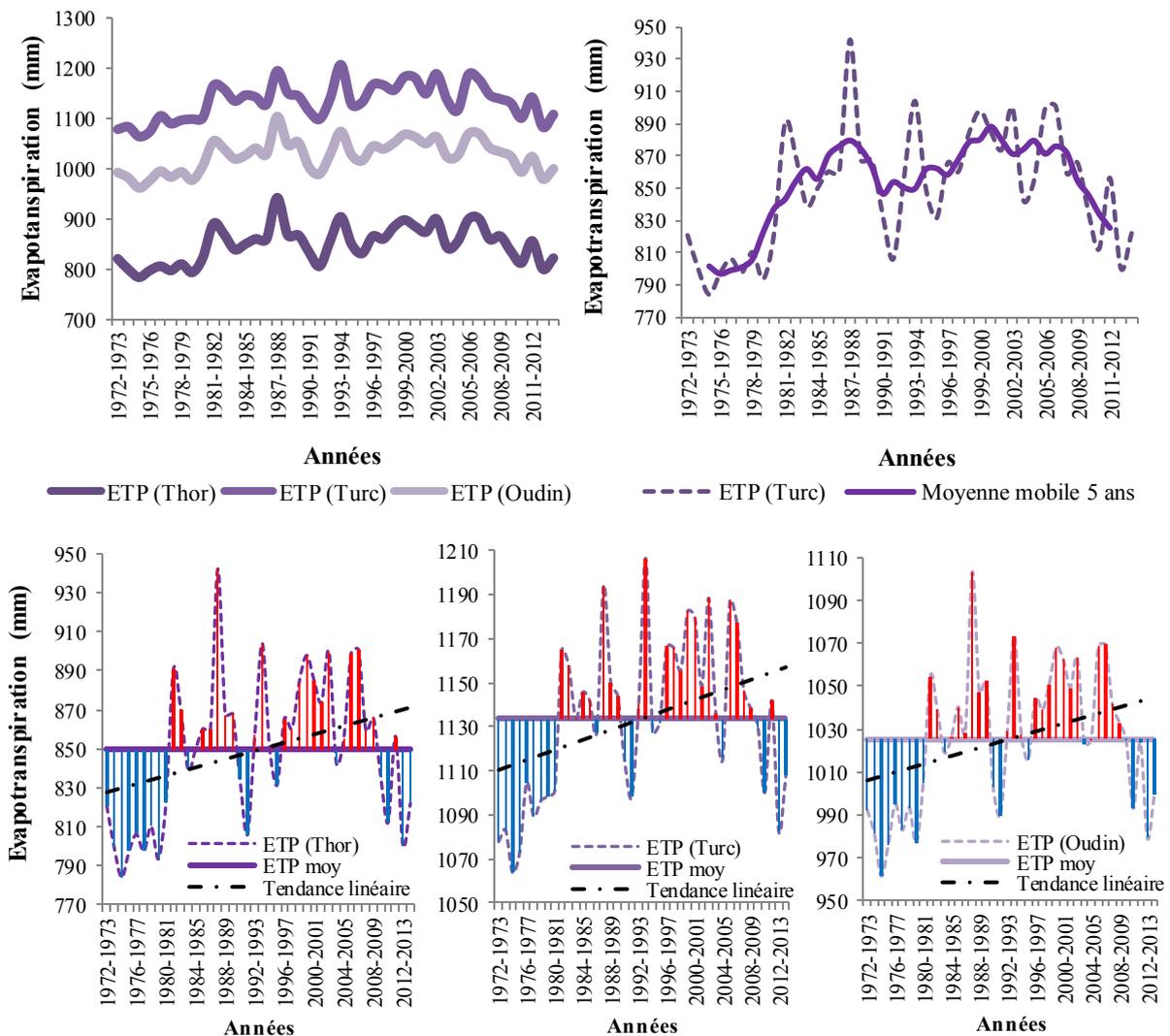


Figure IV.29. Evolution annuelle de l'évapotranspiration (1972/1973 - 2013/2014).

Après avoir calculé les évapotranspirations pondérées sur le sous bassin nous avons présenté leurs moyennes mensuelles et saisonnières (fig. IV.30) :

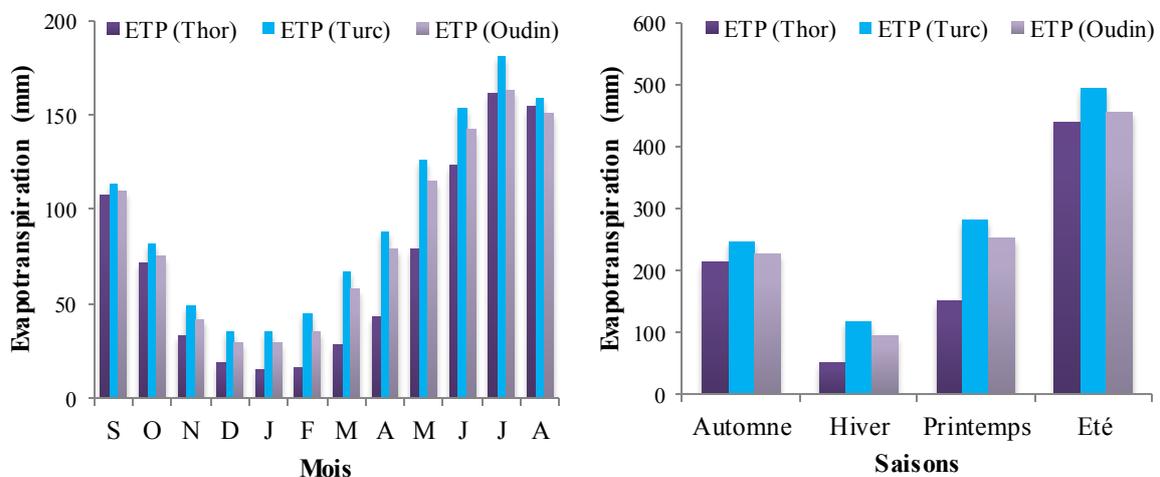


Figure IV.30. Variation de l'évapotranspiration mensuelle et saisonnière moyennes au niveau du bassin Mellah (1972/1973 - 2013/2014).

La distribution saisonnière de l'évapotranspiration pour toutes les méthodes (Turc, Thornthwaite, Oudin (fig. IV.30) montre des valeurs les plus élevées en Eté et les plus basses en Hiver.

La variation de l'évapotranspiration moyenne journalière sur toute la période (1972/1973 - 2013/2014) est illustrée dans la figure IV.31 qui met en évidence une diminution progressive de l'évapotranspiration d'Août à Janvier (1 mm/j), suivie d'une augmentation progressive de Février jusqu'à la fin du mois de Juillet (5 mm/j).

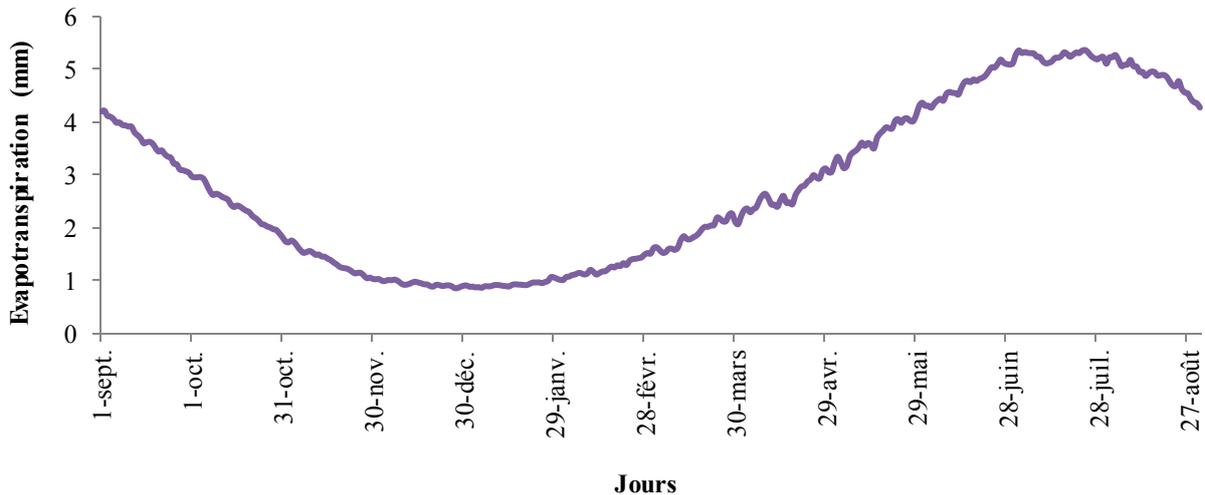


Figure IV.31. Variation de l'évapotranspiration moyenne journalière au niveau du bassin Mellah (1972/1973 - 2013/2014).

IV.7. Etude des écoulements

L'écoulement des Oueds, dépend essentiellement du régime des précipitations qui dépend du climat de la région, nous noterons une variation importante des régimes d'écoulement, annuel, mensuel, saisonnier et journalier engendrée par la variabilité climatique.

L'évolution des écoulements, sur la zone étudiée nous est connue par la station hydrométrique de Bouchegouf installée et surveillée par l'A.N.R.H sur une période de 1968/1969 à 2011/2012.

IV.7.1. Etude des lames d'eau écoulées annuelles

La variation de l'écoulement dans le bassin versant de l'Oued Mellah pendant la période 1968/1969 - 2011/2012 (fig. IV.32), se traduit par une irrégularité prononcée d'une année à une autre sans présenter de tendance globale sur l'intégralité de la période étudiée.

Les modules annuels maximaux sont présentés en 1972/1973 avec 429 mm, en 1986/1987 avec 423 mm et en 2002/2003 avec 497 mm alors que les modules minimaux sont enregistrés en 1987/1988 avec 34 mm, en 1996/1997 avec 27 mm et en 2001/2002 avec 17 mm.

Sur une période de 44 ans les lames d'eau écoulées ont subi une diminution importante de façon périodique entre 1975/1976 - 1980/1981, 1987/1988 - 1999/2000 et 2005/2006 - 2009/2010.

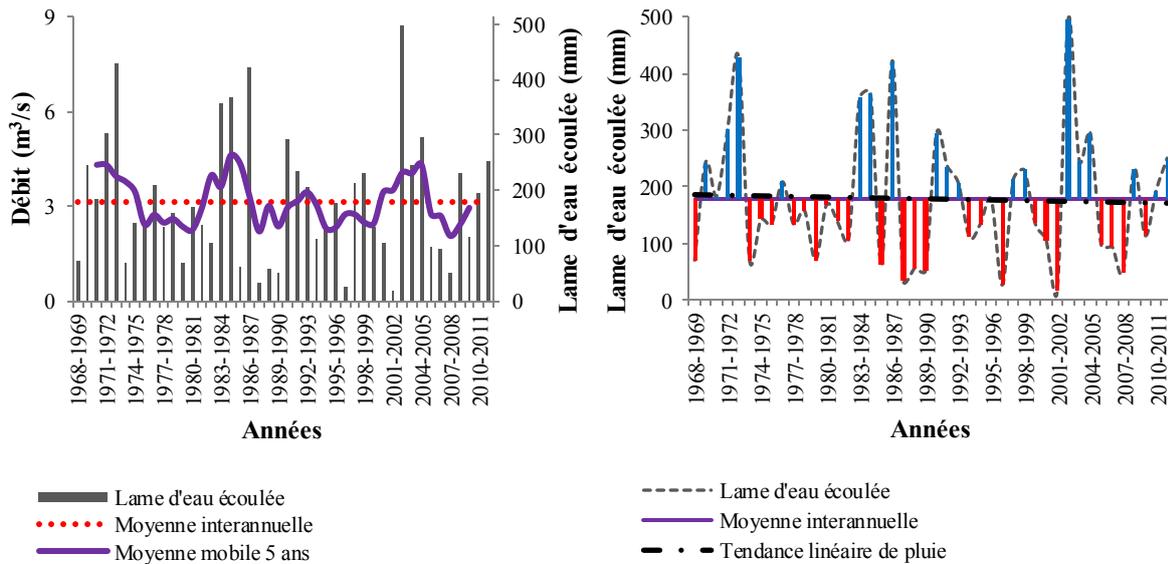


Figure IV.32. Variation interannuelle des lames d'eau écoulées dans le bassin Mellah à la station Bouchegouf (1968/1969-2011/2012).

IV.7.2. Etude des lames d'eau écoulées mensuelles

L'évolution des lames d'eau écoulées moyennes mensuelles (Fig. IV.33), montre un minimum au mois de Juillet avec 1.5 mm et atteint son maximum au mois de Février avec 33.3 mm. Le régime hydrologique de notre bassin est caractérisé par deux périodes : une période de hautes eaux constituée par les mois de Décembre à Avril (hiver et printemps), et un étiage principal d'été et d'Automne allant de Mai à Novembre.

Tableau IV.17. Valeurs moyennes mensuelles, minimales et maximales des lames d'eau écoulées (Le) (mm) (1968/1969 - 2011/2012).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	Jt	J	A
Le moy	2	3	8	20	33	33	31	28	12	4	2	2
Le max	14	20	92	125	175	180	200	127	63	21	5	21
Le min	0	0	0	1	1	2	1	1	0	0	0	0

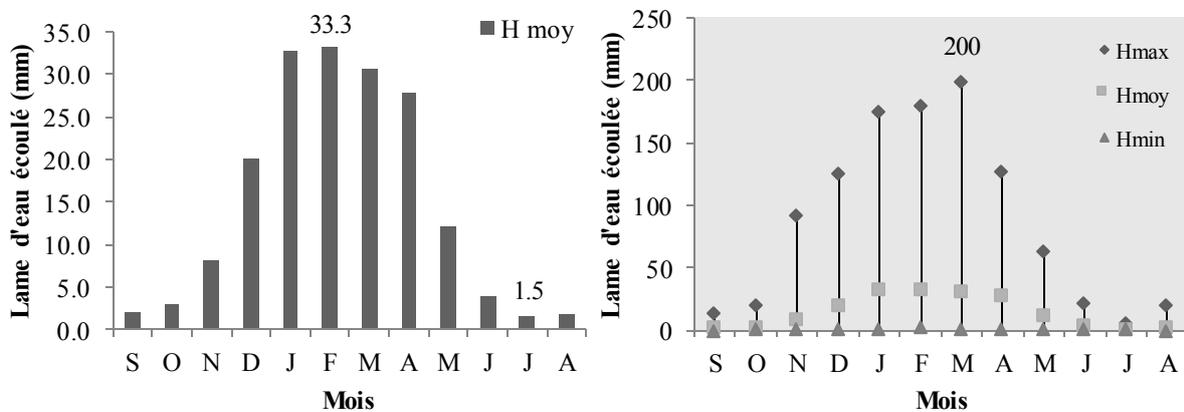


Figure IV.33. Variation des lames d'eau écoulées mensuelles, minimales, maximales et moyennes (1968/1969 - 2011/2012).

IV.7.3. Etude des lames d'eau écoulées saisonnières

La région d'étude est caractérisée, par des variations dans le temps (fig. IV.34), en effet on peut voir l'irrégularité des écoulements à l'échelle saisonnière avec des années sèches au-dessous de la moyenne et qui peuvent persister plusieurs années en Eté et en Automne, ce qui donne à ce bassin une nature aride. En contrepartie, on peut constater des pics de débits des crues survenues dans cette région avec une ampleur qui peut dépasser dans certain cas 50 fois le débit moyen, comme en Automne 1976/1977 et en Eté 2003/2004 (fig. IV.35).

L'écoulement saisonnier au niveau du bassin de l'oued Mellah enregistre son maximum en Hiver avec 300mm et au Printemps avec une valeur de 261mm.

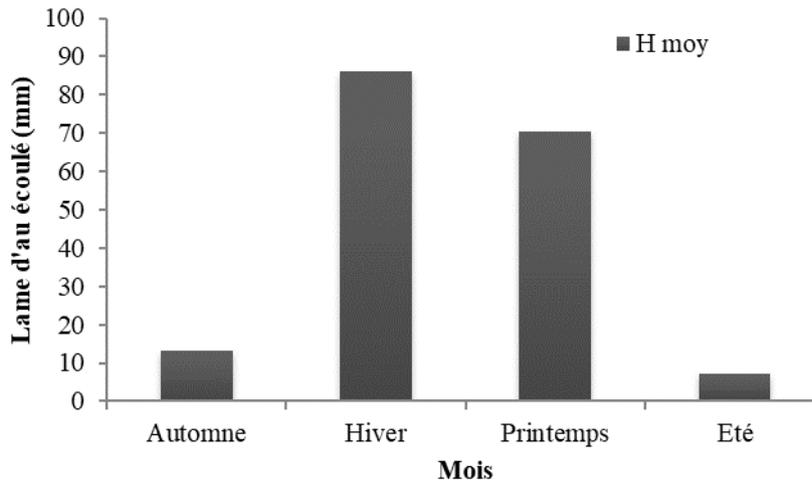
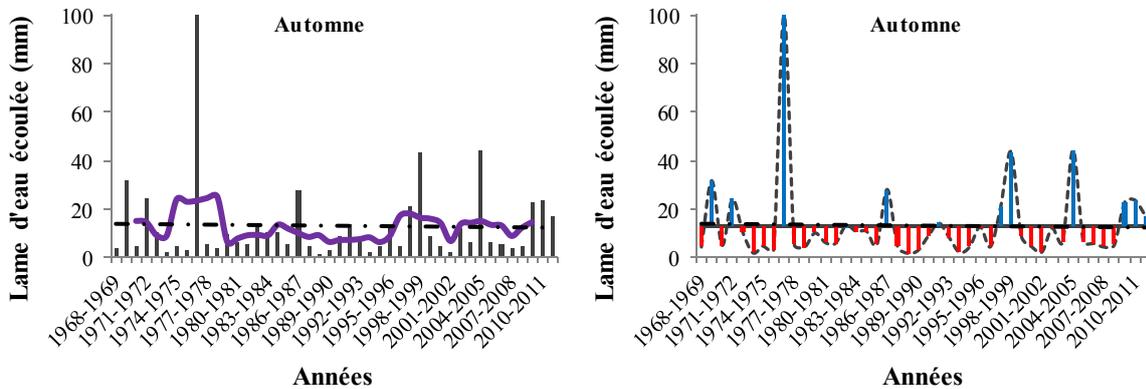


Figure IV.34. Variation des lames d'eau écoulées à la station Bouchegouf dans le bassin Mellah au pas de temps saisonnier (1972/1973 - 2013/2014).



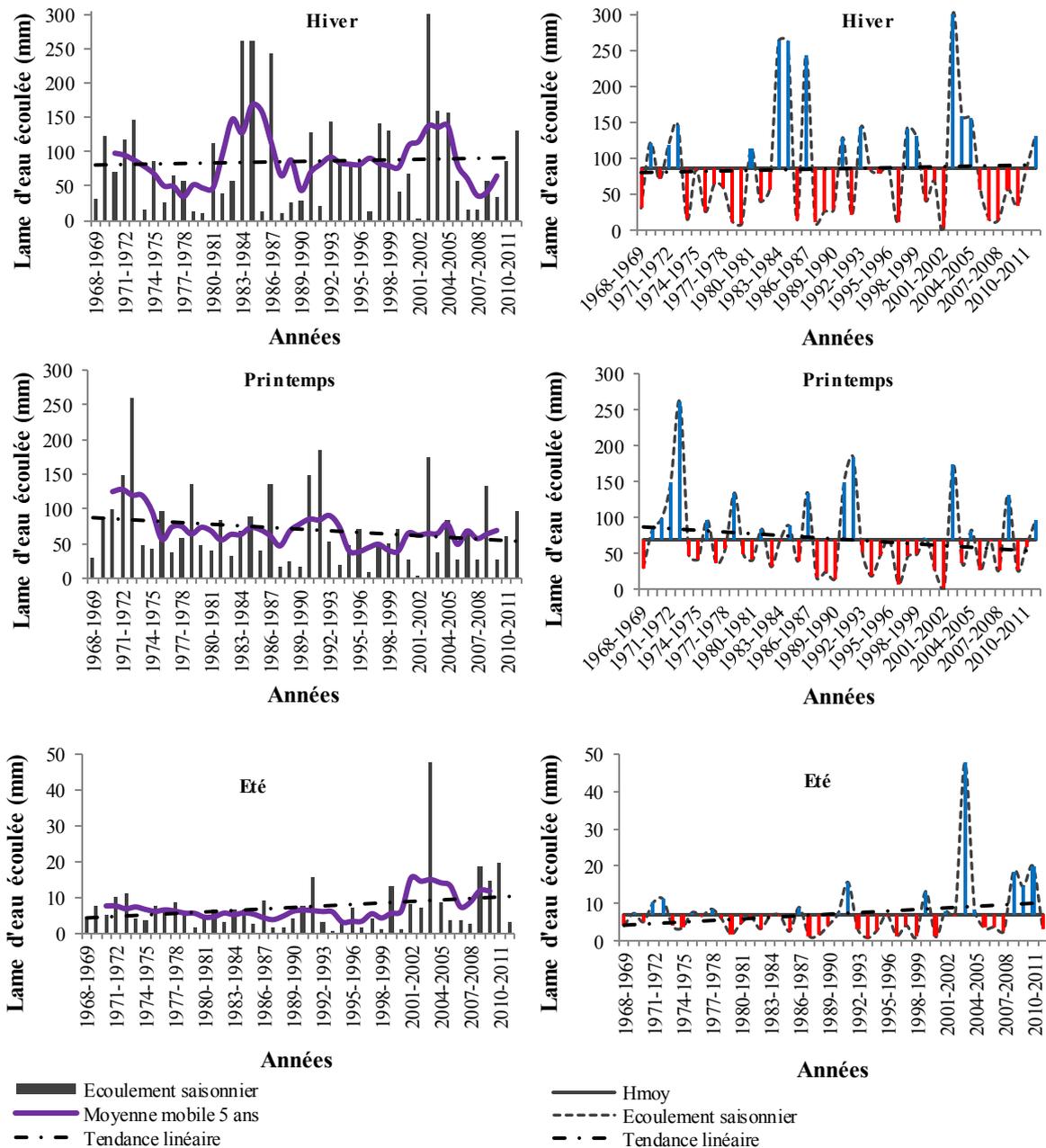


Figure IV.35. Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles des lames d'eau écoulées moyennes (1968/1969 - 2011/2012).

IV.7.4. Etude des lames d'eau écoulées journalières

D'après l'hydrogramme nous pouvons constater que les moyennes journalières des lames d'eau varient entre 0.03 mm/j à 1 mm/j avec des pics qui peuvent atteindre 2.5 mm/j.

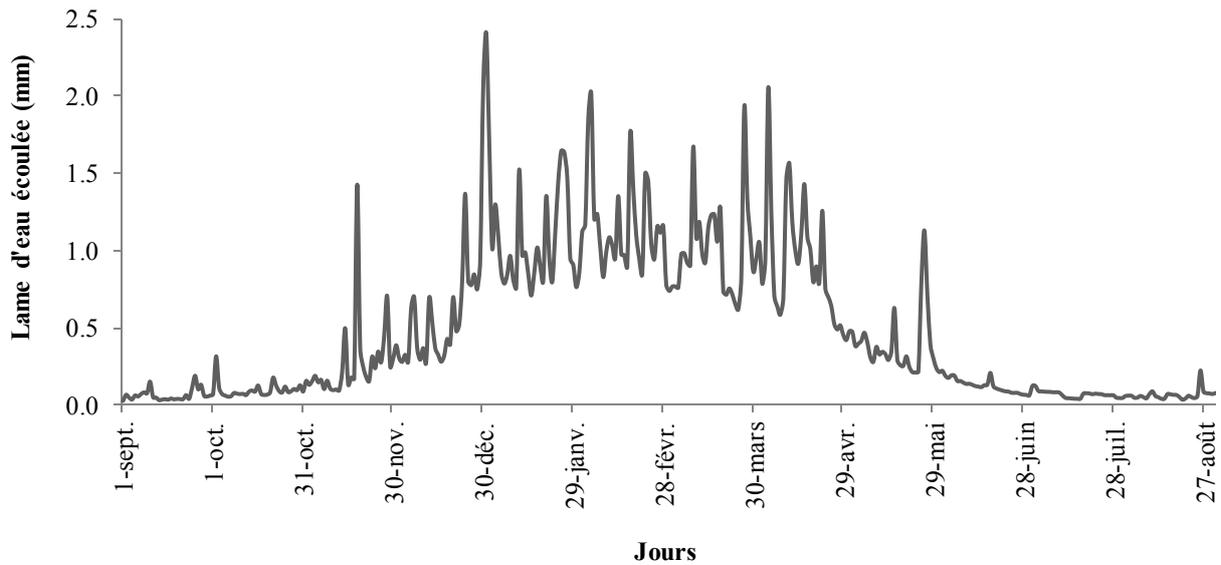


Figure IV.36. Variation des lames d'eau écoulées journalières moyennes (1968/1969 - 2011/2012).

IV.8. Bilan hydrologique

Sur le plan temporel, il existe une nette coïncidence, typiquement méditerranéenne, entre le maximum thermique et le minimum pluviométrique, ce qui se traduit par une sécheresse marquée où l'évapotranspiration atteint son maximum.

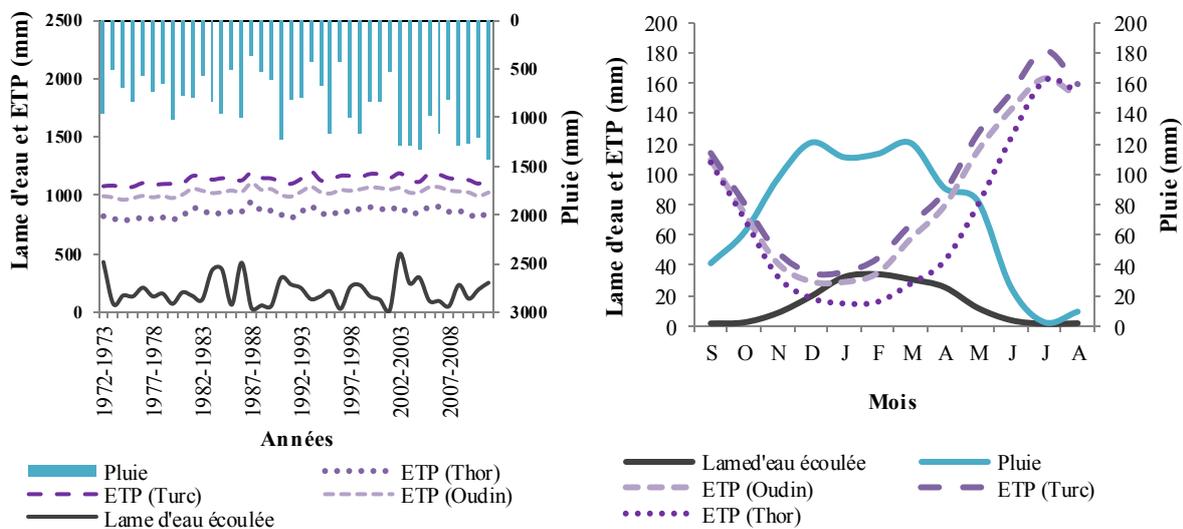


Figure IV.37. Variations annuelle et mensuelle des modules du bassin Mellah de 1972/1973 à 2011/2012.

Le bilan hydrologique permet de quantifier les transferts d'eau issus des précipitations. Il comporte deux principaux termes : les entrées et les sorties (dans l'hypothèse où les variations de stocks sont nulles et les pertes par infiltration profonde sont supposées négligeables), l'équation du bilan d'un bassin versant peut s'écrire :

$$P = Le + D \tag{Eq. IV.19}$$

P : Lame d'eau annuelle moyenne précipitée (mm). Elle peut être estimée par la méthode de Thiessen,

Le : Lame d'eau annuelle moyenne écoulee (mm),

D : Déficit annuel d'écoulement, il peut être assimilé à l'évapotranspiration réelle (mm).

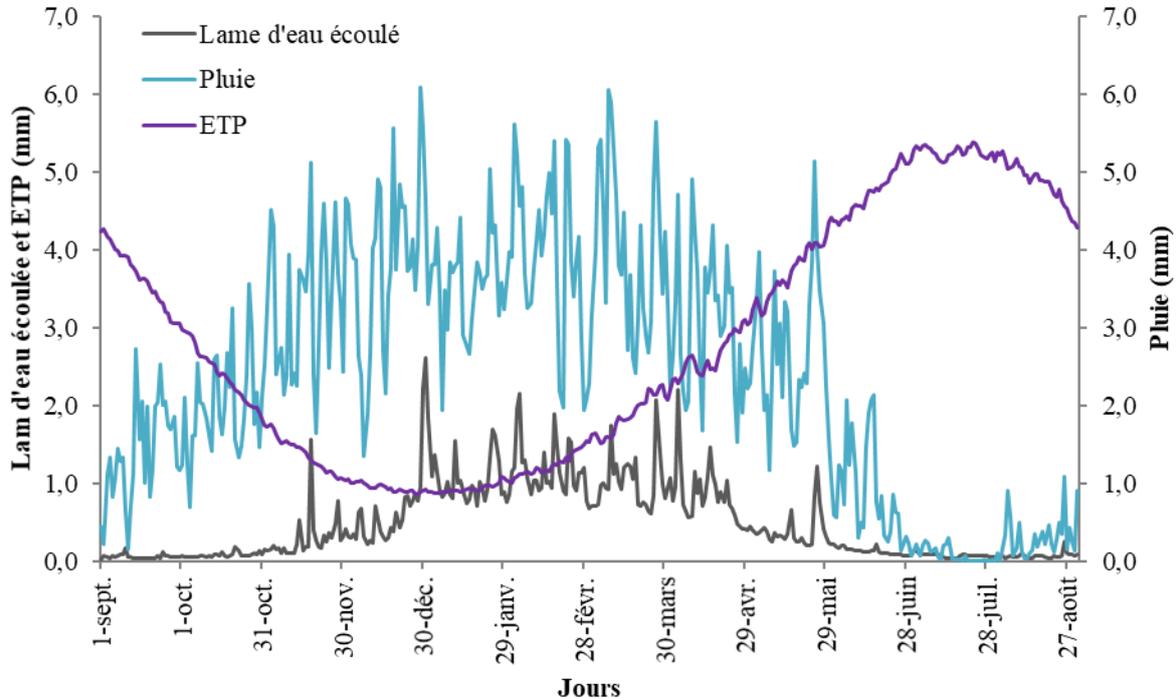


Figure IV.38. Variations journalières des modules du bassin Mellah de 1972/1973 à 2011/2012.

IV.9. Etude statistique des données hydropluviométriques

Les phénomènes naturels observables tels que débits, précipitations, températures de l'air, résultent d'une telle complexité de causes que les grandeurs qui les mesurent en un point peuvent être considérées comme variables aléatoires (variables pouvant prendre un ensemble de valeurs, à chacune desquelles est associée une probabilité). La théorie des variables aléatoires et des distributions ou "théorie de la probabilité", doit être considérée comme un ensemble de propositions mathématiques établies pour former un modèle des régularités statistiques observées en relation avec des suites de tirages au hasard, il existe en hydrologie un arsenal fort important de fonctions de répartition. L'expression "loi" de probabilité suggère implicitement une justification physique et peut faire croire que les considérations théoriques imposent le choix d'un modèle spécifique pour représenter tel phénomène hydrométéorologique (pluie, débit, température) (Duband, 1982).

L'ajustement des pluies annuelles a été traité par le code de calcul « HYFRAN 1.1 » qui permet d'ajuster différentes lois statistiques à un échantillon d'observations indépendantes et identiquement distribuées. Ce logiciel a été développé par l'équipe de la Chaire en hydrologie statistique (HydroQuébec/CRSNG/Alcan), située à l'Institut national de la recherche scientifique (Québec).

IV.9.1. Etude statistique des précipitations annuelles

Pour mieux comprendre la variabilité de la pluviométrie durant la période 1968/1969 - 2011/2012, et afin de caractériser le système pluviométrique annuel, nous avons procédé à la recherche de lois s'ajustant à nos séries de précipitations annuelles. Dans une première étape l'évaluation des paramètres statistiques des séries a donné les résultats présentés dans le tableau IV.18.

Tableau IV.18. Paramètres de position et de dispersion des précipitations du bassin versant Mellah.

Paramètres	Formules	Mechroha	Hamam N'bail	Bouchegouf	Précipitations moyennes
Moyenne	$\bar{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i$	1139	683	548	864
Variance	$V^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i^2 - \bar{P}^2)$	244438	42226	23054	81910
Ecart-type	$E = \sqrt{V^2}$	494	205	152	286.20
Coefficient de variation	$C_v = \frac{E}{\bar{P}}$	0.43	0.30	0.28	0.33
P_i: Valeurs des précipitations de l'année i, \bar{P}: Précipitations moyennes, N: Nombre d'années.					

Le coefficient de variation des précipitations $C_v < 0.5$, cela nous laisse penser fortement à l'ajustement à une loi symétrique normale, le test χ^2 permettra de vérifier cette adéquation.

L'ajustement à la loi normale: Le calcul des fréquences des valeurs des précipitations classées par ordre décroissant sera donné par la relation suivante :

$$F_i = \frac{I}{(N + 1)} \quad \text{Eq. IV.20}$$

Fi : Fréquence,

I : Rang,

N : Période d'observation (nombre d'années).

a. Test numérique

Pour déterminer la valeur de χ^2 , nous avons procédé à une répartition des séries des précipitations en 07 classes, les résultats sont donnés par les tableaux IV.19, IV.20, IV.21, et IV.22.

Tableau IV.19. Calcul du χ^2 pour la station de Mechroha (loi normale).

K	Limites des classes	Effectifs observés (ni)	Fréquences de la classe	Effectifs théoriques (npi)	$(ni - npi)^2/npi$
1	298.6 - 563.2	5	0.11	4.89	0.003
2	563.2 - 827.7	8	0.18	7.82	0.004
3	827.7 - 1092.3	11	0.24	10.76	0.006

4	1092.3 - 1356.9	6	0.13	5.87	0.003
5	1356.9 - 1621.5	2	0.04	1.96	0.001
6	1621.5 - 1886.0	9	0.20	8.80	0.005
7	1886.0 - 2150.6	3	0.07	2.93	0.002
				χ^2 calculé	0.022

Tableau IV.20. Calcul du χ^2 pour la station de Hammam N'Bail (loi normale).

K	Limites des classes	Effectifs observés (ni)	Fréquences de la classe	Effectifs théoriques (npi)	(ni - npi) ² /npi
1	286.1 - 408.8	4	0.09	3.91	0.002
2	408.8 - 531.6	6	0.13	5.87	0.003
3	531.6 - 654.4	11	0.24	10.76	0.006
4	654.4 - 777.2	9	0.20	8.80	0.005
5	777.2 - 900.0	5	0.11	4.89	0.003
6	900.0 - 1022.8	7	0.16	6.84	0.004
7	1022.8 - 1145.6	2	0.04	1.96	0.001
				χ^2 calculé	0.022

Tableau IV.21. Calcul du χ^2 pour la station de Bouchegouf (loi normale).

K	Limites des classes	Effectifs observés (ni)	Fréquences de la classe	Effectifs théoriques (npi)	(ni - npi) ² /npi
1	379.3 - 365.7	5	0.11	4.89	0.003
2	365.7 - 452.1	9	0.20	8.80	0.005
3	452.1 - 538.5	9	0.20	8.80	0.005
4	538.5 - 624.8	7	0.16	6.84	0.004
5	624.8 - 711.2	7	0.16	6.84	0.004
6	711.2 - 797.6	3	0.07	2.93	0.002
7	797.6 - 884.0	4	0.09	3.91	0.002
				χ^2 calculé	0.022

Tableau IV.22. Calcul du χ^2 pour la série des précipitations moyennes (loi normale).

K	Limites des classes	Effectifs observés (ni)	Fréquences de la classe	Effectifs théoriques (npi)	(ni - npi) ² /npi
1	374.4 - 526.1	7	0.16	6.84	0.004
2	526.1 - 677.7	5	0.11	4.89	0.003
3	677.7 - 829.4	9	0.20	8.80	0.005
4	829.4 - 981.1	8	0.18	7.82	0.004
5	981.1 - 1132.7	4	0.09	3.91	0.002
6	1132.7 - 1284.4	6	0.13	5.87	0.003

7	1284.4 - 1436.1	5	0.11	4.89	0.003
				χ^2 calculé	0.022

avec:

k : Nombre de classes ($k = \sqrt{N}$),

ni : Effectifs observés nombre d'éléments de chaque classe,

npi: Effectifs théoriques.

$$\chi^2_{cal} = \sum_{i=1}^n \frac{(ni - npi)^2}{npi} \tag{Eq. IV.21}$$

$$V = ddl = k - p - 1 \tag{Eq. IV.22}$$

avec :

ddl: Degré de liberté,

P : Nombre de paramètres utilisés (pour une loi normale et Log normale P = 2).

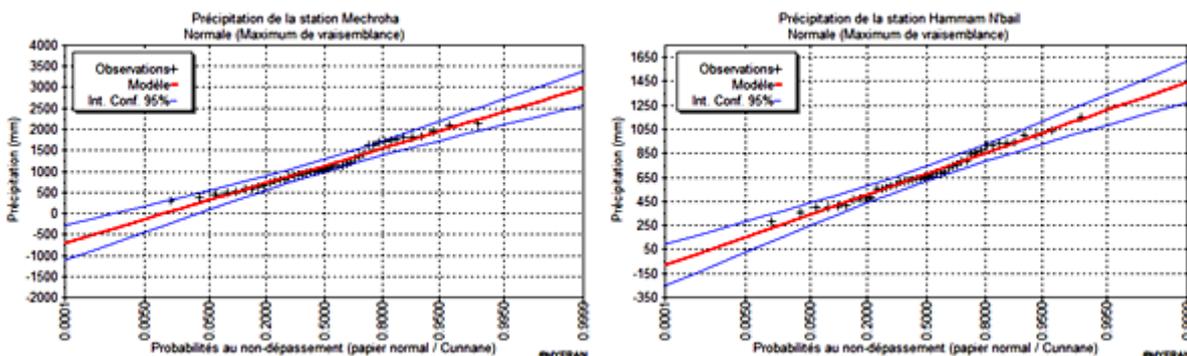
Donc on aura : **ddl = 4**.

Le χ^2 calculé est égal à 0.022, par contre le χ^2 tabulé de Pearson est de 9,49 pour un degré de liberté égal à 4 et un risque d'erreur tolérée de 5 %.

Le χ^2 calculé étant inférieur au χ^2 tabulé, l'ajustement permet donc d'admettre une distribution normale des précipitations pour les stations du bassin d'oued Mellah.

b. Test graphique

L'ajustement graphique des séries pluviométriques des trois stations et celle des précipitations moyennes (Thiessen) sur le bassin d'oued Mellah (figure IV.39) ; montre que la pluie s'ajuste en général suivant une loi normale de Gauss. La distribution des précipitations à la loi normale fournit un alignement de points acceptables.



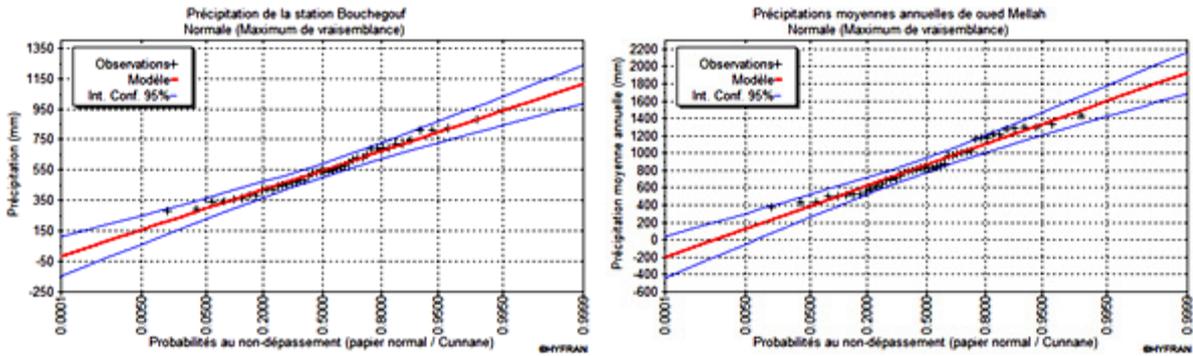


Figure IV.39. Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale.

IV.9.2. Etude statistique des lames d'eau écoulées annuelles

L'analyse statistique des données hydrométriques vise à définir les régimes à travers certaines valeurs caractéristiques et représentatives (Tab. IV.23).

Tableau IV.23. Paramètres de position et de dispersion des lames d'eau écoulées à la station de Boucheouf.

Paramètres	Formules	Précipitation moyenne
Moyenne	$\bar{Le} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Le_i$	178.86
Variance	$V^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Le_i^2 - \bar{Le}^2)$	13246
Ecart-type	$E = \sqrt{V^2}$	115
Coefficient de variation	$Cv = \frac{E}{\bar{Le}}$	0.64

La forte dispersion des lames d'eau écoulées mise en lumière par la valeur élevée du coefficient de variation laisse supposer une distribution dissymétrique pour notre série. $Cv > 0.5$, nous pouvons supposer qu'une adéquation à une loi log normale est possible. La variable statistique dans ce cas n'exprime pas les lames d'eau écoulées, mais leurs logarithmes (tab. IV.24).

Tableau IV.24. Paramètres de position pour la loi log normale de la station de Bouchevouf.

Paramètres	Formules	Précipitation moyenne
Moyenne	$\overline{\log Le} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log Le_i$	2.15
Variance	$V^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\log Le_i^2 - \overline{\log Le^2})$	0.11
Ecart-type	$E = \sqrt{V^2}$	0.33
Coefficient de variation	$Cv = \frac{E}{\overline{\log Le}}$	0.15

a. Test numérique

Les résultats du χ^2 sont récapitulés au tableau IV.25:

Tableau IV.25. Calcul du χ^2 pour la série de lame d'eau écoulée (loi Log normale).

K	Limites des classes	Effectifs observés (ni)	Fréquences de la classe	Effectifs théoriques (npi)	(ni - npi) ² /npi
1	1.22 - 1.43	2	0.04	1.96	0.001
2	1.43 - 1.64	1	0.02	0.98	0.001
3	1.64 - 1.86	7	0.16	6.84	0.004
4	1.86 - 2.07	6	0.13	5.87	0.003
5	2.07 - 2.28	10	0.22	9.78	0.005
6	2.28 - 2.49	13	0.29	12.71	0.007
7	2.49 - 2.70	5	0.11	4.89	0.003
χ^2 calculé					0.022

Le χ^2 calculé est égal à 0.022, par contre le χ^2 tabulé est de 9,49, pour un degré de liberté égal à 4. Le χ^2 calculé étant inférieur au χ^2 tabulé ($\chi^2_c < \chi^2_t$), le test est positif, l'ajustement permet donc d'admettre une distribution normale pour (log Le) le logarithme des lames d'eau écoulées et par conséquent un ajustement log-normale pour Le.

b. Test graphique

Le test graphique (fig. IV.40), montre que la distribution log normale s'ajuste mieux que les autres types de distributions. La distribution des lames d'eau écoulées à la loi log normale fournit un bon alignement des points à l'intérieur des courbes enveloppes.

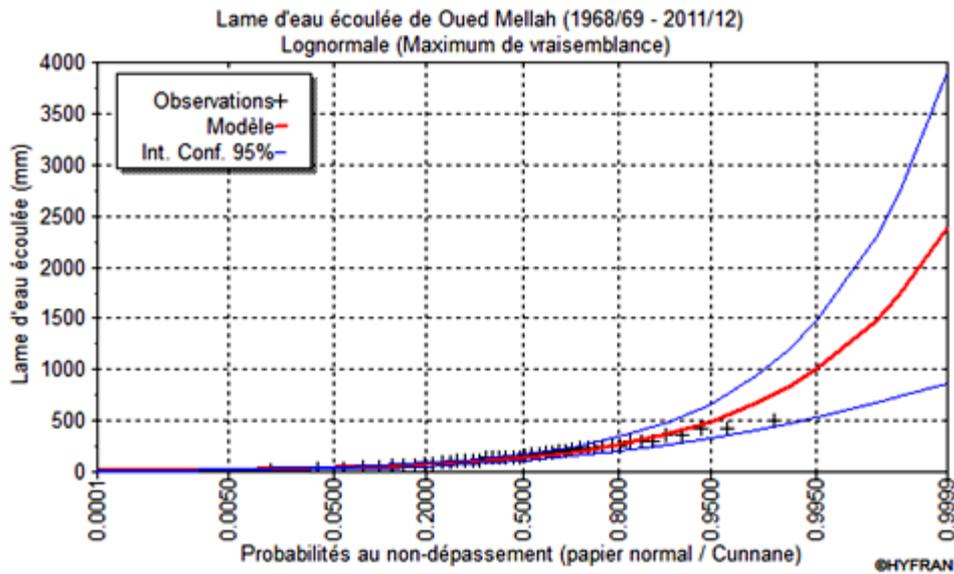


Figure IV.40. Ajustement graphique des lames d'eau écoulées annuelles à la loi de distribution log normale.

IV.10. Conclusion

Les différents aspects des précipitations sont plus ou moins modifiés selon l'effet combiné des autres paramètres physiques (altitude, latitude, relief..) et climatiques (températures et Évapotranspiration). Mais, à l'opposé des paramètres proprement physiques permettant une interprétation seulement qualitative du comportement hydrologique des bassins versants, les précipitations et les facteurs climatiques dans leur ensemble, sont des variables aléatoires spatio-temporelles qui permettent d'expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique dans sa conception la plus large.

Le bassin de Mellah soumis à un climat semi-aride avec un Eté et un Automne caractérisés par une période courte chaude et sèche, l'Hiver et le Printemps sont définis par une période dominante froide et humide. Nous avons démontré tout au long de ce chapitre qu'effectivement les précipitations sont étroitement liées aux conditions atmosphériques, à l'éloignement par rapport à la mer et au relief.

La température se comporte d'une manière plus ou moins homogène dans la région d'étude avec une légère variation d'une période à une autre. Cette posture est parfaitement applicable à l'évapotranspiration.

Chapitre V

Etude de la variabilité hydro-climatique

V.1. Introduction

Selon Svoboda et al. (2012), la sécheresse est un fléau insidieux qui résulte d'une diminution des précipitations par rapport à des niveaux considérés comme normaux. Lorsque le phénomène dure toute une saison, ou sur une période plus longue, les précipitations sont insuffisantes pour répondre aux besoins de l'environnement et des activités humaines. La sécheresse doit être considérée comme un état plus relatif qu'absolu. Il s'agit en effet d'un phénomène d'envergure régionale et chaque région a ses propres caractéristiques climatiques. La température, le vent et l'humidité relative sont également des facteurs importants dans la caractérisation de la sécheresse. Cela a conduit de nombreux chercheurs à étudier le changement climatique dans le monde et en Algérie en particulier (Ghenim et Megnounif, 2011; Ibrahim, 2012; Soubeyroux et al., 2012; Ghenim et Megnounif, 2013; Farah, 2014; Khouldia et al., 2014; Soro et al., 2014; Djellouli et al., 2016; Gherissi, 2018; Merabti, 2018; Otmane et al., 2018).

Selon Aoun Sebaiti (2010), les ressources en eau de l'Algérie sont actuellement relativement bien connues, mais la sécheresse qui sévit depuis plus de 20 ans a conduit les services de l'eau à mettre à jour leurs évaluations quant à la quantité de l'eau de pluie dans chaque région. L'Algérie a connu de nombreuses périodes de sécheresse d'ampleurs variables au cours de son histoire. Certaines d'entre elles ont eu des répercussions parfois dramatiques sur les conditions de vie de la population, en particulier dans les zones rurales (1943-1948), les sécheresses les plus sévères et les plus persistantes sont celles observées dans les années 80 à 90, lorsque le déficit pluviométrique était estimé à 50% pour les régions centrales et à l'Ouest de l'Algérie et 30% à l'Est. L'année 1988/1989 a été classée comme une année sèche pour l'Algérie. Cette sécheresse a eu un impact négatif sur le régime d'écoulement des oueds, sur l'approvisionnement en eau souterraine et sur le niveau de remplissage des barrages. Elle a été suivie par de nombreuses inondations qui ont été signalées sur tout le territoire algérien du pays (Khouldia et al., 2014).

Meddi M. et Meddi H. (2009) présentent la sécheresse comme le phénomène climatique le plus récurrent dans la plupart des pays africains. La partie nord de l'Algérie se caractérise par un climat méditerranéen avec un Hiver relativement froid et pluvieux et un Eté chaud et sec, les précipitations atteignent 400 mm à l'Ouest, 700 mm au centre et 1000 mm à l'Est pour le littoral. Selon Mebarki (2009), l'Est de l'Algérie est la région la plus gorgée d'eau du pays et, par conséquent, possède la plus grande part des ressources en eau de surface. Avec un débit annuel moyen de plus de 200–300 mm dans les bassins du Tell, il s'oppose clairement à l'Ouest de l'Algérie où la semi-aridité dominante ne permet que des débits médiocres, majoritairement inférieurs à 50 mm par an. L'abondance relative des précipitations dans l'Est de l'Algérie n'exclut pas que cette région ait également connu une sécheresse depuis 1980. Cependant, des études récentes Khouldia et al. (2014) montrent qu'une tendance vers un retour des précipitations est observée pour la période 2001- 2007. Selon Khezazna et al. (2017) au cours de la période 1995-2011, un retour graduel à des précipitations normales est observé, des conditions modérément humides et très humides ont été enregistrées dans la plupart des zones du bassin versant de Seybouse, avec des étendues spatiales différentes. Cependant, le déficit pluviométrique persiste au centre du bassin (Guelma, Ain Makhlof) sur toute la période.

Au Nord-est de l'Algérie, l'oued Mellah traverse les régions de Souk-Ahras et Guelma pour se jeter dans l'oued Seybouse et participe en tant que source d'eau aux activités économiques (agriculture, industrie ...). Quant à oued Mellah, un affluent majeur de

Seybouse, irrigue la plaine de Bouchegouf (à l'Est de Guelma) et longe la zone d'étude du Sud-Ouest au Nord-Est.

La connaissance de la variabilité climatique d'un bassin versant tel que le bassin versant du Mellah, où les installations hydrauliques font défaut, est nécessaire pour la gestion intégrée des ressources en eau comme la conception des ouvrages hydrauliques. Le présent travail se concentrera sur l'analyse de la situation de sécheresse climatique à une échelle annuelle, mensuelle et saisonnière, afin de suivre son évolution et de comprendre son impact sur les ressources en eau du bassin versant du Mellah. Nous adopterons des indices révélateurs de son degré d'intensité comme approche méthodologique pour identifier la relation sécheresse météorologique et sécheresse hydrologique.

Aussi, les études de variabilité hydro-climatiques du petit bassin versant du Mellah sont rares, à fortiori celles consacrées au bassin versant du Seybouse. Les études sur le changement climatique sont principalement axées sur l'importance des changements probables des paramètres hydro-climatiques. La variabilité de ces paramètres peut être étudiée à l'aide d'une approche statistique basée sur l'analyse de données climatiques à long terme. Ainsi, les indices standardisés SI et les tests de ruptures (Pettitt, Buishan, Rang, Hubert et Lee et Heghinian) sont adéquats pour déterminer les variations dans les séries de données, et apprécier le degré de sécheresse. A l'effet de détecter des tendances dans les séries hydroclimatiques, la méthode de simple cumul a été utilisée. Plusieurs chercheurs ont utilisé cette approche pour différents paramètres hydrométéorologiques (Fossou et al., 2015; Faye, 2016; Kone et al., 2019; Yao et al., 2018). Dans ce bassin, la récession pluviométrique des dernières décennies fait peser une menace sur les ressources en eau. C'est dans ce contexte que cette étude, à échelle spatiale réduite, permettra de mieux apprécier les fluctuations climatiques.

V.2. Matériel et méthodes

V.2.1. Détection des ruptures

En hydrologie, deux formes majeures de non-stationnarité présentent un intérêt : les tendances et les ruptures. On peut également noter qu'une rupture fait référence à un changement soudain des propriétés d'un processus aléatoire, une tendance est un changement progressif des propriétés d'une variable aléatoire. Une série chronologique est stationnaire quand ses propriétés sont invariables dans le temps (Rybski et Neumann, 2011). Dans l'analyse des séries chronologiques, le concept de points de changement, indiquant un changement dans le comportement statistique, est d'un intérêt fondamental. En géoscience, la cause de tels événements peut être des interventions anthropiques sur le lit de la rivière dans le cas des relevés hydrologiques, des modifications de l'instrumentation ou des changements climatiques. Il s'agit donc de rechercher si un tel point de changement existe et si oui, de le localiser dans le temps. Au début, l'utilisation du terme « point de changement » ne clarifie pas ce qu'il est réellement, par exemple, un changement brusque de la moyenne, le début d'une tendance linéaire ou le changement de tendances (linéaires) par morceaux.

V.2.1.1. Tests des ruptures

Nous avons tenté d'appliquer aux séries annuelle, mensuelle et saisonnière de précipitations, de température et de débit, cinq tests d'homogénéité statistique à l'aide d'un logiciel d'analyse statistique de séries chronologiques (Kronostat 1.01) produit par l'Institut de Recherche pour le Développement de l'IRD et l'Université de Montpellier (Boyer, 1998).

V.2.1.1.1. Test de Pettitt

D'après Fossou et al. (2014), le test de Pettitt est une version modifiée du test de Man-Whitney, il a été décrit par plusieurs auteurs (Busuioc et Von Storch, 1996; Lubes-Niel et al., 1998; Rybski et Neumann, 2011; Thorsten, 2018). Il permet de vérifier la stationnarité de la série pluviométrique. Une étude statistique est définie à partir des deux sommes ainsi déterminées, et testée sous l'hypothèse nulle d'appartenance des deux sous échantillons à la même population. Ce test repose sur le calcul de la variable U_t (Eq.V.1).

Le test de Pettitt (Pettitt, 1979) est non paramétrique, considère une séquence de variables aléatoires X_1, X_2, \dots, X_N , qui aurait un point de changement à τ si X_t pour $t = 1, \dots, \tau$ ont une fonction de distribution commune $F_1(x)$ et X_t pour $t = \tau + 1, \dots, N$ ont une fonction de distribution commune $F_2(x)$, et $F_1(x) \neq F_2(x)$. Pettitt ne fait aucune hypothèse sur les formes fonctionnelles de F_1 et F_2 , sauf qu'elles sont continues.

Le test de Pettitt est basé sur la fonction de signe (Eq. V.3), où le signe de la différence de chaque paire de valeurs de la séquence est donné par l'équation V.2.

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad \text{Eq.V.1}$$

$$D_{ij} = \text{sgn}(X_i - X_j) \quad \text{Eq.V.2}$$

$$\text{sgn}(X) = \begin{cases} 1, X > 0 \\ 0, X = 0 \\ -1, X < 0 \end{cases} \quad \text{Eq.V.3}$$

$$K_N = \max_{1 \leq t < N} |U_{t,N}| \quad \text{Eq.V.4}$$

Il propose de tester l'hypothèse nulle en utilisant la statistique K_N définie par le maximum en valeur absolue de $U_{t,N}$ pour t variant de 1 à $N-1$ (Eq. V.4). A partir de la théorie des rangs, Pettitt montre que si k désigne la valeur de K_N prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur K est donnée approximativement par :

$$\text{Prob}(K_N > k) \approx 2 e^{\frac{-6 K_N^2}{N^3 + N^2}} \quad \text{Eq. V.5}$$

Pour un risque α de première espèce donné, si $\text{Prob}(K_N > k)$ est inférieure à α , l'hypothèse nulle est rejetée. La série comporte alors une rupture localisée au moment τ où est observé K_N .

Une rupture primaire se définit comme une hétérogénéité identifiée par un test de rupture à partir de la série initiale. Une rupture secondaire est une rupture obtenue à partir d'une sous série issue de la série de base.

Paturel et al. (1998) ont présenté le tableau V.1, qui indique la probabilité associée à la statistique du test. Un classement qualitatif est effectué en tenant compte des valeurs de cette probabilité.

Tableau V.1. Niveau de signification des résultats du test PETTITT (Paturel et al., 1998).

Probabilité associée	Classe
< 1 %	Rupture très significative
1 % - 5 %	Rupture significative
5 % - 20 %	Rupture peu significative
> 20 %	Série homogène

V.2.1.1.2. Statistique U de Buishand

D'après Khoualdia et al. (2014), En supposant une distribution à priori uniforme pour la position du point de rupture t , la statistique U est définie par l'équation V.6. Pour $k = 1, \dots, N$ et D_X désigne l'écart type. En cas de rejet de l'hypothèse nulle, aucune estimation de la date de rupture n'est proposée par ce test. Outre cette procédure, la construction d'une ellipse de contrôle permet d'analyser l'homogénéité de la série de variable S_k , définie au-dessous, suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance $k(N - k)N^{-1}\sigma^2$, $k = 0, \dots, N$. Il est donc possible de définir une région de confiance dite ellipse de contrôle associée à un seuil de confiance contenant la série des S_k .

$$U = \frac{\sum_{k=1}^{N-1} \left(\frac{S_k}{D_X} \right)^2}{N(N+1)} \quad \text{Eq. V.6}$$

$$S_k = \sum_{i=1}^k (X_i - \bar{X}) \quad \text{Eq. V.7}$$

V.2.1.1.3. Méthode Bayésienne de Lee et Heghinian

La méthode Bayésienne de Lee et Heghinian (Bruneau et Claude, 1983; Lee et Heghinian, 1977; Lubes-Niel et al., 1998) ne s'exprime pas comme un test statistique classique. Toutefois son interprétation vise à confirmer ou à infirmer l'hypothèse d'un changement de moyenne dans la série. Il s'agit d'une approche paramétrique qui requiert une distribution normale des variables étudiées. Soit une série X de N variables aléatoires X_i telles que:

$$X_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases} \quad \text{Eq. V.8}$$

Où ε_i sont des variables indépendantes identiquement distribuées selon $N(0, \sigma^2)$, de moyenne nulle et de variance constante σ^2 . X est donc une série de variables normales de même variance qui changent de moyenne d'une quantité δ entre τ et $\tau + 1$. τ , μ , δ et σ sont des paramètres inconnus, $1 \leq \tau \leq N - 1$, $-\infty < \mu < \infty$, $-\infty < \delta < \infty$, $\sigma > 0$. On admet les distributions à priori suivantes de τ , δ , μ et σ respectivement:

$$P(\tau) = \frac{1}{N-1} \quad \tau = 1, 2, \dots, N-1 \quad \text{Eq. V.9}$$

$$P(\delta) = N(0, \sigma_\delta^2) = (\sigma_\delta \sqrt{2\pi})^{-1} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\delta}{\sigma_\delta} \right)^2} \quad \text{Eq. V.10}$$

$$P(\mu) = N(0, \sigma_\mu^2) = (\sigma_\mu \sqrt{2\pi})^{-1} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{\mu}{\sigma_\mu} \right)^2} \quad \text{Eq. V.11}$$

$$P(\sigma) = \frac{1}{\sigma} \quad \text{Eq. V.12}$$

τ et δ représentent respectivement la position dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de moyenne. La procédure bayésienne se fonde sur la distribution marginale à posteriori de τ et δ . Lorsque la distribution est unimodale, la date de la rupture est estimée par le mode avec d'autant plus de précision que la dispersion de la distribution est faible.

Le point de rupture τ et les paramètres μ et δ sont inconnus. La méthode détermine la fonction de distribution de probabilité à posteriori des paramètres μ et δ , en considérant leurs distributions à priori et en supposant que le temps de pause suit une distribution uniforme. La plage du temps de pause correspond aux valeurs des modes des distributions à posteriori de m et δ respectivement.

V.2.1.1.4. Test d'HUBERT

Ndiaye (2003), a présenté à la différence du test de Pettitt, le test d'Hubert qui peut détecter plusieurs dates de rupture dans une série chronologique. Le principe de cette procédure est de « découper » la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée pour tout le segment soit significativement différente de la moyenne du segment(s) voisin(s). Une telle méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de moyenne. La segmentation est définie de la façon suivante : Toute série X_i , $i = i_1, i_2$ avec $i_1 \geq 1$ et $i_2 \leq N$ où ($i_1 < i_2$) constitue un segment de la série initiale des (X_i) , $i = 1, \dots, N$. Toute partition de la série initiale en m segments est une segmentation d'ordre m de cette série.

La segmentation retenue doit être telle que pour un ordre m de segmentation donné, l'écart quadratique D_m soit minimum. Cette condition est nécessaire mais non suffisante pour la détermination de la segmentation optimale. Il faut lui adjoindre la contrainte suivante selon laquelle les moyennes des deux segments contigus doivent être significativement différentes. Cette contrainte est satisfaite par application du test de Scheffé (Dagnelie, 1970). D'après Hubert et al. (1989), cette procédure de segmentation peut être interprétée comme un test de stationnarité, « la série étudiée est stationnaire » constituant l'hypothèse nulle de ce test. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, l'hypothèse nulle est acceptée. Aucun niveau de signification n'est attribué à ce test. A partir d'une segmentation particulière d'ordre m pratiquée sur la série initiale, on définit:

$$N_k = i_k - i_{k-1} \quad \text{Eq. V.13}$$

$$\bar{X}_k = \frac{\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i_k} X_i}{n_k} \quad \text{Eq. V.14}$$

$$D_m = \sum_{k=1}^{k=m} d_k \quad \text{Eq. V.15}$$

$$d_k = \sum_{j=i_{k-1}+1}^{i_k} (X_j - \bar{X}_k)^2 \quad \text{Eq. V.16}$$

Où :

i_k , $k = 1, 2, \dots, m$.

\bar{X}_k : Moyenne du $k^{\text{ème}}$ segment.

V.2.1.1.5. Test de corrélation sur le Rang

Le test de corrélation sur le rang d'après Kendall et Stuart (1943); Lubes-Niel et al. (1998) ; Olaniran (1991); WMO (1966), est basé sur le calcul du nombre P de paires (X_i, X_j) pour lequel $X_j > X_i$ ($j > i$, $i = 1, \dots, N-1$). Sous l'hypothèse nulle (H_0) de stationnarité de la série, la variable ω , définie par:

$$\omega = \frac{4P}{N(N-1)} - 1 \quad \text{Eq. V.17}$$

suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance égale à :

$$\sigma_t^2 = \frac{2(2N+5)}{9N(N-1)} \quad \text{Eq. V.18}$$

Pour un risque α de première espèce donnée, l'acceptation de H_0 est définie par l'appartenance de ω à l'intervalle $[-U_{1-\alpha/2}\sigma_t, U_{1-\alpha/2}\sigma_t]$, $U_{1-\alpha/2}$ désignant la valeur de la variable normale réduite de probabilité de non dépassement $1-\alpha/2$. L'hypothèse alternative de ce test est celle d'une tendance.

V.2.1.2. Déficits hydro-climatiques

Le Déficit (-) (ou Excès (+)) pluviométrique et Hydrométrique : Le phénomène dominant sur l'ensemble de la série chronologique est enfin obtenu pour laquelle on enregistre le pourcentage le plus élevé. L'ampleur de la sécheresse peut également être évaluée à partir du calcul du déficit. Pour les variables hydro-climatiques dont la série chronologique présente une rupture, cette méthode précise le pourcentage de variation de la moyenne de la rupture (DAO, 2013; Kone et al., 2019).

Le déficit de la période sèche, par rapport à la période humide, est évalué en appliquant la formule représentée par l'équation V.19 (Kouassi, 2007):

$$D = \left(\frac{X_j}{X_i} - 1 \right) \cdot 100 \quad \text{Eq. V.19}$$

avec:

D : Déficit (%),

X_j : Moyenne après rupture,

X_i : Moyenne avant rupture.

V.2.1.3. Méthode du simple cumul

La méthode du simple cumul (Merriam, 1937) est introduite dans cette étude afin de vérifier l'homogénéité des données et de déceler les changements du comportement des cours d'eau. En représentant les valeurs cumulées d'une variable en fonction du temps, on obtient une droite dont toute rupture de pente traduit une modification de la relation, en raison soit d'un problème métrologique, soit d'un changement de tendance.

V.2.2. Evolution des indices hydro-climatiques

Dans ce chapitre, nous nous proposons d'étudier l'évolution de quelques indices climatiques qui utilisent principalement les précipitations, les températures et les débits.

V.2.2.1. Indice de l'écart à la moyenne ou indice de sécheresse (IS)

Pour l'étude de la variabilité spatiale de la sécheresse, un certain nombre d'indices, a été retenu :

V.2.2.1.1. Indice de précipitation normalisé (SPI)

Afin d'apprécier le degré de sécheresse pluviométrique, on utilise l'indice SPI (Standardized Precipitation Index) (Edwards, 1997; Edwards et Mckee, 1997; Mckee et al., 1993). L'indice SPI est fondé sur la probabilité de précipitations sur un laps de temps donné, il se révèle tout aussi efficace pour analyser les périodes ou cycles humides que les périodes ou cycles secs (Svoboda et al., 2012). D'après Guttman (1993), pour calculer l'indice SPI, il faut disposer idéalement de relevés mensuels s'étalant sur au moins 20 à 30 ans, mais de préférence sur 50 à 60 ans, voir plus, ce qui constitue la période optimale. On ajuste une distribution de probabilité à cette longue série de relevés, puis on la transforme en une distribution normale pour que l'indice SPI moyen soit égal à zéro (Edwards et Mckee, 1997). Les valeurs positives de l'indice SPI indiquent des précipitations supérieures à la médiane et les valeurs négatives, des précipitations inférieures à la médiane. Mckee et al. (1993) ont utilisé le système de classification présenté dans le tableau des valeurs de l'indice SPI figurant ci-après (tableau V.2) pour définir l'intensité des épisodes de sécheresse en fonction de la valeur de l'indice, les précipitations représentent le seul paramètre dont il faut disposer. Il est possible de calculer l'indice pour diverses échelles de temps, celui-ci permet de détecter rapidement les situations de sécheresse et d'en évaluer la gravité. Il est moins complexe que bien d'autres indices et notamment que l'indice de sécheresse de Palmer. Ils ont aussi défini les critères d'un épisode de sécheresse pour une échelle de temps :

$$E = \sqrt{V^2} \quad \text{Eq. V.20}$$

$$V^2 = \frac{1}{n-1} (X_i - \bar{X})^2 \quad \text{Eq. V.21}$$

$$SPI_i = \frac{X_i - \bar{X}}{E} \quad \text{Eq. V.22}$$

X_i : Précipitations annuelles (mm),

\bar{X} : Précipitations moyennes annuelles (mm),

E : Ecart type, ,

V^2 : Variance,

SPI : Indice de précipitation normalisé.

Tableau V.2. Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du SPI, SSFI et du RDI. Svoboda et al. (2012).

Valeurs du SPI et de SSFI	Degré d'humidité ou de sécheresse
2.0 et plus	Extrêmement humide
de 1.5 à 1.99	Très humide
de 1.0 à 1.49	Modérément humide
de 0.1 à 0.99	Légèrement humide
0	Normalité absolue
de -0.1 à -0.99	Légèrement sec
de -1.0 à -1.49	Modérément sec
de -1.5 à -1.99	Très sec
-2 et moins	Extrêmement sec

V.2.2.1.2. Indice de température normalisé (STI)

STI est un indice qui représente la probabilité d'occurrence d'une valeur de température par rapport aux valeurs de température sur une période plus longue. Les valeurs de STI positives et négatives indiquent des températures supérieures et inférieures à la température médiane de la période à long terme, respectivement. Cet indice est utilisé pour identifier les périodes anormalement chaudes et froides. Les valeurs STI sont classées selon des règles tableau V.3 (Fasel, 2015).

Tableau V.3. Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du STI. Fasel (2015).

Valeurs du STI	Degré de chaud et de froid
2.0 et plus	Extrêmement chaud
de 1.5 à 1.99	Très chaud
de 1.0 à 1.49	Modérément chaud
de 0.1 à 0.99	Légèrement chaud
0	Normalité absolue
de -0.1 à -0.99	Légèrement froid
de -1.0 à -1.49	Modérément froid
de -1.5 à -1.99	Très froid
-2 et moins	Extrêmement froid

V.2.2.1.3. Indice standardisé des écoulements (SSFI)

Pour apprécier la sécheresse hydrologique, une approche similaire à celle du SPI est utilisée. Elle se base sur l'indice standardisé des écoulements SSFI (Standardized Stream Flow Index), introduit par Modarres (2007). D'après Ghenim et Megnounif (2011), le SSFI offre l'avantage de contrôler la sécheresse hydrologique et/ou l'approvisionnement en eau à court, moyen, et long terme. A l'aide du SSFI, on identifie également les fréquences d'écoulement déficitaires et excédentaires.

V.2.2.2. Indice d'aridité de De Martonne (1927)

L'auteur a apporté des modifications à l'indice de Lang, afin de le rendre plus utilisable et plus accessible pour les températures annuelles négatives. Il a ajouté le chiffre 10 à la valeur des températures. L'indice est d'autant plus grand que le climat est plus humide (Messous, 2013).

$$A_a = \frac{P}{T + 10} \quad \text{Eq. V.23}$$

avec :

- P : Pluviosité moyenne annuelle (mm),
- T : Température moyenne annuelle (°C),
- $0 < A_a < 10$ → Climat aride ou désertique,
- $10 < A_a < 20$ → Climat semi-aride,
- $20 < A_a < 30$ → Climat subhumide,
- $30 < A_a < 55$ → Climat humide.

V.2.2.3. Indice de reconnaissance de la sécheresse (RDI)

Comme indice de sécheresse, l'indice de reconnaissance de la sécheresse (RDI) a été proposé par Tsakiris et Vangelis, pour toute la région de Chypreen utilisant les ratios de précipitations sur l'évapotranspiration pour différentes échelles de temps afin d'être représentatif de la région d'intérêt. Le RDI a été étudié plus en détail par Tsakiris et al. (Tsakiris et Vangelis, 2005; Tsakiris et al., 2007). L'un des avantages de l'indice RDI est sa sensibilité aux événements de sécheresse (Khalili, 2011).

L'indice de reconnaissance de la sécheresse (RDI) peut être caractérisé comme un indice météorologique général pour l'évaluation de la sécheresse. Le RDI (The Reconnaissance Drought Index) peut être exprimé sous trois formes : la valeur initiale a_k , le RDI normalized (RDI_{ln}) et le RDI standardized (RDI_{st}) (Jang, 2018).

La valeur initiale (a_k) est présentée sous forme agrégée en utilisant un pas de temps mensuel et peut être calculée sur une base mensuelle, saisonnière (3 mois, 6 mois, etc.) ou annuelle. L' a_k , pour l'année i ($i = 1, \dots, N$) et une base de temps k (mois) ($j = 1, \dots, 12$) est calculé par l'équation V.24. La formulation initiale de RDI_{st} a utilisé l'hypothèse que les valeurs a_k suivent une distribution log normale et est calculé par l'équation V.25 (Tsakiris et Vangelis, 2005; Tsakiris et al., 2007; Jang, 2018).

$$a_k^{(i)} = \frac{\sum_{j=1}^k P_{ij}}{\sum_{j=1}^k ETP_{ij}} \quad \text{Eq. V.24}$$

$$RDI_{st}^{(i)} = \frac{y^{(i)} - \bar{y}}{E_y} \quad \text{Eq. V.25}$$

où

P_{ij} : Précipitations du mois j de l'année i ,

ETP_{ij} : Evapotranspiration potentielle du mois j de l'année i et N est le nombre total d'années des données disponibles,

y_i : $\ln(a_k^{(i)})$,

\bar{y} : Moyenne arithmétique

E_y : Ecart type.

V.2.3. Coefficient d'écoulement

Il existe de nombreuses variables permettant la caractérisation du comportement hydrologique d'un bassin versant, sous l'effet conjugué de la variabilité climatique et des activités anthropiques. Parmi celles-ci, la plus simple est probablement le coefficient d'écoulement qui traduit le rapport entre la pluie annuelle et le débit moyen annuel (Le Lay, 2006). Le coefficient d'écoulement (C_e) permet de quantifier le rendement du bassin. C'est le rapport entre le volume d'eau écoulé à l'exutoire et le volume d'eau précipitée dans le bassin (Kone et al., 2019). Il se traduit par l'équation V.26 :

$$C_e = \frac{V_c}{P_c \cdot A} \quad \text{Eq. V.26}$$

avec :

V_c : Volume d'eau cumulé (m^3),

P_c : Pluie cumulée (m),

A : Surface du bassin (m^2).

V.3. Résultats et discussion

V.3.1. Détection des ruptures au sein des séries chronologiques

Les méthodes citées ci-dessus sont utilisées à travers le logiciel Khronostat. Ce dernier permet une visualisation des résultats de la présente étude en format numérique et graphique.

En appliquant les tests de Pettitt, Buishand, Lee et Heghinian, Hubert et rang, nous étudions les enregistrements des précipitations dans l'Est de l'Algérie (bassin versant de l'Oued Mellah) et trouvons des points de changement importants. Théoriquement, un point de changement représente un changement soudain dans les statistiques d'un enregistrement. On dit que la série principale a une rupture au temps "t" si les deux sous-séries ont des distributions différentes. Les résultats des tests de rupture sont présentés dans les tableaux V.4, V.5, V.6 et V.7 et les figures V.1.

Tableau V.4. Résultats des tests de rupture des séries de précipitations (1968/1969 - 2011/2012).

Pas de temps	Test de rupture	Pettitt	Buishand	Rang	Lee et Heghinian	Hubert
Annuel	Mechroha	1996/1997 Très significative	1996/1997	+	2001/2002	2001/2002
	Hammam N'bail	-	-	-	2001/2002	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Automne	Mechroha	-	-	-	-	-
	Hammam N'bail	-	-	-	-	-
	Bouchegouf	-	-	-	2008/2009	-
Hiver	Mechroha	1996/1997 significative	1996/1997	+	1996/1997	2003/2004 2005/2006
	Hammam N'bail	-	-	-	2001/2002	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Printemps	Mechroha	1997/1998 très significative	2001/2002	+	2001/2002	2001/2002
	Hammam N'bail	-	-	-	2005/2006	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Eté	Mechroha	1988/1989 significative	1988/1989 2002/2003	+	2002/2003	2002/2003
	Hammam N'bail	1986/1987 peu significative	1986/1987	-	1986/1987	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Mensuel	Mechroha	-	-	-	1994/1995	-
	Hammam N'bail	-	-	-	-	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
	Mechroha	-	-	-	2005/2006	-
	Hammam N'bail	-	-	-	-	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-

Novembre	Mechroha	-	-	-	-	-
	Hammam N'bail	-	-	-	-	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Décembre	Mechroha	1996/1997 significative	1996/1997 2001/2002	+	2001/2002	2001/2002
	Hammam N'bail	-	-	-	1979/1980	-
	Bouchegouf	-	-	-	1979/1980	-
Janvier	Mechroha	-	-	-	-	2001/2002 2005/2006
	Hammam N'bail	-	-	-	-	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Février	Mechroha	-	-	-	-	-
	Hammam N'bail	-	-	-	2009/2010	2009/2010
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Mars	Mechroha	1999/2000 peu significative	1999/2000	+	1999/2000	1999/2000
	Hammam N'bail	-	-	-	2005/2006	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Avril	Mechroha	-	-	-	2007/2008	2007/2008
	Hammam N'bail	-	-	-	2007/2008	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Mai	Mechroha	1989/1990 significative	1989/1990 2004/2005	+	2004/2005	2002/2003
	Hammam N'bail	1983/1984 significative	1983/1984	+	1983/1984	1999/2000
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Juin	Mechroha	1988/1989 très significative	-	+	-	2002/2003
	Hammam N'bail	-	-	-	-	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Juillet	Mechroha	-	-	-	-	-
	Hammam N'bail	-	-	-	-	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Août	Mechroha	-	-	-	-	-
	Hammam N'bail	-	-	-	-	-
	Bouchegouf	-	-	-	-	-
Probabilité de dépassement donnée uniquement en cas de rupture.						
Explications: + rejeté, - accepté.						

Tableau V.5. Résultats des tests de rupture des séries de précipitations moyennes (1968/1969 - 2011/2012).

Test de rupture	Pettitt	Buishand	Rang	Lee et Heghinian	Hubert	Excès (%)	
Annuel	1996/1997 très significative	1996/1997	+	2001/2002	2001/2002	↑ 46 - ↑ 58	
Saisonnier	Automne	-	-	2008/2009	-	↑ 59	
	Hiver	1996/1997 peu significative	2001/2002 1996/1997	+	2001/2002	2001/2002	↑ 51 - ↑ 68
	Printemps	2001/2002 significative	2001/2002	+	2001/2002	2001/2002	↑ 67
	Été	1986/1987 significative	1986/1987	+	2002/2003	2002/2003	↑ 110 - ↑ 117
Mensuel	Septembre	1994/1995 peu significative	-	-	1994/1995	-	↑ 80
	Octobre	-	-	-	-	-	
	Novembre	-	-	-	-	-	
	Décembre	-	2001/2002	-	2001/2002	2001/2002	↑ 80
	Janvier	-	-	-	-	-	
	Février	-	-	-	-	-	
	Mars	-	-	-	2005/2006	-	↑ 70
	Avril	-	-	-	-	2007/2008	↑ 90
	Mai	1988/1989 significative	1988/1989	+	-	1996/1997	↑ 130-↑ 120
	Juin	1986/1987 significative	1986/1987 2002/2003	-	2002/2003	2002/2003	↑ 160-↑ 160
	Juillet	-	-	-	-	-	
	Août	-	-	-	1995/996	-	↑ 120
Probabilité de dépassement donnée uniquement en cas de rupture. Explications: + rejeté, - accepté, ↑ Excès							

Tableau V.6. Résultats des tests de rupture des séries de température moyenne (1972/1973 - 2013/2014).

Test de rupture	Pettitt	Buishand	Rang	Lee et Heghinian	Hubert	Excès Déficit (%)	
Annuel	1980/1981 très significative	1980/1981	+	1980/1981	1980/1981	↑ 7	
Saisonnier	Automne	1986/1987 peu significative	1986/1987 1980/1981	-	1979/1980	1979/1980	↑ 4-↑ 6
	Hiver	-	-	-	-	-	
	Printemps	1979/1980 significative	1979/1980	+	1979/1980	1995/1996 2007/2008	↑ 11-↑ 5-↓ 6
	Été	1980/1981 significative	1980/1981	+	1980/1981	1980/1981	↑ 7

Mensuel	Septembre	-	-	-	1975/1976	-	↓3
	Octobre	-	1985/1986	+	1985/1986	1985/1986	↑0.5
	Novembre	-	1979/1980	-	1979/1980	1979/1980	↑12
	Décembre	-	-	-	-	-	
	Janvier	-	-	-	-	-	
	Février	-	-	-	2009/2010	-	↓21
	Mars	-	-	-	-	-	
	Avril	1996/1997 peu significative	1979/1980	-	1979/1980	1979/1980	↑9-↑17
	Mai	-	-	-	1979/1980	-	↑8
	Juin	-	1980/1981	-	1980/1981	1995/1996	↑8-↑5
	Juillet	1980/1981 très significative	1980/1981	+	1980/1981	1980/1981 1984/1985	↑9-↑4
	Août	1984/1985 significative	1984/1985	+	1984/1985	1984/1985	↑4
Probabilité de dépassement donnée uniquement en cas de rupture. Explications: + rejeté, - accepté, ↓Déficit ↑ Excès.							

Tableau V.7. Résultats des tests de rupture des séries des lames d'eau écoulées (1968/1969 - 2011/2012).

Test de rupture	Pettitt	Buishand	Rang	Lee et Heghinian	Hubert	Excès Déficit (%)	
Annuel	-	-	-	-	-		
Saisonnier	Automne	-	-	2008/2009	-	↑67	
	Hiver	-	-	-	-		
	Printemps	-	-	-	-		
	Été	-	-	2000/2001	2002/2003	↑122-↑144	
Mensuel	Septembre	-	-	2008/2009	2008/2009	↑273	
	Octobre	-	-	-	-		
	Novembre	-	-	-	-		
	Décembre	-	-	-	-		
	Janvier	-	-	-	-		
	Février	-	-	-	-		
	Mars	-	-	-	-		
	Avril	-	1978/1979	-	1978/1979	-	↓37
	Mai	-	-	-	-	-	
	Juin	-	-	-	2001/2002	-	↑99
	Juillet	-	-	-	2007/2008	2007/2008	↑119
	Août	-	-	-	2000/2001	2002/2003	↑357-↑284
Probabilité de dépassement donnée uniquement en cas de rupture. Explications: + rejeté, - accepté, ↓Déficit ↑ Excès.							

A l'échelle annuelle, les résultats des Pettitt et Buishand montrent une rupture en 1996/1997 à la station Mechroha. Quant aux résultats de la segmentation d'Hubert et du test de rupture Lee et Heghinian, ils mettent en évidence la présence de rupture en 2001/2002 dans la série de Mechroha. Même si ce test indique qu'il y a une rupture à Hammam N'bail en 2001/2002, la densité de probabilité est assez faible (tab. V.4 et fig. V.1). Les stations de Hammam N'bail et Bouchegouf ne montrent pratiquement aucune rupture sur les 44 ans, ces résultats sont confirmés par le test de rang.

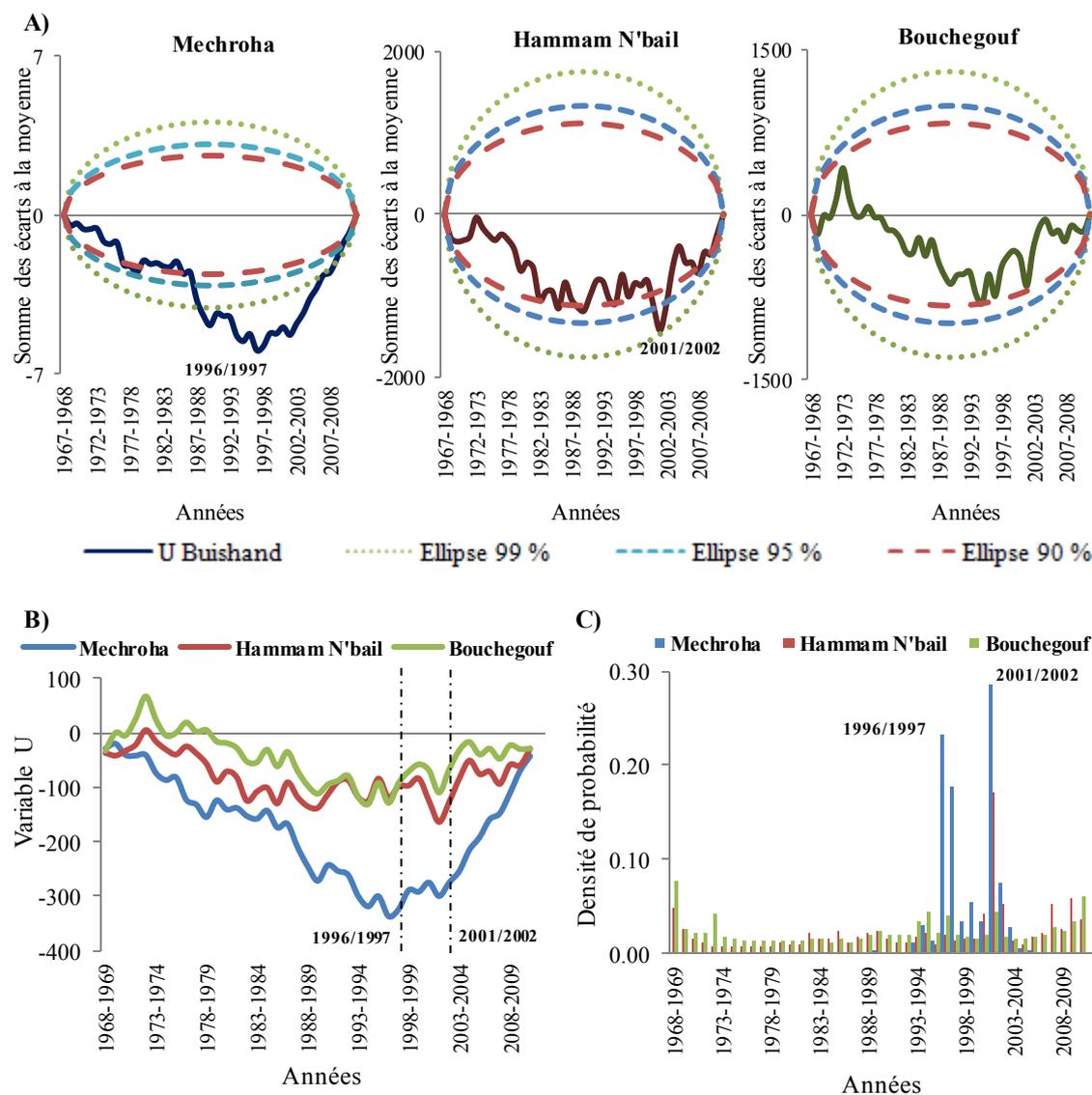


Figure V.1. Résultats des tests de rupture des séries de précipitations aux trois stations.

A) démonstration de la présence de rupture par l'ellipse (test de Buishand);

B) évolution de la variable U (test de Pettitt);

C) densité de probabilité postérieure de la position d'un changement (test de Lee et Heghinian).

En général, les résultats des tests de rupture des séries de précipitations moyennes annuelles dans l'ensemble du bassin versant Mellah, présentés dans le tableau V.6 et la figure V.2 corroborent les résultats liés à chaque station, ce qui signifie que les années de rupture sont 1996/1997 et 2001/2002 avec un excédent respectivement de 46 % et 58 %.

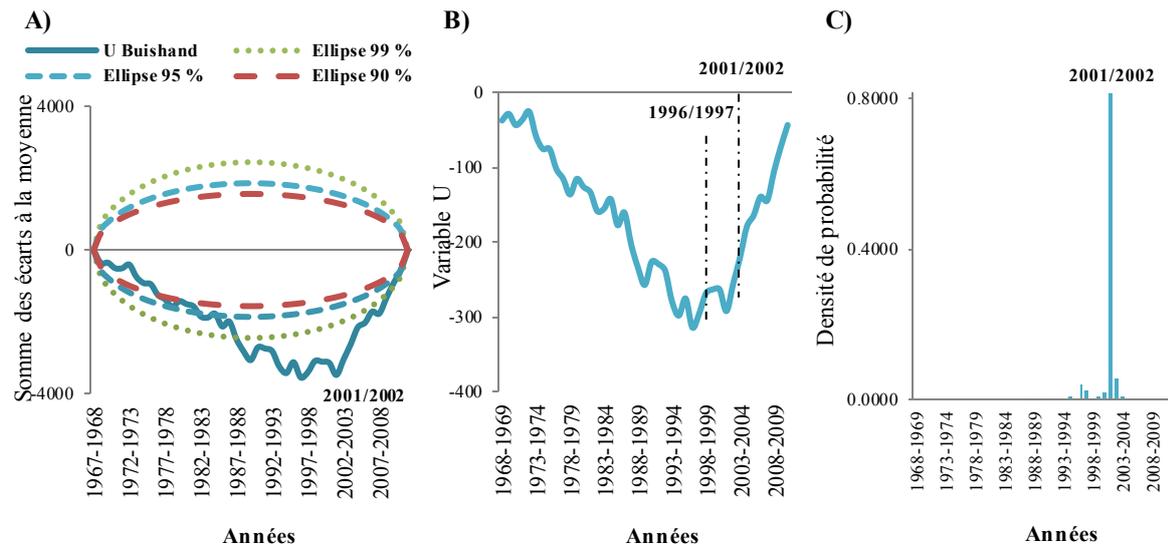


Figure V.2. Résultats des tests de rupture des séries de précipitations moyennes.

A) démonstration de la présence de rupture par l'ellipse (test de Buishand);

B) évolution de la variable U (test de Pettitt);

C) densité de probabilité postérieure de la position d'un changement (test de Lee et Heghinian).

Les résultats des tous les tests (Pettitt, Buishand, Lee et Heghinian, Hubert et rang) enregistrés dans le tableau V.6 et la figure V.3, révèlent une rupture très significative en 1980/1981 sur 42 ans aux deux stations Souk-Ahras et Guelma avec un excédent de 7 %. Alors que les résultats des tests de rupture montrent qu'aucune interruption sur 44 ans n'est signalée à la station hydrométrique de Bouchegouf (tab. V.7 et fig. V.4).

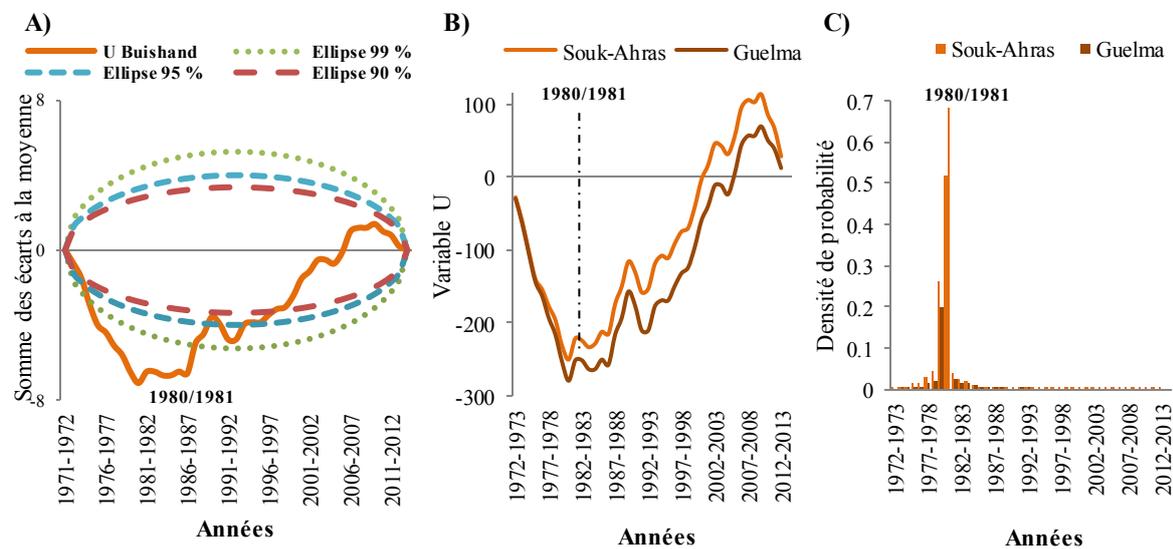


Figure V.3. Résultats des tests de rupture des séries de température.

A) démonstration de la présence de rupture par l'ellipse (test de Buishand);

B) évolution de la variable U (test de Pettitt);

C) densité de probabilité postérieure de la position d'un changement (test de Lee et Heghinian).

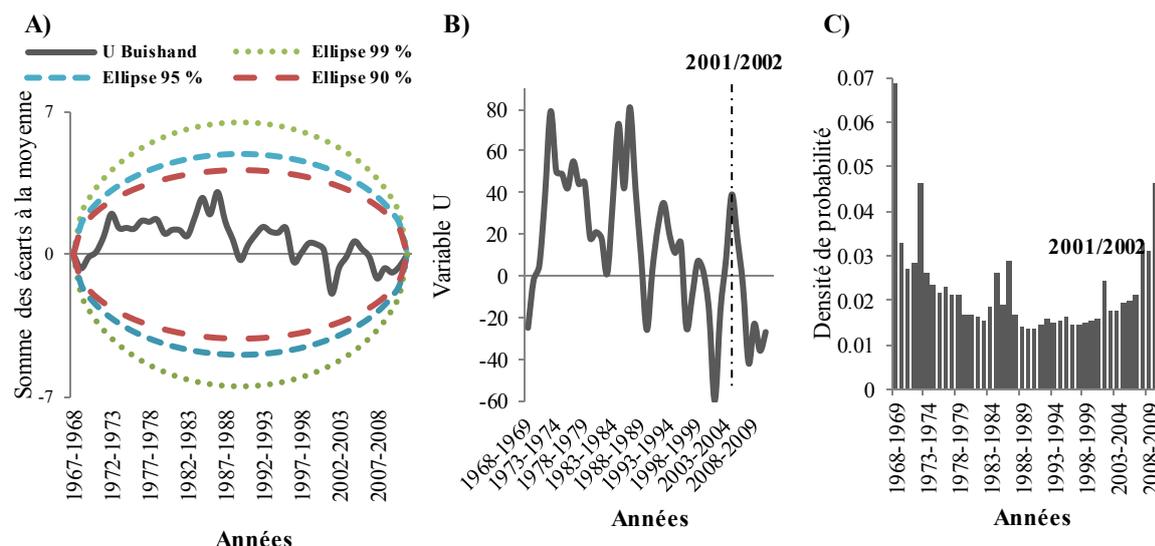


Figure V.4. Résultats des tests de rupture de la série des lames d'eau écoulées.

A) démonstration de la présence de rupture par l'ellipse (test de Buishand);

B) évolution de la variable U (test de Pettitt);

C) densité de probabilité postérieure de la position d'un changement (test de Lee et Heghinian).

Les résultats montrent que le changement soudain du rythme de la série des précipitations s'est produit en 1996/1997 et 2001/2002. Ce changement s'est manifesté au cours des saisons d'Hiver et de Printemps et la rupture de l'année 1996/1997 est significative à Mechroha. Quant au bassin dans son ensemble, l'année 2001/2002 est plus significative avec un excédent de 168 % en Hiver et 67 % au Printemps. Alors que le changement est observé en Juin de l'Été (2002/2003), avec un excédent d'environ 160 %, en 1986/1987 il a été observée à Hammam N'bail, mais de faible signification dans tout le bassin. Seul le test Lee et Heghinian a détecté 2008/2009 comme une année de rupture pour la saison d'Automne, en particulier à Bouchegouf, bien qu'il n'ait pas été observé pendant les mois de Septembre, Octobre et Novembre, mais ce n'est qu'une augmentation des précipitations au cours des dernières années, avec un excédent d'environ 60 %.

La rupture survenue en 1980/1981 dans la série annuelle de températures, a été déterminée en Été, et cela est dû à l'augmentation de température estimée à 7 % pendant les mois de Juin (8 %) et Juillet (9 %). En ce qui concerne les saisons d'Automne et de Printemps, où la température est relativement élevée, respectivement à 4 % et 11%, l'année précédente 1979/1980 a été définie comme une année de rupture, et ce pendant le mois de Novembre (12 %) et le mois de Mai (8%).

Au niveau saisonnier ou mensuel, la rupture n'a été déterminée que pendant les saisons sèches (Été et Automne) au cours des années 2000 dans la série hydrométrique, Septembre (2008/2009), Juin (2001/2002), Juillet (2007/2008) et Août (2000/2001 et 2002/2003).

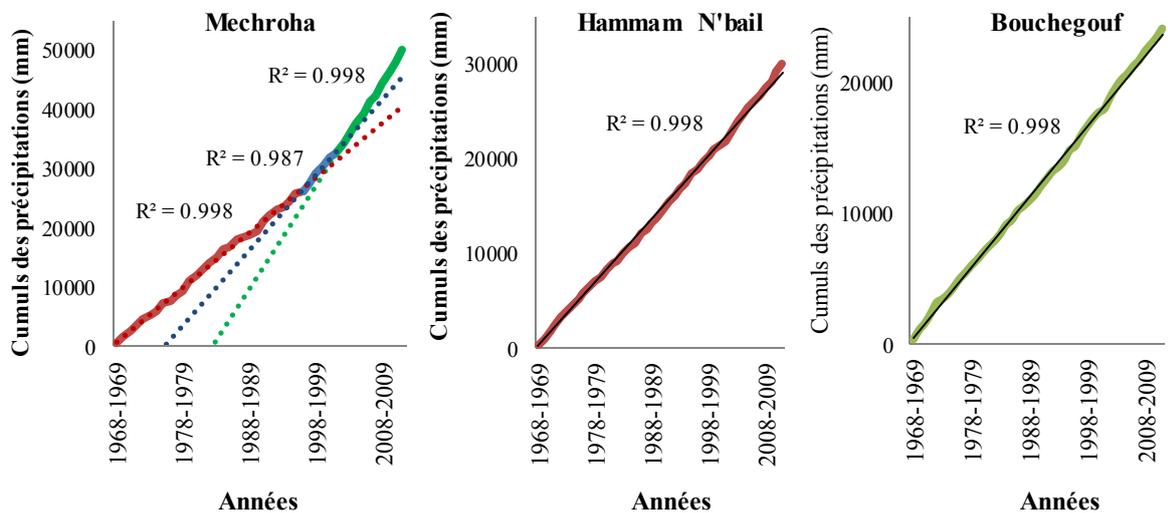
Nous pouvons distinguer au niveau des résultats des trois tableaux précédents (tab. V.5, V.6 et V.7)), est que le déficit se situe souvent dans les années 80 et 90, tandis que l'excédent se situe dans les années 70 et 2000.

V.3.2. Simple cumul

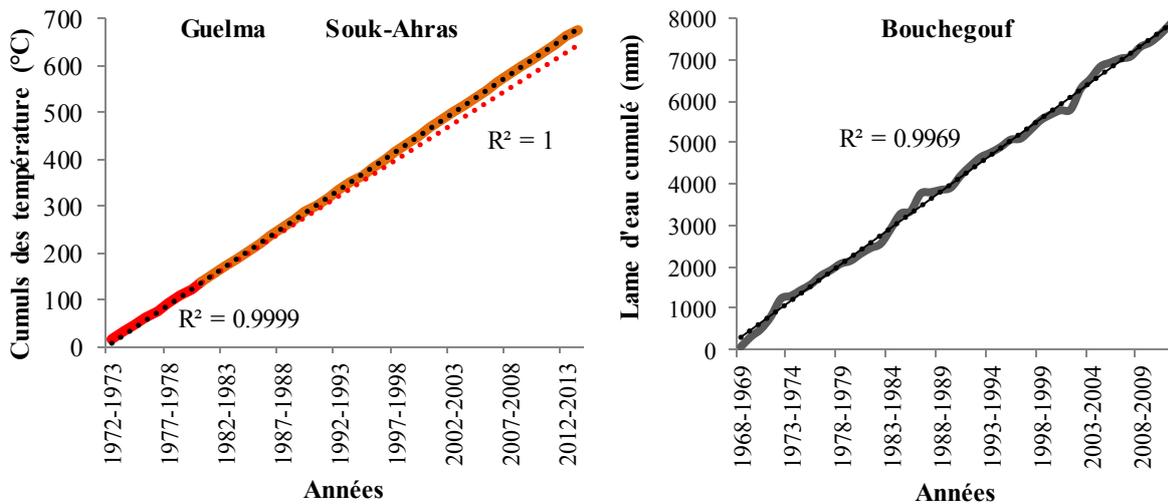
Les accumulations des précipitations pour le pas de temps annuel (fig. V.5), montrent que seule la série de Mechroha présente une rupture en 2001/2002 et 1996/1997, et pratiquement

aucune rupture n'est observée dans la série chronologique des autres stations pluviométrique et hydrométrique.

La figure V.5 indique également une faible rupture de pente en 1980/1981 dans la série de températures. Ces résultats sont similaires aux résultats du test de rupture et les confirment.



a) Précipitations



b) températures

c) lame d'eau écoulée

Figure V.5. Cumuls des précipitations annuelles (a), des températures (b) et de la lame d'eau écoulée (c).

V.3.3. Evolution des indices hydro-climatiques

L'examen de la figure V.3, montre que de 2002/2003 à 2011/2012 le degré d'humidité devient important à la station de Mechroha, il est clair qu'en 2004/2005 et 2009/2010, l'humidité est élevée et est extrêmement élevée en 2011/2012, alors que pendant la période de 1968/1969 à 2001/2002, caractérisée par un climat sec, la sécheresse a atteint son maximum en 1987/1988.

A la station de Hammam N'bail (fig. V.6), nous constatons que les années entre 1973/1974 et 2001/2002 marquent une période sèche, avec son extrême enregistré en 1982/1983. Pourtant, nous assistons à une irrégularité climatique prononcée au cours de cette période. En revanche, il y a un retour à l'humidité de 2002/2003 - 2009/2010.

L'analyse de la figure V.6 montre qu'à la station de Bouchegouf, la série commence par des années de sécheresse de 1973/1974 à 1994/1995, suivies d'une période 1995/1996 - 2001/2002 avec une variabilité évidente entre sécheresse et humidité. Le reste de la série est plus ou moins humide, marquant toujours son irrégularité.

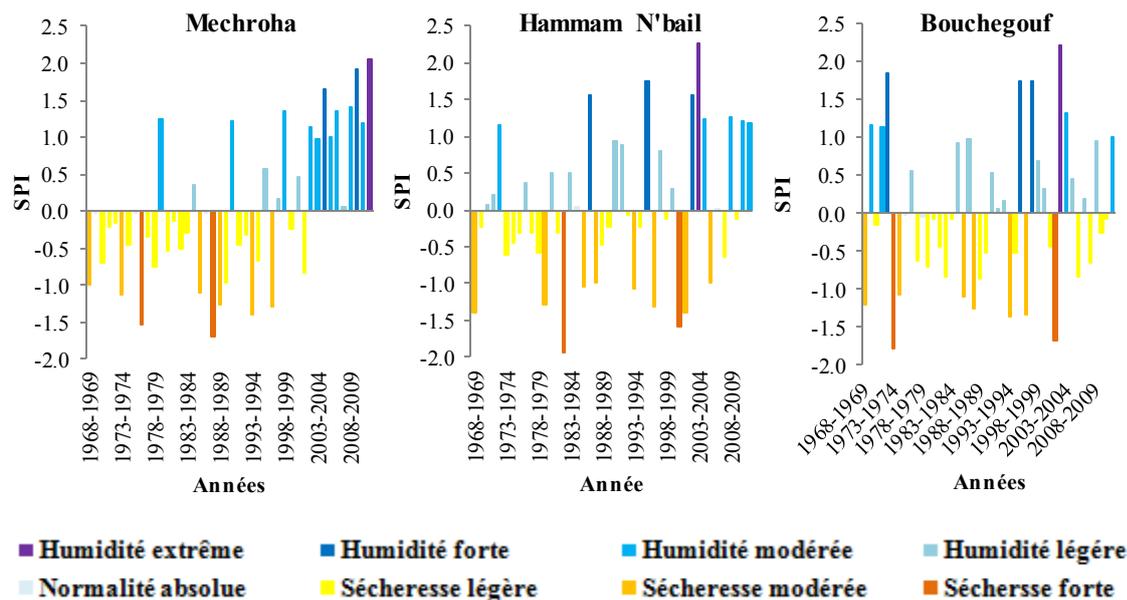


Figure V.6. Indice de précipitation annuel standardisé (SPI) au cours de la période 1968/1969 - 2011/2012 aux trois stations pluviométriques.

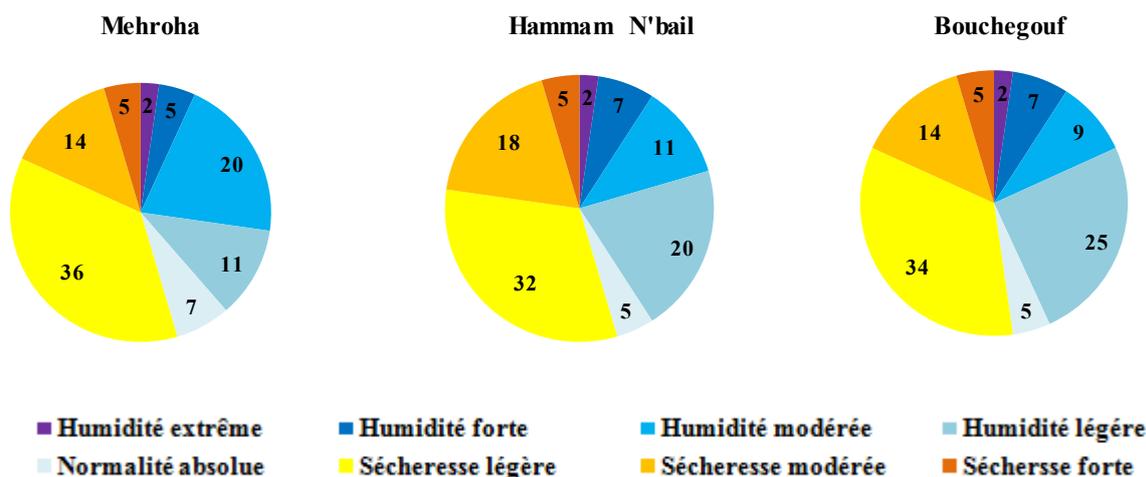


Figure V.7. Répartition des années selon le degré d'humidité et de sécheresse SPI au cours de la période 1968/1969 - 2011/2012 dans les trois stations pluviométriques.

Ainsi, nous constatons que le changement de l'état général du climat à Mechroha s'est produit en 1996/1997 et 2001/2002, à Hammam N'bail en 2001/2002 et à Bouchegouf en 1994/1995 et 2001/2002, comme indiqué par les résultats précédents du test de rupture des séries de précipitations.

À la suite de cette analyse, nous pouvons dire que les trois stations (fig. V.7) ont la même variabilité d'humidité et de sécheresse et qu'elles n'ont pas subi de sécheresse extrême pendant toute la période d'étude.

Étant donné l'indice RDI, qui prend en compte aussi la température, contrairement à l'indice SPI. En ce qui concerne la variation interannuelle, il donne les mêmes lectures que l'indice précédent SPI, mais permet de mieux appréhender la sévérité des années sèches et des années humides.

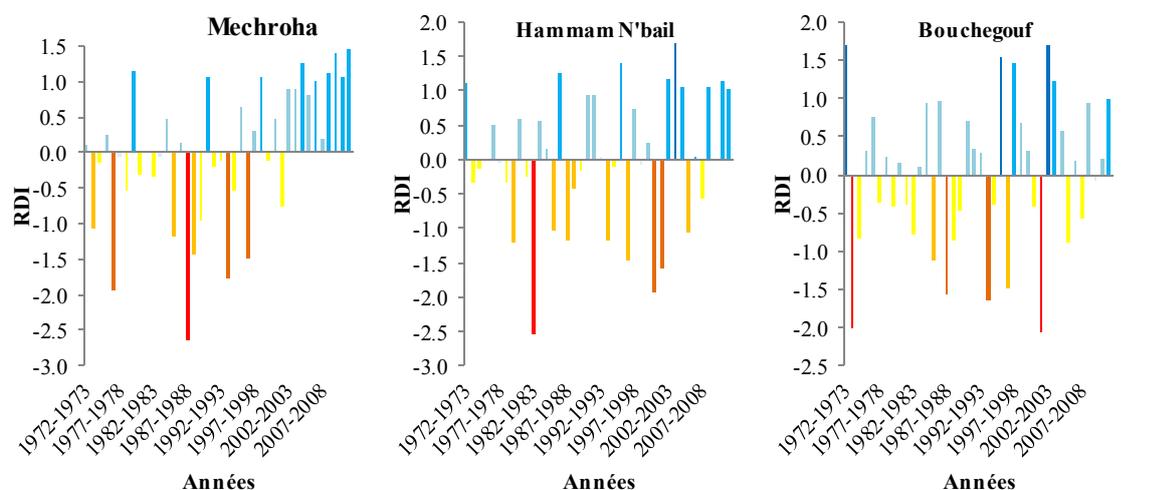


Figure V.8. Indice de reconnaissance de la sécheresse (RDI) au cours de la période 1972/1973 - 2013/2014 aux trois stations pluviométriques.

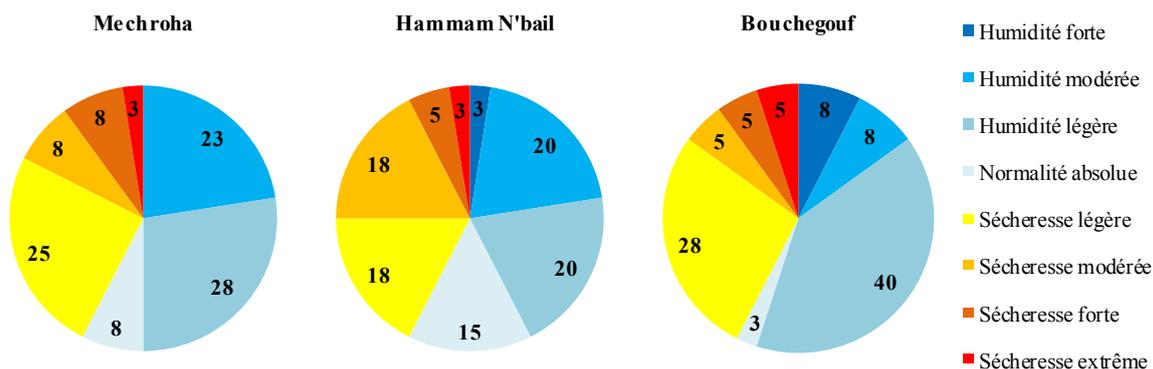


Figure V.9. Répartition des années selon le degré d'humidité et de sécheresse par le RDI au cours de la période 1972/1973 - 2013/2014 dans les trois stations pluviométriques.

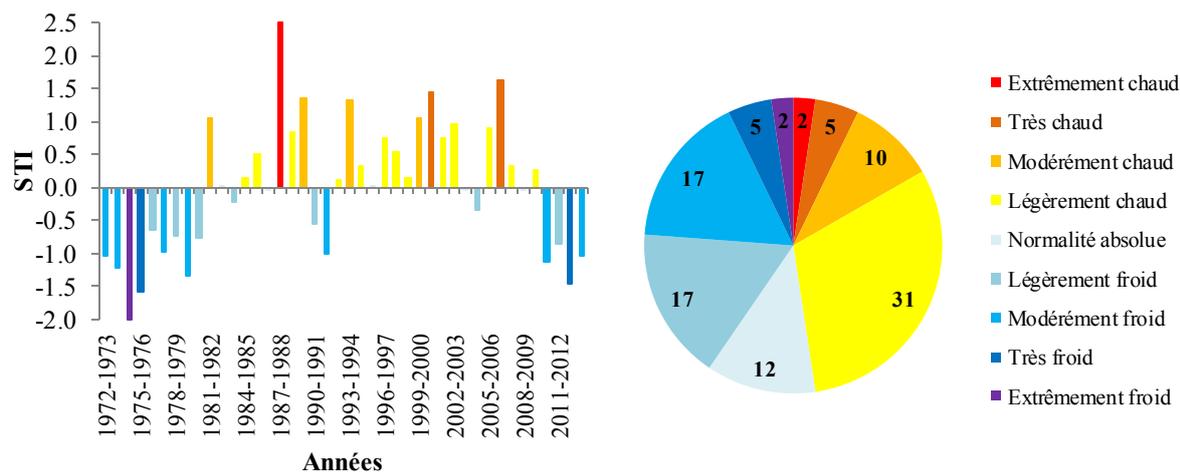


Figure V.10. Indice de température standard annuel (STI) et répartition des années chaudes et froides au cours de la période (1972 / 1973 – 2013/2014) à la station Guelma.

Les figures précédentes montrent un synchronisme entre les données de la station Souk-Ahras et de la station Guelma, nous n'avons donc pas de grande différence entre les résultats des deux stations. Après 1980/1981, le climat est passé du froid au chaud jusqu'en 2009. Les signes du retour au climat plus froid ont commencé de 2010/2011 à 2013/2014. La région a généralement connu des températures modérées (fig. V.10).

La présentation de SSFI (fig. V.11), durant la période 1968/1969 et 2011/2012 est caractérisée par 50 % d'années sèches et 50 % d'années humides avec des degrés différents (fig. V.11). On peut également noter que la série montre des fluctuations importantes dans le temps sans qu'il y ait de réelle direction privilégiée. Ces variations reflètent la variabilité intrinsèque des séries hydrologiques.

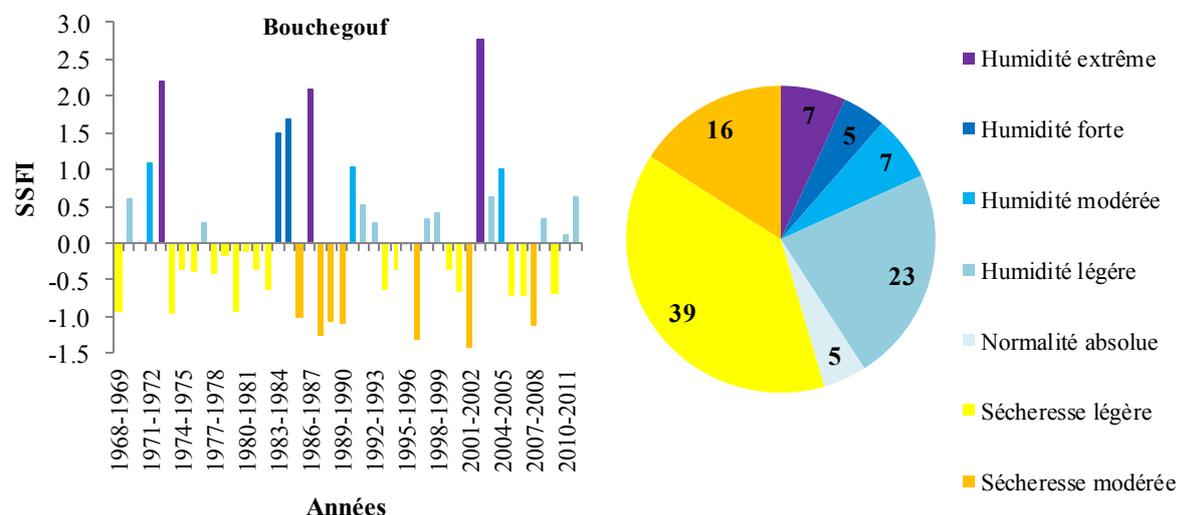


Figure V.11. Indice annuel normalisé de débit (SSFI) et répartition des années sèches et humides au cours de la période (1968/1969 -2011/2012) à la station de Bouchegouf.

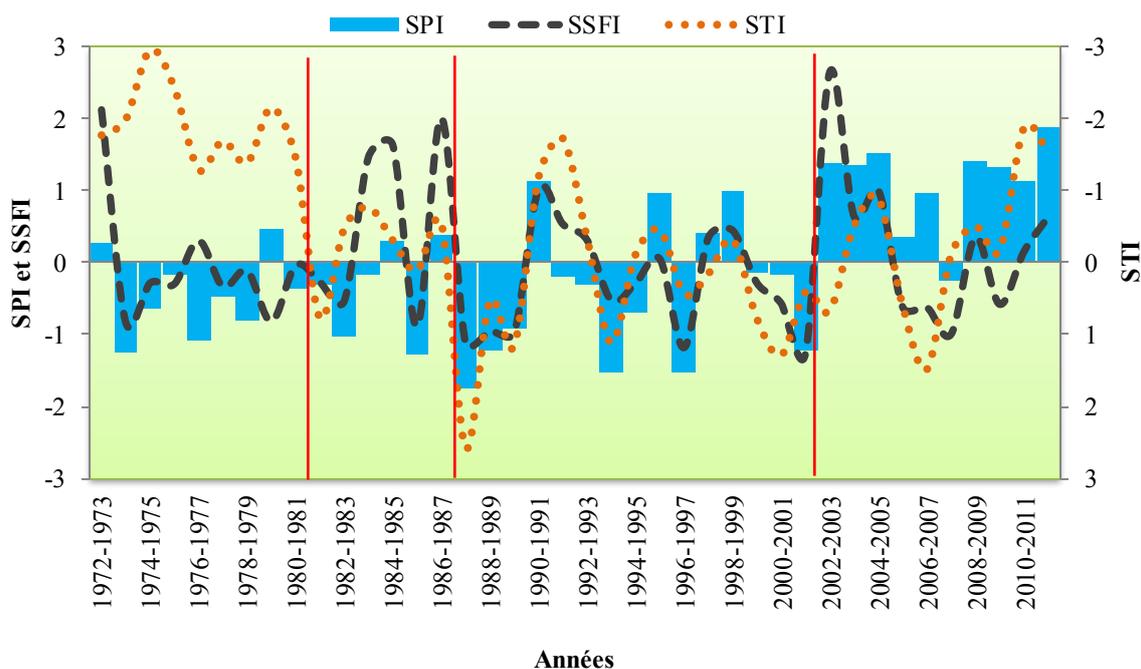


Figure V.12. Evolution des Indices pluviométrique, hydrométrique et température pour le bassin d'oued Mellah (1972/1973 - 2011/2012).

Si l'on prend en compte les trois indicateurs (SPI, SSFI et STI) au cours d'une même période 1972/1973 - 2011/2012, on peut distinguer quatre périodes avec des caractéristiques différentes (fig. V.12) :

La période de 1972/1973 à 1980/1981 est caractérisée par une diminution des précipitations, du débit et même de la température, une période à caractère sec mais froid à la fois.

Quant à la période suivante 1981/1982 - 1986/1987, on constate une augmentation du niveau de ruissellement malgré les faibles précipitations et la diminution de températures.

Quant à la troisième période, considérée comme un peu sèche, on constate une homogénéité entre les trois caractéristiques différentes (pluie, température, débit) durant la période 1987/1987 à 2001/2002,

La dernière période 2002/2003 - 2011/2012 diffère de la précédente, car elle est considérée comme une période humide et froide.

La valeur de l'indice d'aridité montre que notre région d'étude a été soumise à un climat subhumide durant la période 1972/1973 - 1990/1991 et à un climat humide dans les vingt dernières années. La valeur de A_a oscille d'une année à l'autre, toutefois dans l'ensemble il reste dans l'étage subhumide durant la première sous-période et évolue durant la deuxième période après 1990/1991 en étage humide (fig. V.13).

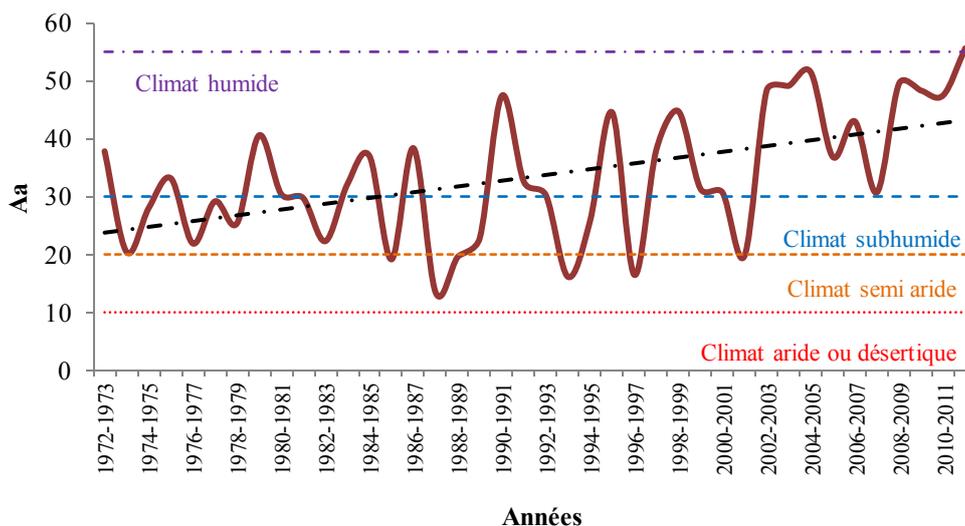


Figure V.13. Indices comparés de De Martonne de 1972/1973 à 2011/2012.

La variation du coefficient d'écoulement (fig. V.14), au cours de l'épisode compris entre 1968/1969 et 2011/2012, montre une chute importante du coefficient entre 1986/1987 - 2011/2012. Pendant la décennie 2000, on observe une tendance à la hausse, Ceci est caractéristique de l'intégration d'une période humide dans le bassin. Quant à la période 1968/1969 - 1986/1989, on y observe une alternance des coefficients.

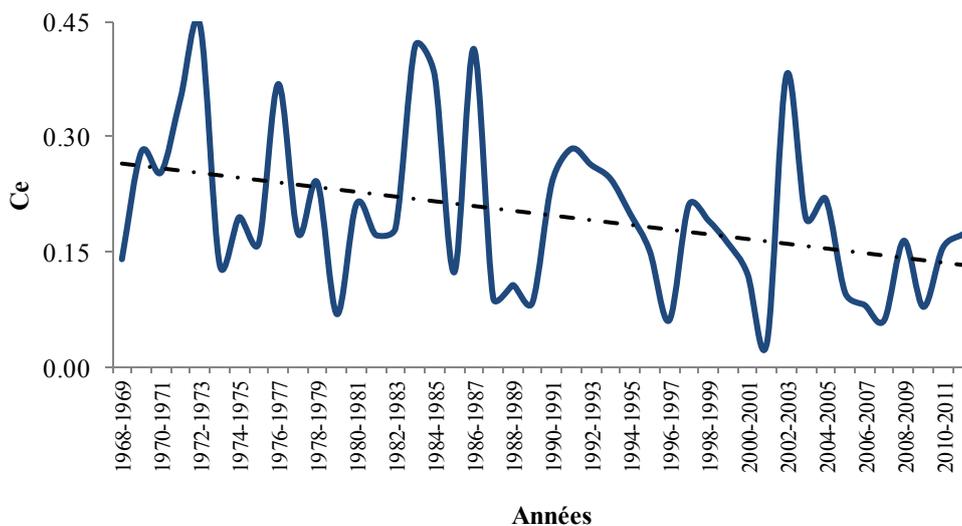


Figure V.14. Coefficient d'écoulement standard au niveau du bassin d'oued Mellah (1968/1969 - 2011/2012).

L'utilisation de tests statistiques permet de détecter les années de rupture sur les différentes séries d'observations pluviométrique, hydrométrique et de température. L'analyse des séries de précipitations sur la période 1968/1969 - 2011/2012, du bassin versant de l'Oued Mellah, montre que les chroniques ne sont pas stationnaires et qu'elles ont subi au moins une rupture 1996/1997 à Mechroha et en 2001/2002 à Mechroha et Hammam N'bail. Ces résultats corroborent ceux de l'étude de Khoualdia et al. (2014) où d'importantes ruptures primaires sont détectées dans les séries pluviométriques du bassin versant de Medjarda, à Ain Dalia 1996/1997 et El Kouif (2001/2002). Il est à noter que la majorité des ruptures sont localisées dans les années 80 et 90. Selon Nouaceur (2011), la dernière période concerne la fin de la série 2002-2006. L'analyse des données pluviométriques de cette dernière phase a montré une

augmentation des fréquences des années humides à très humides. Les observations faites en 2007, 2008, 2009 et 2010 confirment également la prédominance de conditions plus humides, confirmées par le ministère de l'Agriculture, du Développement rural et de la Pêche en Algérie qui a annoncé durant cette période une production céréalière record de 6,2 millions de quintaux un chiffre jamais atteint par l'agriculture algérienne. Les chiffres publiés par le Ministère des Ressources en Eau et de l'Environnement d'Algérie font également état d'un taux de remplissage des différents barrages de plus de 70 % sur les trois dernières années. Parallèlement à cette tendance, il y a également une nette augmentation des orages dans presque toutes les stations. Les pluies tombant sur le territoire algérien sont ainsi devenues plus intenses, cet argument est également soutenu par une augmentation sans précédent des inondations et des inondations dévastatrices dans le pays.

Dans la région ouest de l'Algérie et pour tous les tests, la rupture s'est produite au cours de la décennie 1970–1980, selon Meddi M. et Meddi H. (2009), Talia et al. (2011), Ghenim et Megnounif (2013) et Gherissi (2018), qui ont tendance à se dessécher à partir de la fin des années 1970, surtout depuis les années 1980. En revanche, dans la région orientale de l'Algérie, selon Khezazna et al. (2017), les résultats du test de Pettitt montrent que les séries de précipitations annuelles moyennes pour les stations de Pont Bouchet, El Kerma, Mechroha, Medjaz Ammar et Nechmaya montrent des points de changement significatifs entre 1982 et 2001.

Sur tous les tests, aucune rupture n'a été détectée dans la station hydrométrique de Bouchegouf et la méthode de l'accumulation simple confirme ce résultat. Pour les températures, une rupture principale est observée en 1980/1981.

Plusieurs indices relatifs à la sécheresse sont proposés et calculés dans ce chapitre (SPI, STI, SSFI, RDI, De Martonne), la plupart de ces indices prennent comme référence la valeur la plus fréquente qui est généralement la moyenne climatologique, ou l'analyse fréquentielle grâce à laquelle les seuils de sécheresse peuvent être facilement calculés. En général, le seuil de sécheresse est choisi en fonction de la sévérité souhaitée car il n'y a pas de règle préalable.

Les résultats montrent que la sécheresse est un phénomène récurrent. La méthode de l'écart moyen donne un pourcentage de 18 à 40 % de sécheresse légère, de 5 à 20 % de sécheresse modérée et de 0 à 5 % de sécheresse forte et un pourcentage de 11 à 40 % d'humidité légère, de 7 à 23 % d'humidité modérée et de 3 à 8 % forte humidité, 2 à 7 % années extrêmement chaudes et humides selon la classification par l'indice normalisé.

V.4. Conclusion

La sécheresse est l'un des phénomènes importants résultant de la variabilité et du changement climatique. Elle a des effets négatifs sur tous les secteurs économiques, agricoles et sociaux. L'objectif de cette étude est de détecter rapidement des situations de sécheresse climatique sur le bassin versant du Mellah (Nord-est algérien) pour des périodes de 42 ans à travers le calcul de: l'indice de précipitation normalisé (SPI), l'indice de débit normalisé (SSFI), l'indice de température normalisé (STI)... . Les calculs ont permis de localiser plus précisément les périodes de sécheresse par leur intensité, leur durée et leur fréquence, et de détecter des années de ruptures à l'aide des tests de Pettitt, rang, Lee et Heghinian, Hubert et Buishand. L'utilisation des statistiques, les tests pour les séries de précipitations analysées montrent toutes les ruptures, dont la plupart se situent en 1996/1997 et 2001/2002. Pour les températures les ruptures se situent en 1980/1981.

L'indice de sécheresse (SI) peut être utile pour avertir de la sécheresse et aider à évaluer sa gravité. Il est spatialement cohérent et permet une comparaison entre les différents emplacements et le climat, aussi sa nature probabiliste lui donne un contexte historique bien adapté à la prise de décision. Dans cette étude, l'utilisation du SPI a permis de décrire les sécheresses dans tout le bassin entre 1968/1969 et 2011/2012. La région a connu un changement climatique depuis 2001/2002. Les précipitations ont considérablement augmenté, en particulier dans la station de Mechroha.

La période d'étude a été divisée en deux séquences à savoir, une séquence sèche de 1972/1973 à 2001/2002 et une séquence humide de 2002/2003 à 2011/2012. L'achèvement des indicateurs SPI sur l'ensemble du bassin montre une distribution hétérogène des précipitations à travers le bassin du Mellah, soit dans le cycle sec soit dans le cycle humide. Cela montre que la région Bouchegouf est la plus touchée par la sécheresse continue. Cet indicateur reflète de manière significative les performances de ruissellement d'oued Mellah à la station hydrométrique de Bouchegouf. Au niveau de l'écoulement il y avait un déficit sur la période 1973/1974 - 1982/1983; 1987/1988 - 2001/2002 et 2005/2006 - 2009/2010 en utilisant l'indice SSFI. La réponse hydrologique aux événements pluvieux est complexe, de nombreux facteurs influençant les débits, y compris la recharge des aquifères. Ainsi, après une succession de flux excédentaires, la baisse de SSFI est parfois retardée.

Les résultats de cette étude fournissent une base de données importante pour évaluer les risques de la variabilité climatique. Dans ce contexte, l'amélioration des systèmes d'observation est nécessaire pour disposer de données fiables et suffisantes pour mieux caractériser le climat et faire de bonnes prévisions qui devraient contribuer à une meilleure adaptation aux effets néfastes probables de la variabilité climatique. Ces résultats peuvent être utilisés pour prévoir les sécheresses dans le bassin versant du Mellah et permettent la planification et la gestion efficaces des ressources en eau et des activités agricoles, ainsi que l'élaboration de mesures d'adaptation à la sécheresse.

Chapitre VI

*Contribution de la modélisation hydrologique à
l'évaluation de l'impact de la variabilité
climatique*

VI.1. Introduction

Les observations des débits sont généralement insuffisantes alors que les données pluviométriques sont souvent 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 surtout avec les variations climatiques que la région a connues ces dernières années, entre sécheresses et inondations, d'où l'intérêt de la modélisation pluie-débit basée sur l'utilisation de modèles simulant la réalité.

La variabilité climatique influence les régimes d'écoulement des bassins versants. Des programmes de recherche sont développés pour adapter les systèmes de gestion de l'eau à cette évolution. Cette démarche vise à mettre à la disposition des gestionnaires de l'eau de la région d'étude, un outil très simple de simulation hydrologique. A partir des observations de pluviométrie, on peut ainsi parvenir à reproduire la réponse hydrologique du bassin versant Mellah, notamment pour les crues exceptionnelles ou les sécheresses.

Une approche de comparaison entre les modèles conceptuels GR, GARDENIA et HBV Light a été retenue pour appréhender les incertitudes liées à la modélisation hydrologique dans le bassin versant Mellah Nord-Est de l'Algérie. Cette incertitude est nécessairement totale, et ceci resterait vrai si l'on augmentait le nombre de modèles hydrologiques considérés. Le premier critère est donc de ne considérer que des modèles validés avec de bonnes performances par rapport aux observations historiques (de débits observés). Un tel exercice est cependant difficile car de telles données n'existent pas forcément dans le bassin de l'Oued Mellah sur le long-terme.

VI.2. Modèles de simples corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée

Avant l'application du modèle pluie-débit nous avons essayé une corrélation simple entre les précipitations et les lames d'eau écoulées pour le bassin versant Mellah.

Le tableau VI.1 et la figure VI.1 présentent les différentes corrélations pluie et la lame d'eau écoulée annuelle, mensuelle et journalière du bassin versant Mellah.

Tableau VI.1. Différentes corrélations entre la pluie et la lame d'eau écoulée

Type d'équation / Pas de temps		Annuel	Mensuel	Journalier
Linéaire	Equation	$H = 0.227P - 22.68$	$H = 0.223P - 1.788$	$H = 0.127 P + 0.173$
	Coefficient de détermination R^2 (%)	32.30	39.60	14.90
Exponentiel	Equation	$H = 32.13 e^{0.001P}$	/	/
	Coefficient de détermination R^2 (%)	39.60	/	/
Logarithme	Equation	$H = 191.6 \ln(P) - 1110$	/	/
	Coefficient de détermination R^2 (%)	34.10	/	/
Polynomial	Equation	$H = 0.614 P - 117.9$	$H = 5.10^{-5} P^2 + 0.21 P - 1.355$	$H = 0.003 P^2 + 0.032 P + 0.288$
	Coefficient de détermination R^2 (%)	34.50	39.60	19.80
Puissance	Equation	$H = 0.008 P^{1.441}$	/	/
	Coefficient de détermination R^2 (%)	44.30	/	/

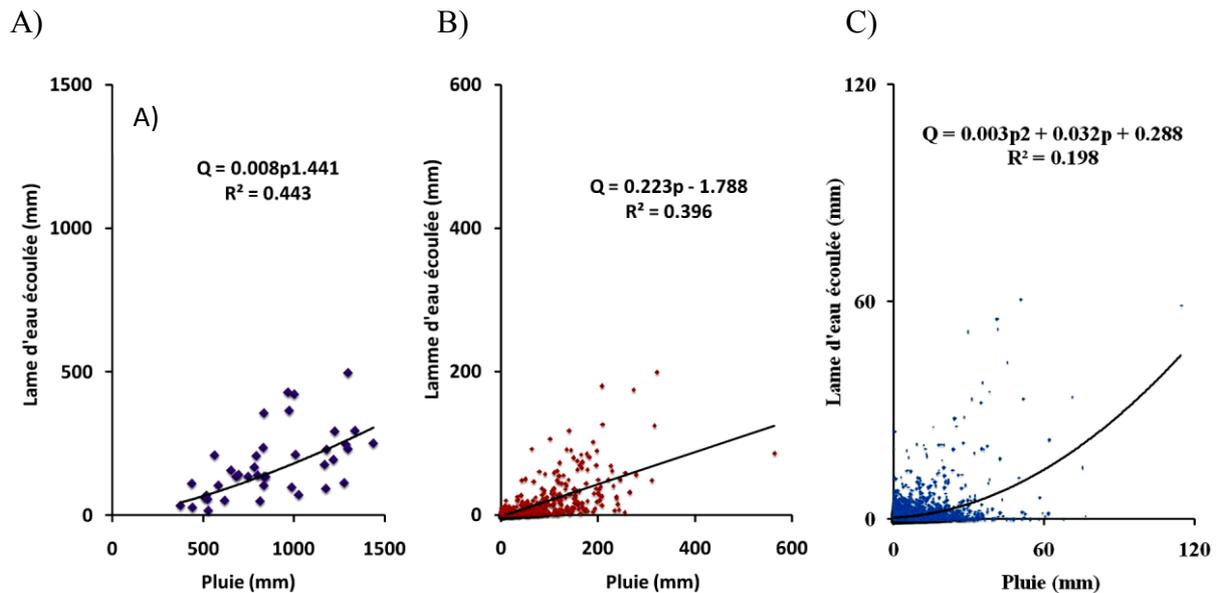


Figure VI.1. Corrélations entre les lames d'eau écoulées et les pluies aux différents pas de temps.

A) annuel, B) mensuel, C) journalier.

La régression entre les lames d'eau écoulées et les pluies montre de mauvaises relations journalières, mensuelles et annuelles avec des coefficients de détermination $R^2 < 50\%$ pour les types de régression linéaire et polynomiale. Ceci peut s'expliquer par le fait que l'écoulement enregistré dans un jour ne correspond pas forcément aux pluies tombées le même jour. Les écoulements de surface peuvent en effet être soutenus par les écoulements souterrains dus aux pluies précédentes ou des consommations d'irrigations.

Les caractéristiques physiques, la taille, la géologie, et la structure du bassin associées à l'intensité, et la répartition spatio-temporelle des précipitations constituent les principaux facteurs qui conditionnent le phénomène. En effet, nous obtenons de meilleures corrélations annuelles que les deux corrélations mensuelle et journalière.

Les résultats des régressions simples ne sont pas convaincants et ne peuvent pas être utilisés pour la contribution de l'évaluation de l'impact de la variabilité climatique sur la ressource en eau.

De tels modèles sont très simples et manquent d'autres paramètres régissant le débit, en particulier les échanges avec l'atmosphère et les réservoirs souterrains. Pour y remédier, nous avons donc utilisé certains modèles qui tiennent compte de ces échanges.

VI.3. Application des modèles pluie-débit

VI.3.1. Méthodologie

La méthodologie adoptée dans cette partie consiste à calibrer et valider les paramètres du modèles GR (GR1A, GR2M et GR4J), GARDENIA et HBV Light pour la série (1972/1973 - 2011/2012), en utilisant plusieurs sous-périodes (fig. VI.2), ensuite, on divise la période en cinq sous périodes afin de comparer la variation du critère de Nash autour des dates de rupture (1980/1981, 1996/1997 et 2001/2002) d'une part, et d'autre part, détecter les différentes anomalies influençant la modélisation pour le bassin versant d'oued Mellah. Cela, nous permet de mettre en évidence les différents changements dans le régime hydrologique de l'oued Mellah et par conséquent l'impact de la variabilité climatique sur la ressource en

eau. La figure VI.2, permet de comprendre la subdivision appliquée dans cette étude et distinguer cinq périodes différentes.

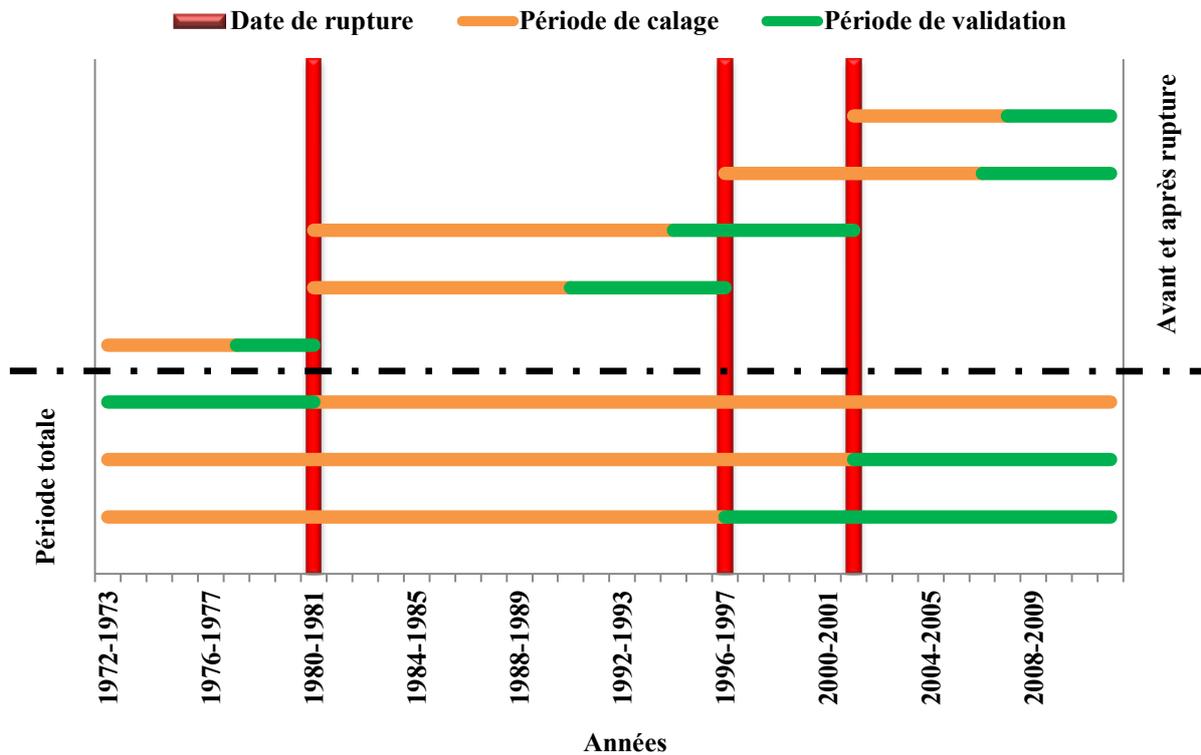


Figure VI.2. Sous-périodes considérées pour le calage et la validation des modèles.

La phase de calage des modèles consiste à déterminer, sur un échantillon d'événements de référence, un ou plusieurs jeux de paramètres avec lesquels les hydrogrammes des simulations du modèle approchent au mieux les hydrogrammes de la base de données observées de référence. Les données fournies à l'entrée et à la sortie des modèles sont soumises à des incertitudes de mesure. Le calage des paramètres du modèle doit permettre de compenser ces erreurs, pour explorer les paramètres et pour évaluer les simulations, on peut procéder manuellement, en testant des jeux de paramètres au hasard ou prédéfinis et en évaluant visuellement l'ajustement des simulations des modèles aux données de référence.

On valide le modèle calé sur une base de données d'événements qui n'a pas servi pour le calage. Cette étape est nécessaire pour évaluer la robustesse du modèle qui nous intéresse dans une optique de simulation opérationnelle des crues.

Pour l'évaluation des simulations, un critère de performance mesurant la distance entre les hydrogrammes simulés et ceux des crues reconstituées a été calculé. Le critère de NASH est le critère le plus fréquemment utilisé. Il a l'avantage de donner un poids important à la restitution par le modèle des forts débits. Il présente également la qualité d'être normalisé par la variance du champ observé (Bouanani, 2010).

Le coefficient de détermination est noté R^2 . Ce coefficient varie entre 0 et 1, soit entre un pouvoir de prédiction faible et un pouvoir de prédiction fort. Le coefficient de détermination (R^2 , soit le carré du coefficient de corrélation linéaire r) est un indicateur qui permet de juger la qualité d'une régression simple. Il mesure l'adéquation entre le modèle et les données observées ou encore à quel point l'équation de régression est adaptée pour décrire la distribution des points. Si le R^2 est nul, cela signifie que le modèle mathématique utilisé

n'explique absolument pas la distribution des points. Si le R^2 vaut 1, cela signifie alors que le modèle mathématique utilisé, ainsi que les paramètres sont ceux qui déterminent la distribution des points. En bref, plus le coefficient de détermination se rapproche de 0, plus le nuage de points se disperse autour de la droite de régression. Au contraire, plus le R^2 tend vers 1, plus le nuage de points se resserre autour de la droite de régression. Quand les points sont exactement alignés sur la droite de régression, alors $R^2 = 1$.

VI.3.2. Résultats et discussions

VI.3.2.1. Application du modèle GR

Les modèles du Génie Rural (GR1A, GR2M et GR4J) sont des modèles simples conceptuels globaux avec peu de paramètres à caler. Par suite, ils ont des besoins en données limités (précipitations, évapotranspiration et débits/lames d'eau écoulées), dans un domaine où les modèles tendent à devenir de plus en plus complexes pour intégrer des processus supposés exister à l'échelle ponctuelle comme par exemple SWAT (Soil and Water Assessment Tool).

Les modèles GR ont été testés sur des bassins différents et des contextes climatiques très variés, dans de nombreux pays (France, Etats-Unis, Australie, Brésil, Allemagne, Angleterre, Côte d'Ivoire, etc.). Applicables à l'échelle du bassin versant, ils ont été testés pour des bassins versants allant de moins de 10 km² à plus de 100 000 km² (Berrezoug 2013). Ils sont également été utilisés dans des bassins en Algérie et on les mentionne particulièrement au niveau des bassins de Nord-Ouest de l'Algérie: Boumessaoud (Medane 2012), Tafna (Bouanani, 2010), Mekkera (Berrezoug 2013; Otmane 2019), La Macta (Baahamed 2015), Chouly (Gherissi, 2018) et au Nord-est de l'Algérie : Boussallem et Rhumel (Bouguerne 2017). Les résultats obtenus dans les différents bassins ci-dessus nous ont encouragés à tester ce modèle sur le bassin du Mellah avec les trois pas de temps (annuel, mensuel et journalier).

VI.3.2.1.1. Modèle annuel GR1A

Pour prédire le débit à une année donnée, on utilise à l'entrée du modèle des valeurs annuelles : des précipitations moyennes annuelles observées P (mm) : calculées à partir de la moyenne de données des trois stations Mechroha, Hammam N'bail et Bouchegouf par la méthode Theissen), des évapotranspirations ETP (mm): calculées par les trois méthodes d'Oudin (à partir des données journalières), de Turc et de Thorntwaite, où on utilise les températures moyenne T (°C) observées au niveau des stations du Guelma et Souk-Ahras pour leurs calculs, et des débits annuels mesurés exprimés en lame d'eau écoulées (mm). Pour le calage et validation, nous avons utilisé les débits annuels, les ETP annuels et les pluies annuelles de la série (1972/1973 - 2011/2012).

Le modèle ne comporte qu'une seule paramètre optimisable "X" (adimensionnel), qui apparaît comme un coefficient modulateur de l'évapotranspiration potentielle, est donné par l'intervalle [0.13 ; 3.5].

VI.3.2.1.1.1. Période totale

Dans un premier temps, on fait tourner le modèle en calage et validation définie dans le tableau VI.2 sur la totalité de la période (1972/1973 - 2011/2012) en procédant à trois changements sur les sous-périodes de calage et de validation, les résultats sont présentés dans les figures VI.3, VI.4, VI.5, VI.6, VI.7, VI.8.

Nous avons procédé à des changements sur le paramètre X du modèle pour l'optimisation du critère de Nash. Nous avons obtenu un calage moyen avec des valeurs qui varient de 50 à

60 % sur les périodes (1972/1973 - 1996/1997) et (1972/1973 - 2001/2002) et un mauvais calage sur la période (1981/1982 - 2011/2012) avec un Nash inférieur à 50 %. Cependant, le modèle reste non fiable à cause de la phase de validation où la valeur de Nash est très faible (inférieure à 0).

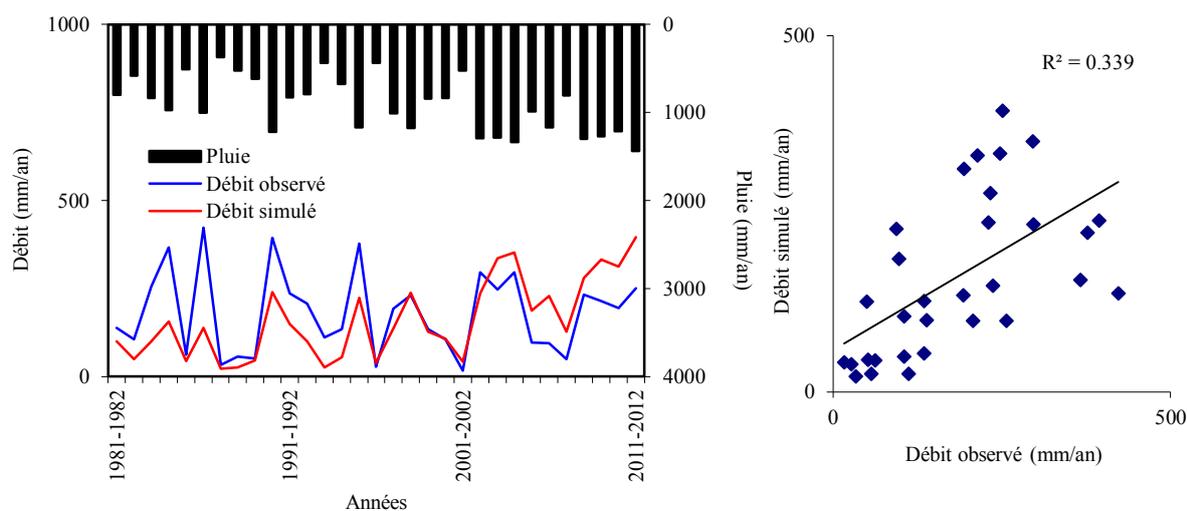
L'examen du coefficient de détermination R^2 pendant la phase de validation montre que contrairement aux valeurs de Nash est supérieur à 60% pour les périodes (1997/1998 - 2011/2012) et (2002/2003 - 2011/2012), par contre inférieur à 20 % sur la période (1972/1973 -1980/1981).

La simulation de toute la période (1972/1973 - 2011/2012) ne donne pas de bons résultats que ce soit dans la phase de calage ou de validation, c'est pour cela que nous avons opté pour la subdivision de la période selon les ruptures détectées lors du chapitre précédent à savoir: (1980/1981 - 1996/1997 - 2001/2002).

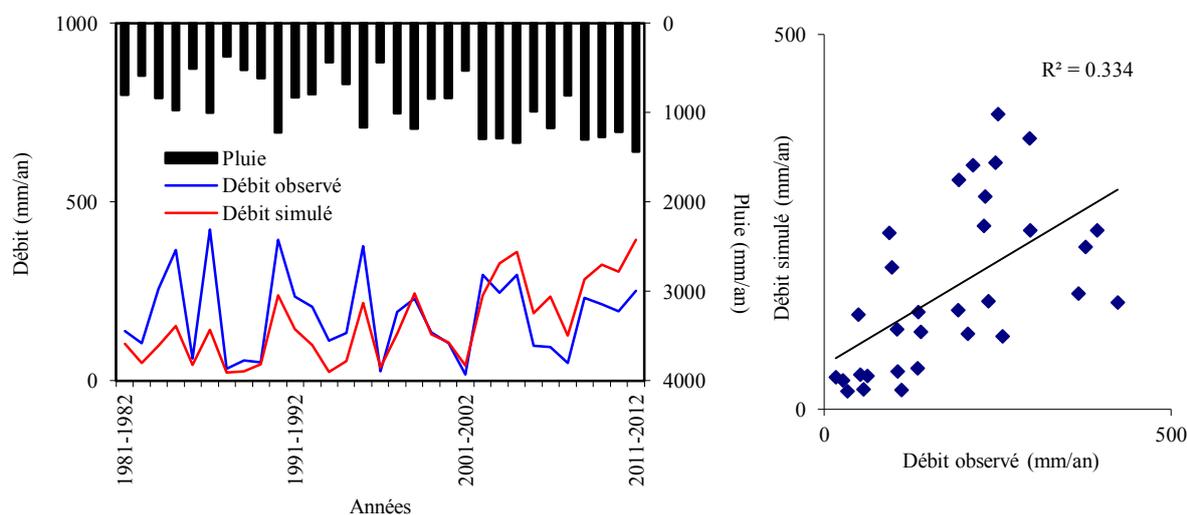
Tableau VI.2. Valeurs des critères après calibration et validation des 3 différentes sous-périodes

GR1A	Calage			Validation		
Période 1	1981/1982 -2011/2012			1972/1973 - 1980/1981		
	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Paramètre de calage X	1.68	1.27	1.40	1.68	1.27	1.40
Coefficient de corrélation R	58.22	57.79	58.05	28.28	34.50	30.50
Coefficient de détermination R^2	33.90	33.40	33.70	8.00	11.90	9.30
Nash(Q)	16.01	15.26	15.90	-40.58	-38.72	-42.41
Nash(\sqrt{Q})	31.7	31.0	31.6	-73.7	-74.2	-78.5
Nash(ln(Q))	39.2	38.8	39.4	-121.0	-127.3	-131.6
Bilan	87.9	87.8	87.9	59.1	57.6	57.4
Période 2	1972/1973 -1996/1997			1997/1998 - 2011/2012		
	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Paramètre de calage X	1.10	0.82	0.90	1.10	0.82	0.90
Coefficient de corrélation R	77.52	78.87	78.23	82.34	82.76	82.95
Coefficient de détermination R^2	60.09	62.20	61.20	67.80	68.49	68.81
Nash(Q)	59.96	62.22	61.16	-648.79	-679.43	-674.65
Nash(\sqrt{Q})	60.6	61.9	61.4	-241.2	-253.5	-251.5
Nash(ln(Q))	58.9	59.1	59.2	-72.1	-77.5	-76.2
Bilan	99.3	99.6	99.4	220.9	223.8	223.5
Période 3	1972/1973-2001/2002			2002/2003 - 2011/2012		
	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Paramètre de calage X	1.19	0.89	0.98	1.19	0.89	0.98
Coefficient de corrélation R	72.87	73.42	72.94	87.86	88.77	88.66
Coefficient de détermination R^2	53.10	53.90	53.20	77.19	78.80	78.61
Nash(Q)	52.45	53.28	52.53	-734.21	-756.65	-751.08
Nash(\sqrt{Q})	56.0	56.4	56.0	-349.8	-360.5	-357.6
Nash(ln(Q))	55.0	54.6	54.9	-173.2	-178.5	-176.9
Bilan	98.1	98.2	98.0	218.7	220.6	220.1

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

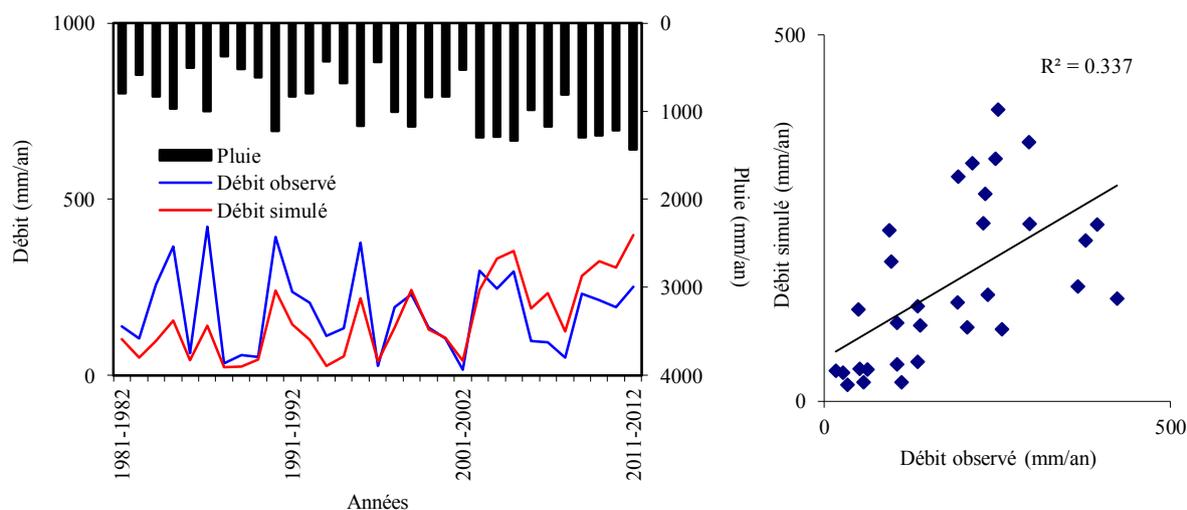


Figure VI.3. Visualisation du calage du modèle GR1A de 1981/1982 à 2011/2012.

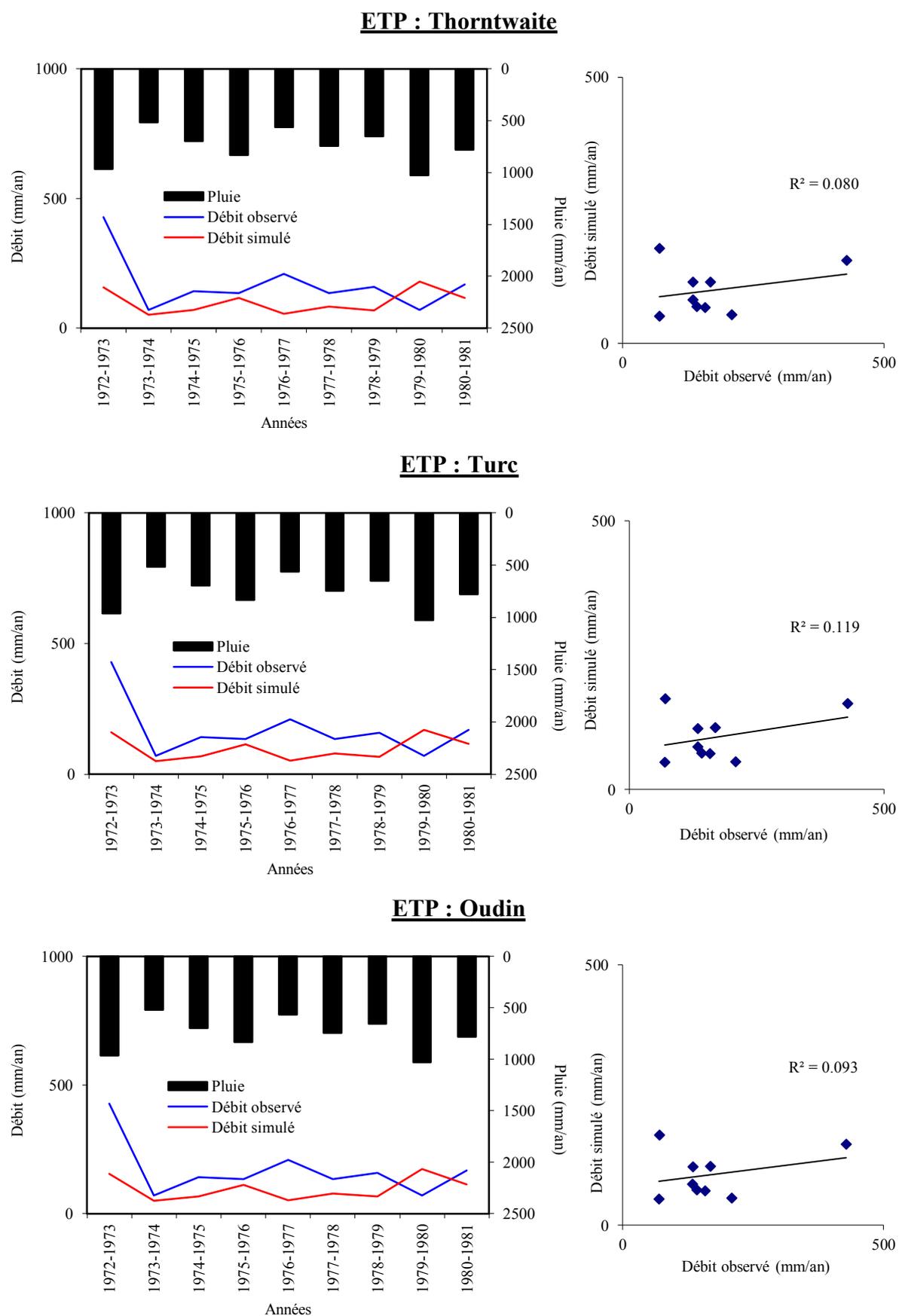


Figure VI.4. Résultats de la validation du modèle GR1A de 1972/1973 à 1980/1981.

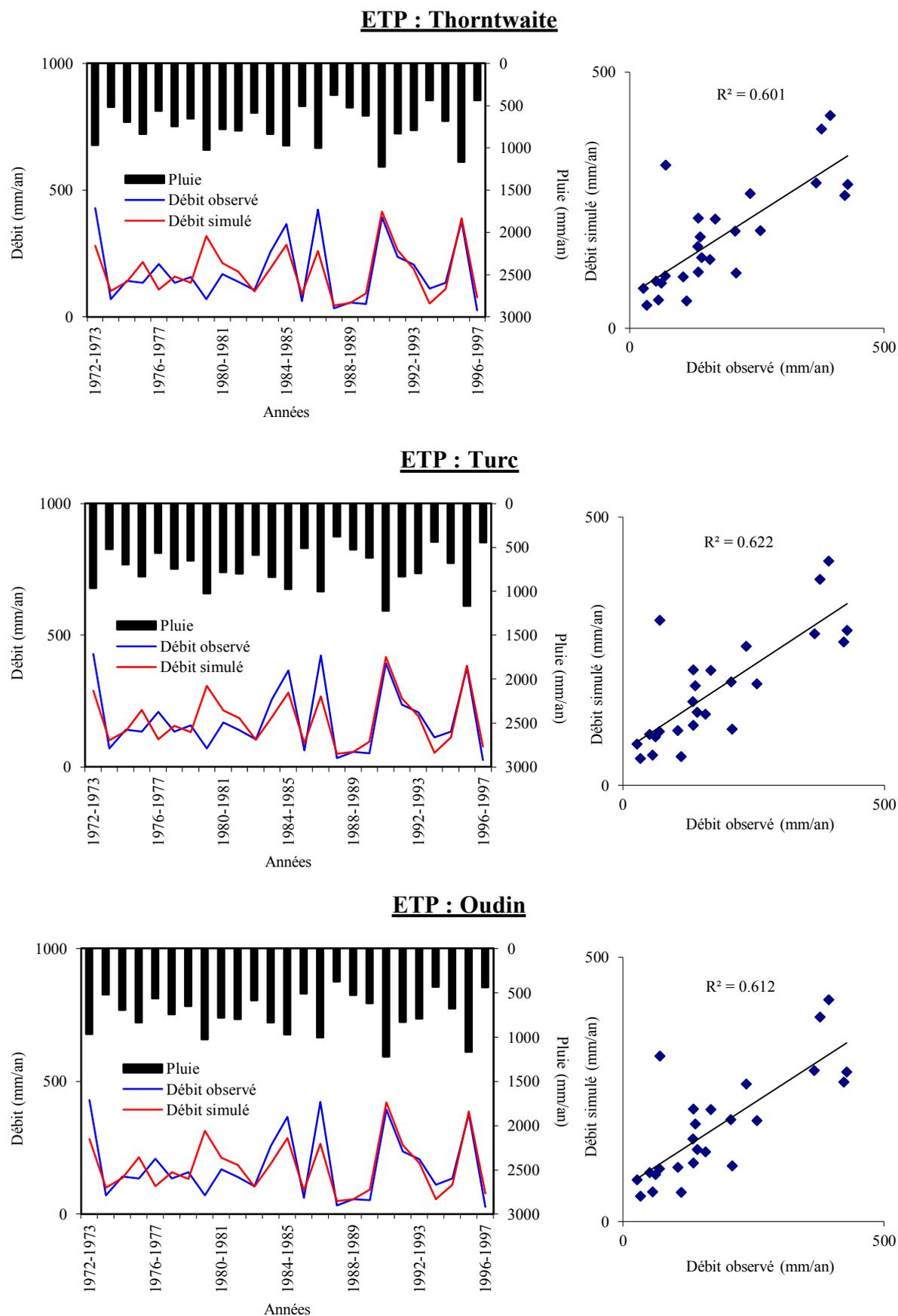
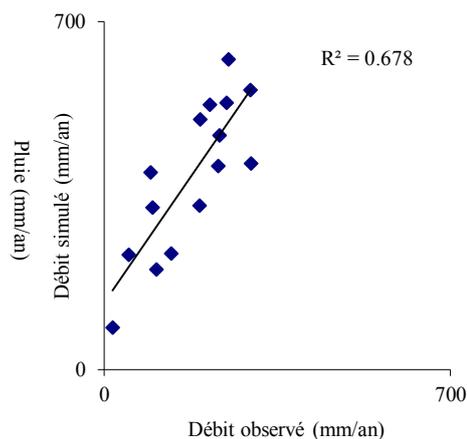
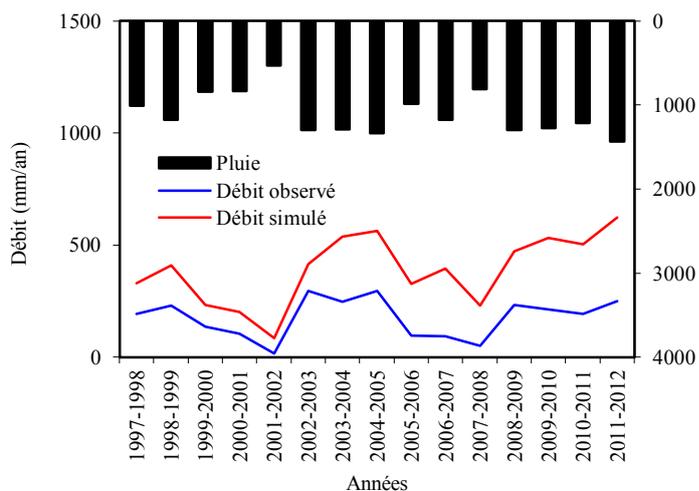
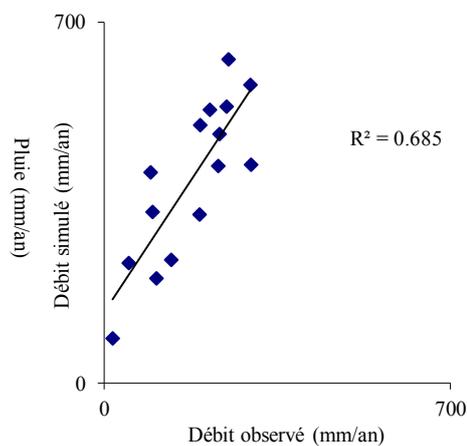
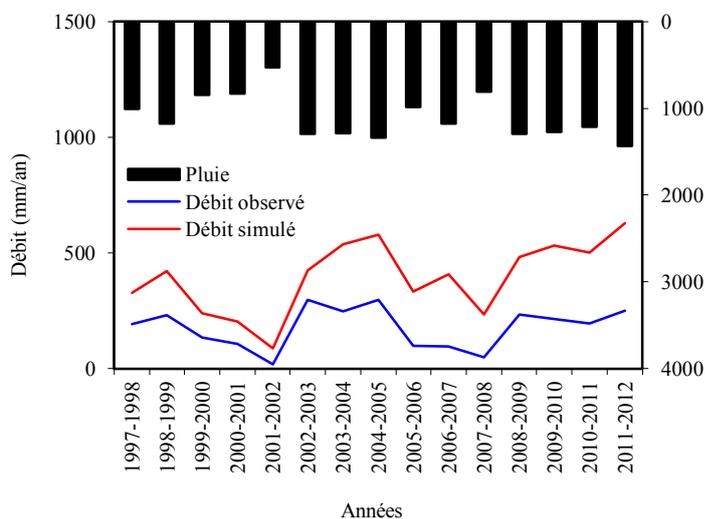


Figure VI.5. Visualisation du calage du modèle GR1A de 1972/1973 à 1996/1997.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

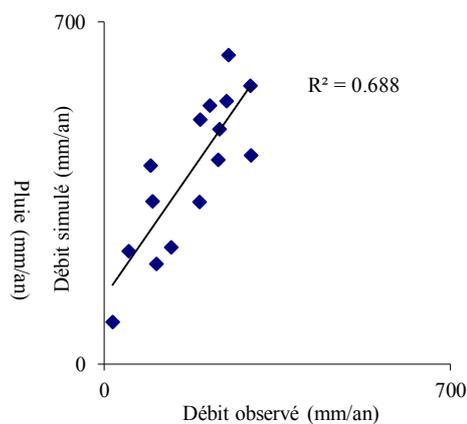
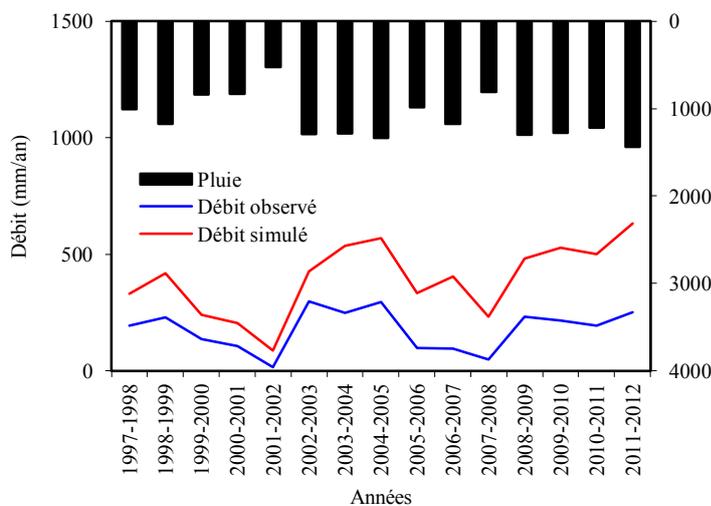


Figure VI.6. Résultats de la validation du modèle GR1A de 1997/1998 à 2011/2012.

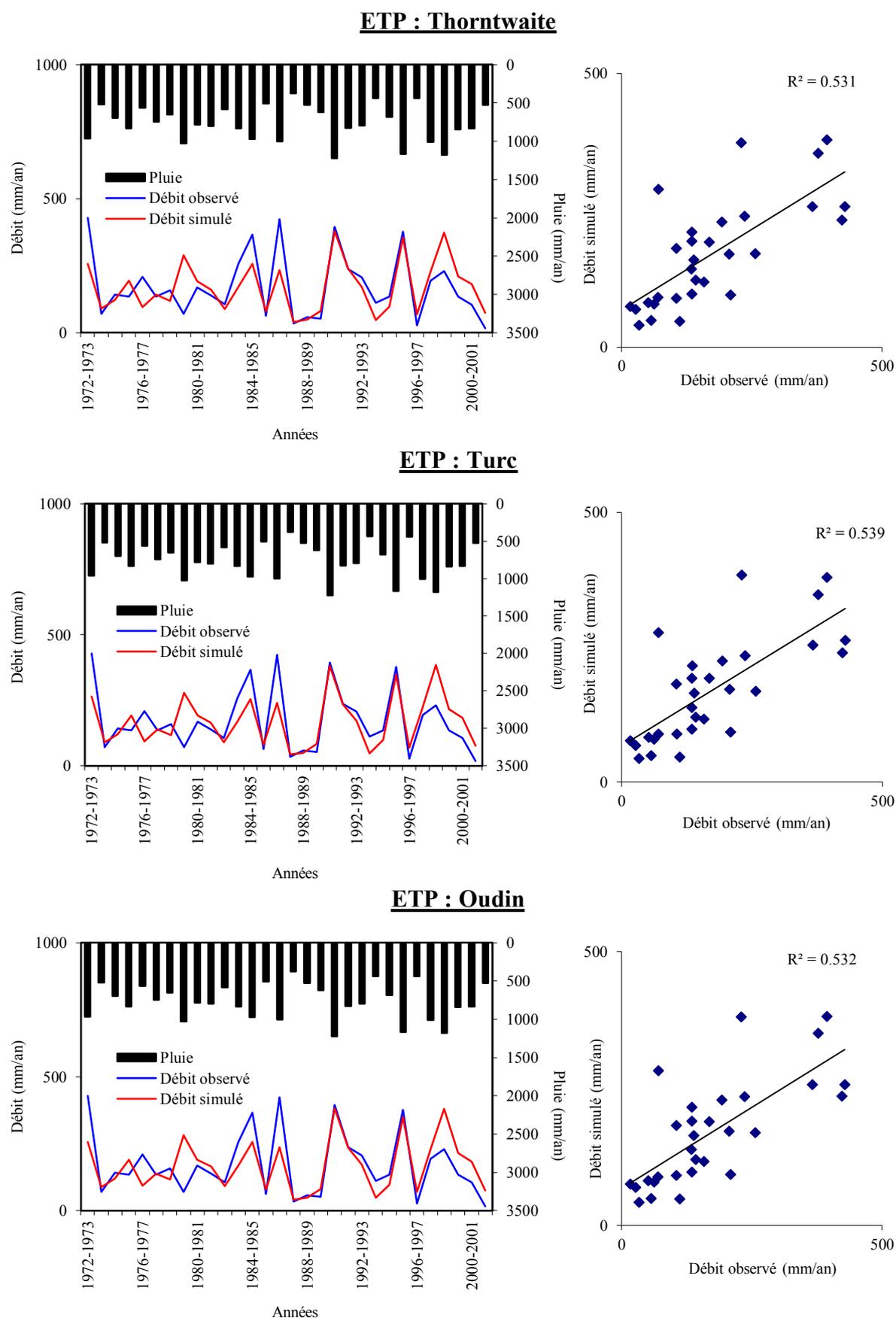


Figure VI.7. Visualisation du calage du modèle GR1A de 1972/1973 à 2001/2002.

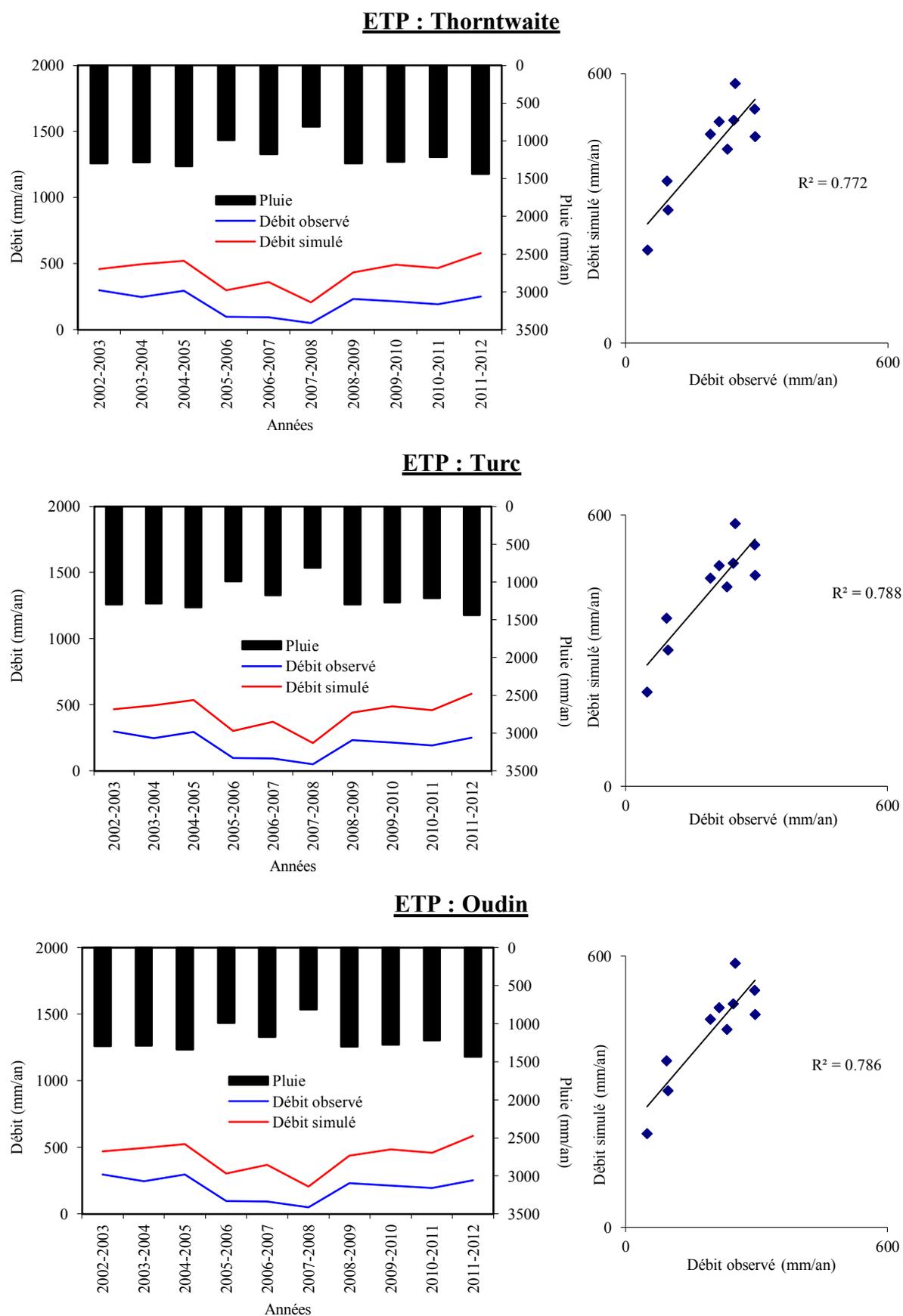


Figure VI.8. Résultats de la validation du modèle GR1A de 2002/2003 à 2011/2012.

VI.3.2.1.1.2. Périodes avant et après rupture

Le calage du modèle a été réalisé après le passage par un certain nombre de simulations. Les résultats du modèle apparaissent sur les figures VI.9, VI.10, VI.11, VI.12, VI.13, VI.14, VI.15, VI.16.

Nous avons procédé au calage automatique du paramètre X du modèle à l'aide de l'option Solver d'Excel jusqu'à l'obtention d'un critère de Nash optimum (sachant qu'un bon critère de Nash a une valeur supérieure à 70%) et un coefficient de détermination entre les débits simulés et les débits observés significatif. Les résultats du calage sont présentés dans le tableau IV.3.

A partir des valeurs du coefficient de détermination et du critère de Nash (tab. IV.3), on remarque que le calage du modèle est bon sur les trois périodes, avec l'ETP de Turc, Thornthwaite et Oudin, exception faite pour la période 1997/1998 -2006/2007 où le critère de Nash et le coefficient de détermination sont relativement moins bons.

Tableau VI.3. Valeurs des paramètres après calibration et validation des 4 sous périodes.

		GR1A	Calage			Validation		
Rupture 1996/1997	Après rupture 1996/97 (1997/98 - 2011/12)	Période	1997/1998 - 2006/2007			2007/2008 - 2011/2012		
		ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
		Paramètre de calage X	1.91	1.44	1.59	1.91	1.44	1.59
		Coefficient de corrélation R	80.93	80.62	81.24	92.52	93.70	93.22
		Coefficient de détermination R ²	65.50	65.00	66.00	85.60	87.80	86.90
		Nash(Q)	65.32	64.71	65.95	22.73	35.08	31.54
		Nash(√Q)	71.4	70.6	71.5	48.0	54.6	53.3
		Nash(ln(Q))	76.6	75.8	76.6	55.0	58.8	58.5
		Bilan	99.2	99.1	99.3	129.8	127.4	128.0
		Rupture 1980/1981	Après 1980/81 / Avant 1996/97 (1981/82 - 1996/97)	Période	1981/1982 - 1990/1991			1991/1992 - 1996/1997
ETP	Thor			Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Paramètre de calage X	0.98			0.74	0.82	0.98	0.74	0.82
Coefficient de corrélation R	92.25			92.25	92.14	95.39	95.50	95.45
Coefficient de détermination R ²	85.10			85.10	84.90	90.99	91.20	91.11
Nash(Q)	84.37			84.25	84.22	85.94	87.83	87.38
Nash(√Q)	85.9			85.3	85.7	75.9	77.1	76.9
Nash(ln(Q))	82.9			81.5	82.6	58.3	59.4	59.2
Bilan	103.8			104.0	103.8	108.4	106.7	107.1

		Période	1981/1982 - 1994/1995			1995/1996 - 2001/2002			
			Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin	
Rupture 2001/2002	Avant 2001/02 / Après 1981/82 (1981/82 - 2001/02)	ETP							
		Paramètre de calage X	1.20	0.91	1.01	1.20	0.91	1.01	
		Coefficient de corrélation R	90.50	90.66	90.61	93.54	92.03	92.61	
		Coefficient de détermination R ²	81.90	82.19	82.10	87.50	84.70	85.77	
		Nash(Q)	70.60	70.01	70.01	62.22	60.49	61.27	
		Nash(√Q)	76.3	75.6	75.9	64.0	63.5	63.9	
		Nash(ln(Q))	77.3	76.3	77.1	54.8	54.8	55.2	
		Bilan	79.6	79.1	79.0	137.7	136.5	136.9	
				2002/2003 - 2006/2007			2007/2008 - 2011/2012		
				Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Rupture 2001/2002	Après rupture 2001/2002 (2002/03 - 2011/12)	ETP							
		Paramètre de calage X	2.05	1.55	1.71	2.05	1.55	1.71	
		Coefficient de corrélation R	91.49	91.49	91.49	92.25	92.25	92.25	
		Coefficient de détermination R ²	83.70	83.70	83.70	85.10	85.10	85.10	
		Nash(Q)	69.89	69.58	70.23	66.22	72.32	70.82	
		Nash(√Q)	66.6	65.8	66.3	73.0	76.5	75.8	
		Nash(ln(Q))	61.0	59.9	60.2	72.0	77.4	74.3	
		Bilan	103.3	103.3	103.4	116.5	114.9	115.3	

La validation porte sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage. Le tableau IV.3, présente les résultats du coefficient de détermination et du critère de Nash des débits simulés en fonction des débits observés relatifs aux périodes de validation pour l'évapotranspiration de Turc, Thornthwaite et Oudin.

Selon l'examen du tableau IV. 3), nous constatons que le modèle est validé pour seulement les sous-périodes (1991/1992 - 1996/1997) et (2007/2008 - 2011/2012) (avec ETP de Turc et Oudin), Par contre, pour les autres sous périodes le résultat de la validation est médiocre ou mauvais.

Les valeurs de R² et Nash > à 0,7 indiquent que les modèles sont bien calés avant la rupture 1996/1997 (1981/1982 - 1996/1997) et après la rupture 2001/2002 (2002/2003 - 2011/2012), cela peut être dû à la période (1996/1997 - 2001/2002) présente un régime différent des deux périodes (1981/1982 - 1996/1997) et (2002/2003 - 2011/2012) confirmant les résultats du chapitre précédent.

Sous période 1981/1982 - 1996/1997ETP

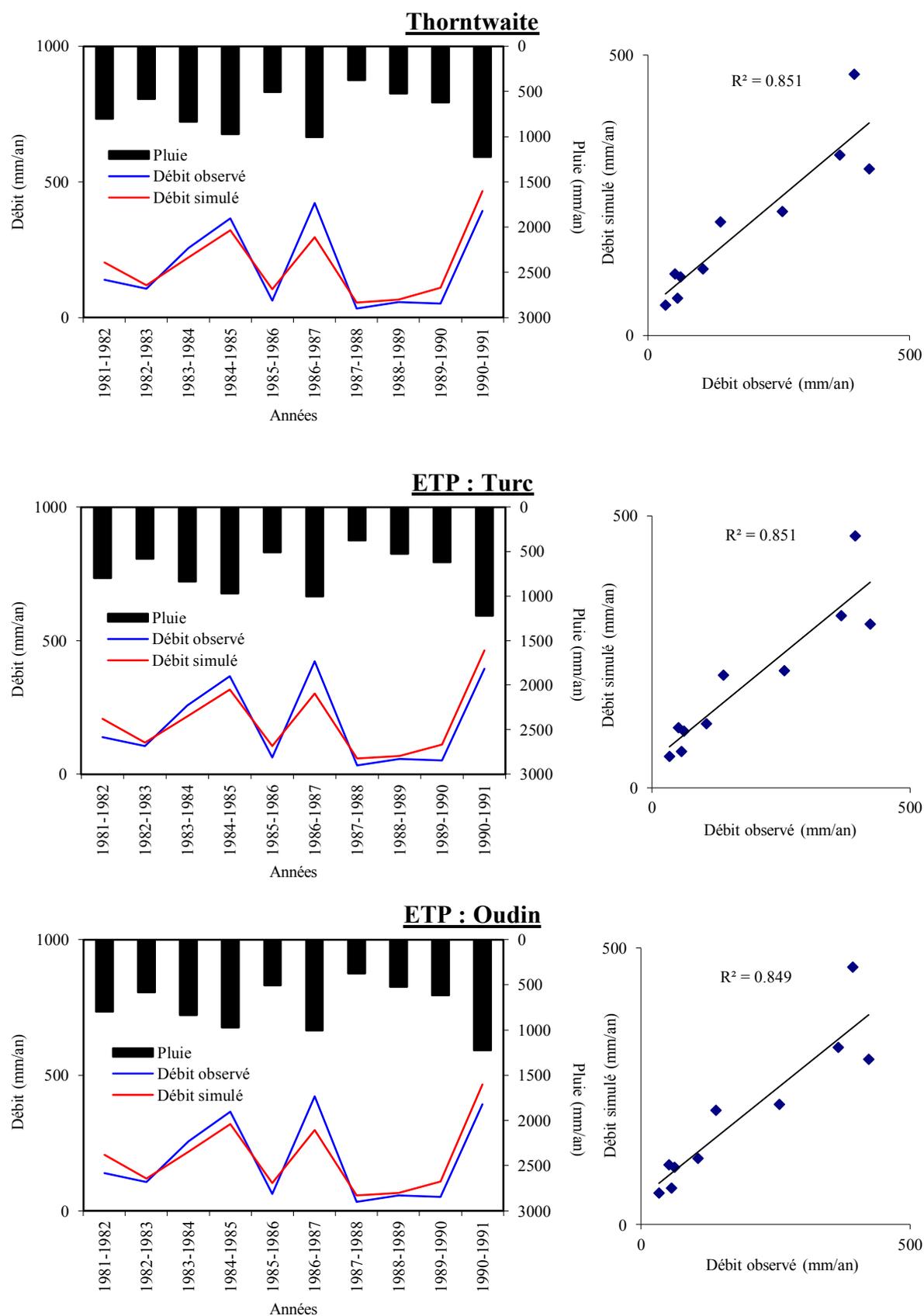


Figure VI.9. Visualisation du calage du modèle GR1A de 1981/1982 à 1990/1991.

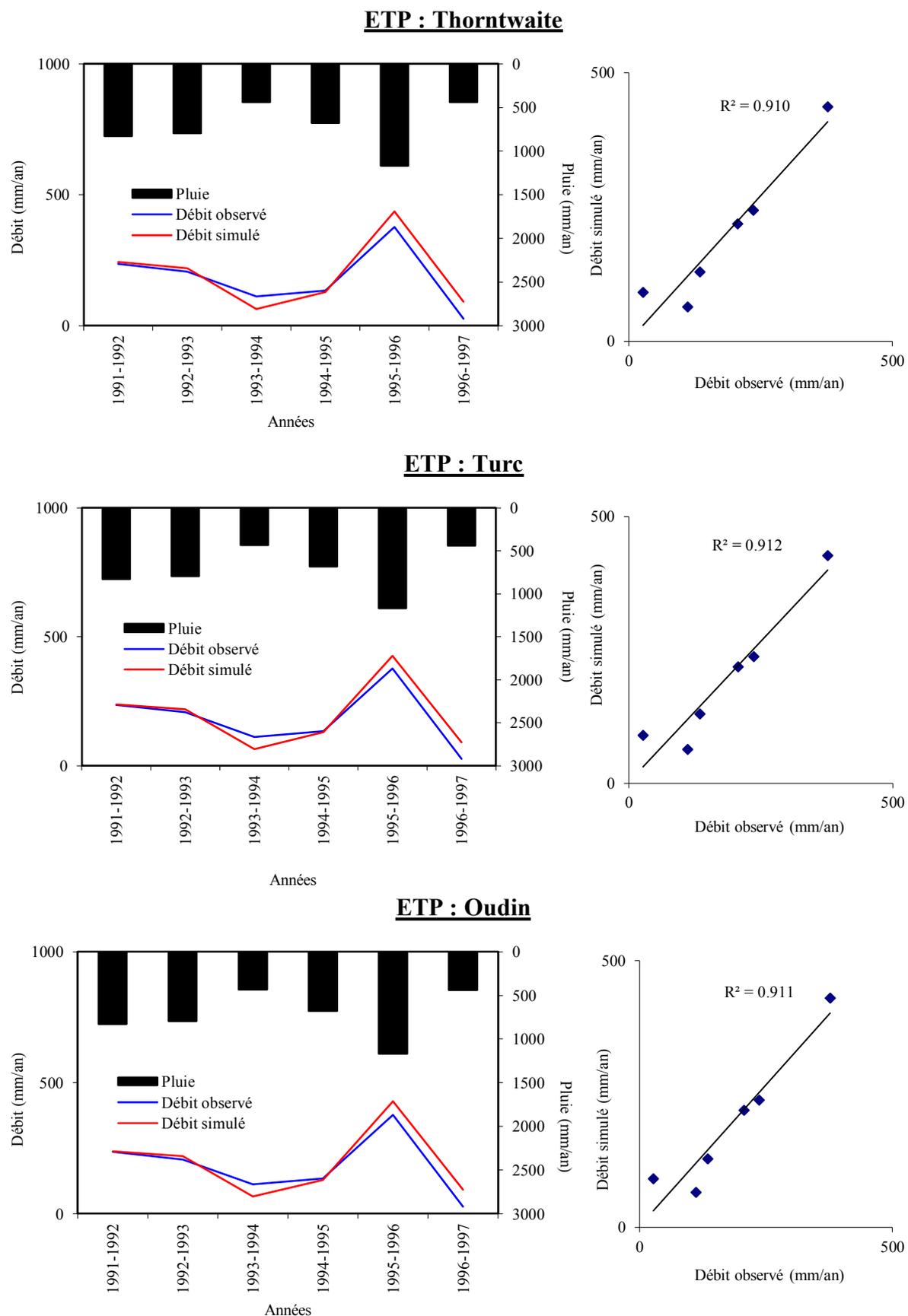


Figure VI.10. Résultats de la validation du modèle GR1A de 1991/1992 à 1996/1997.

Sous période 1981/1982 - 2001/2002

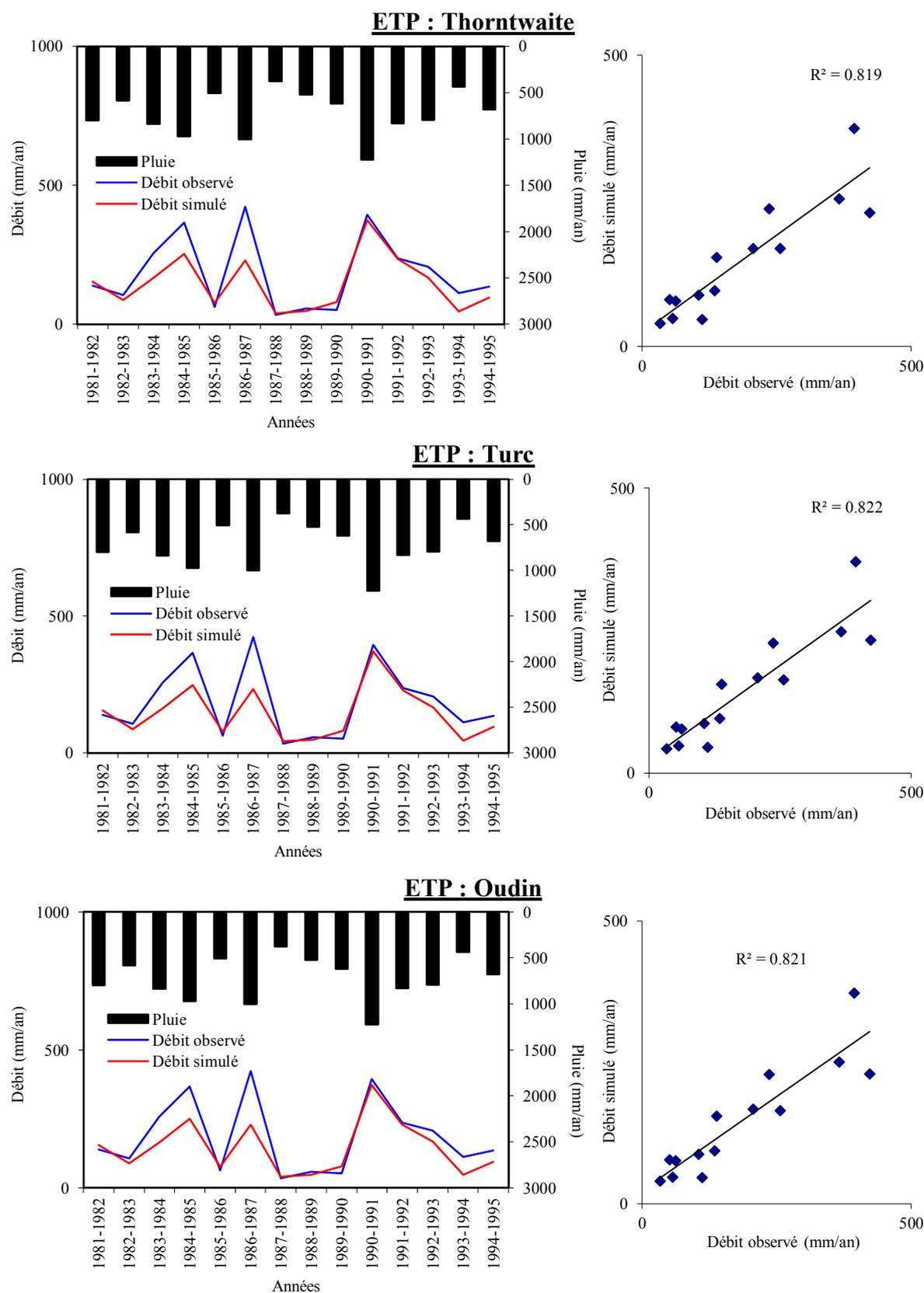


Figure VI.11. Visualisation du calage du modèle GR1A de 1981/1982 à 1994/1995.

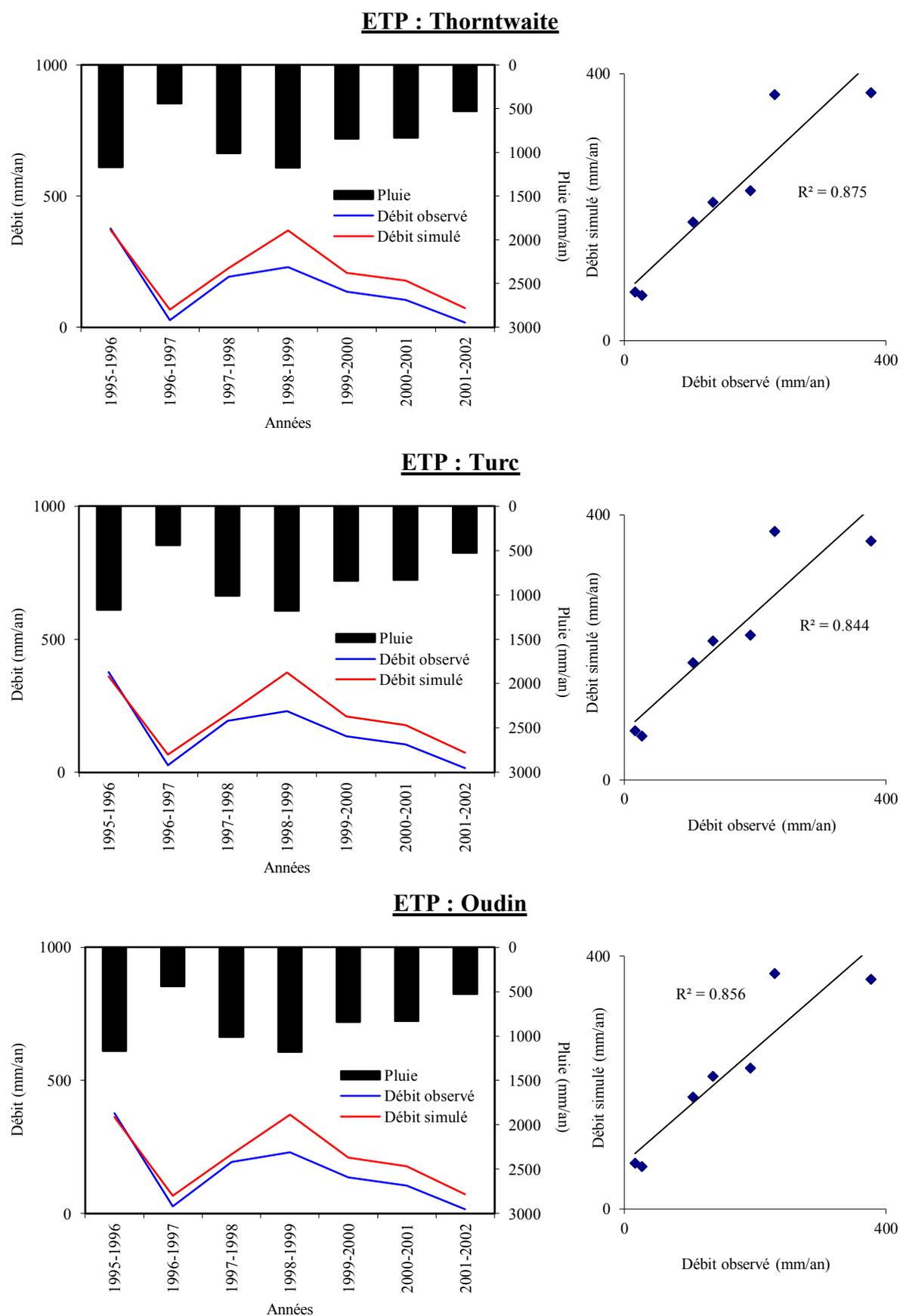


Figure VI.12. Résultats de la validation du modèle GR1A de 1995/1996 à 2001/2002.

Sous période 2002/2003 - 2011/2012

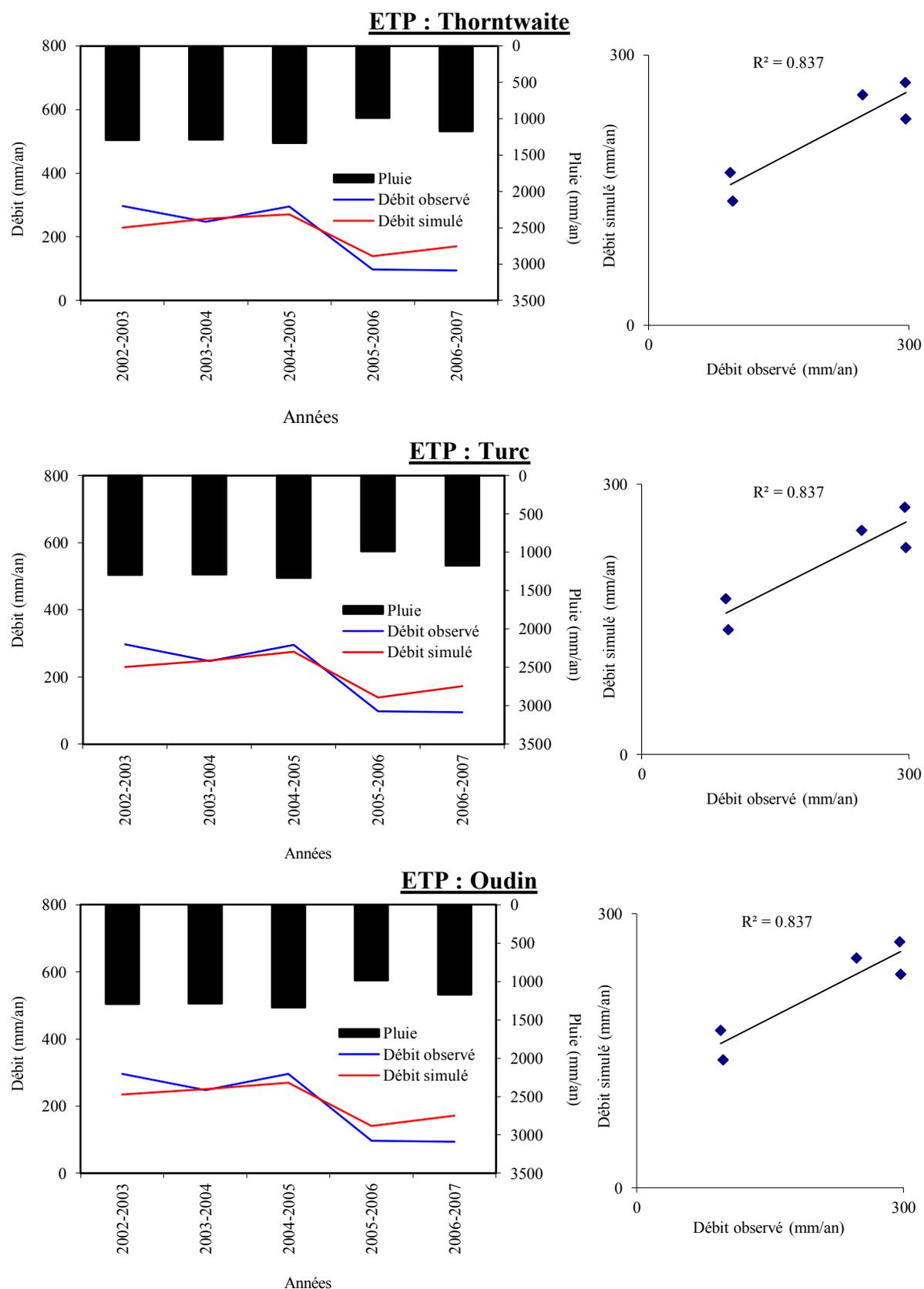
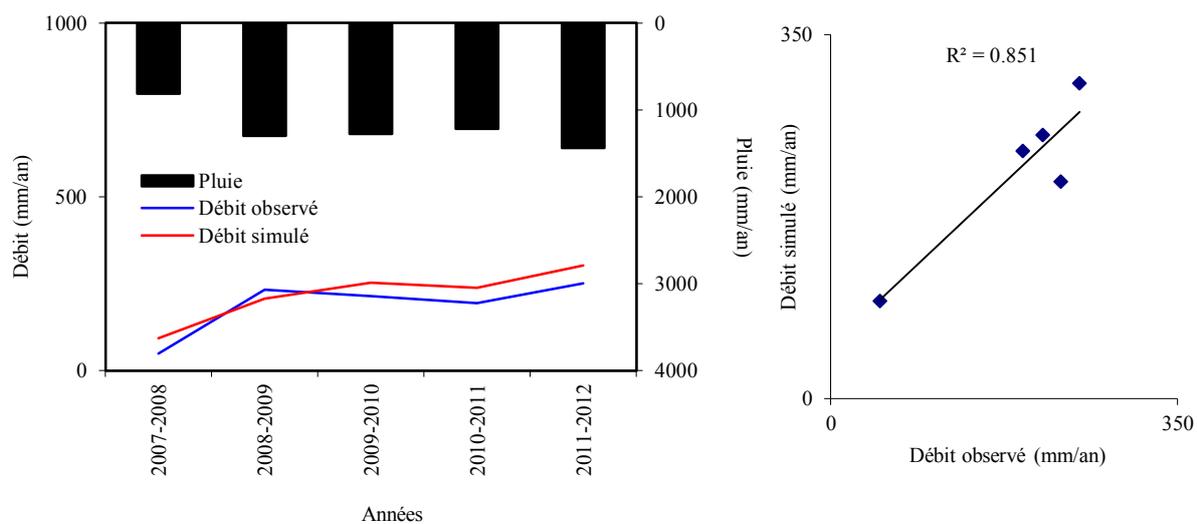
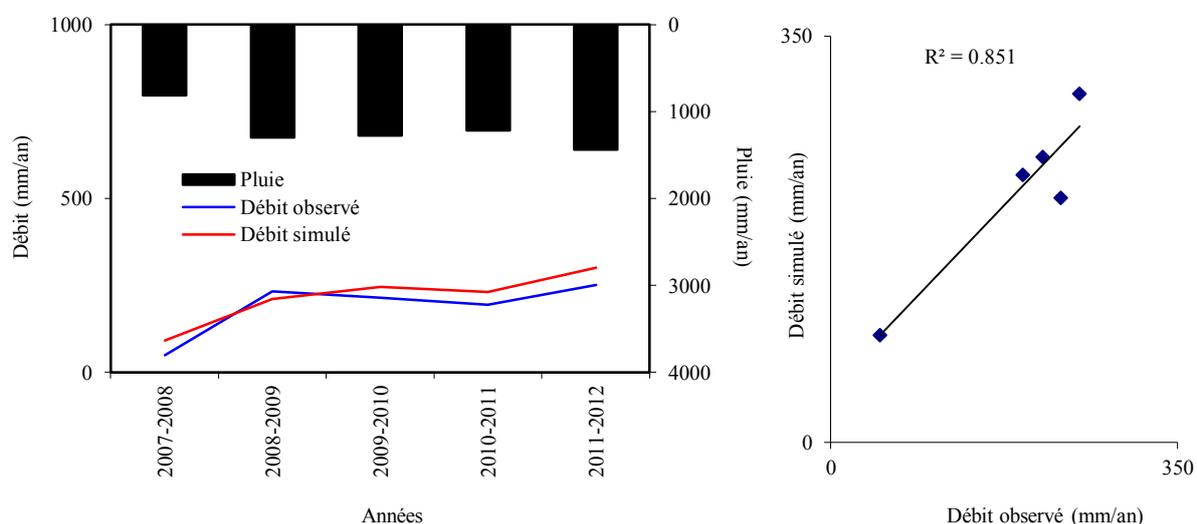


Figure VI.13. Visualisation du calage du modèle GR1A de 2002/2003 à 2006/2007.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

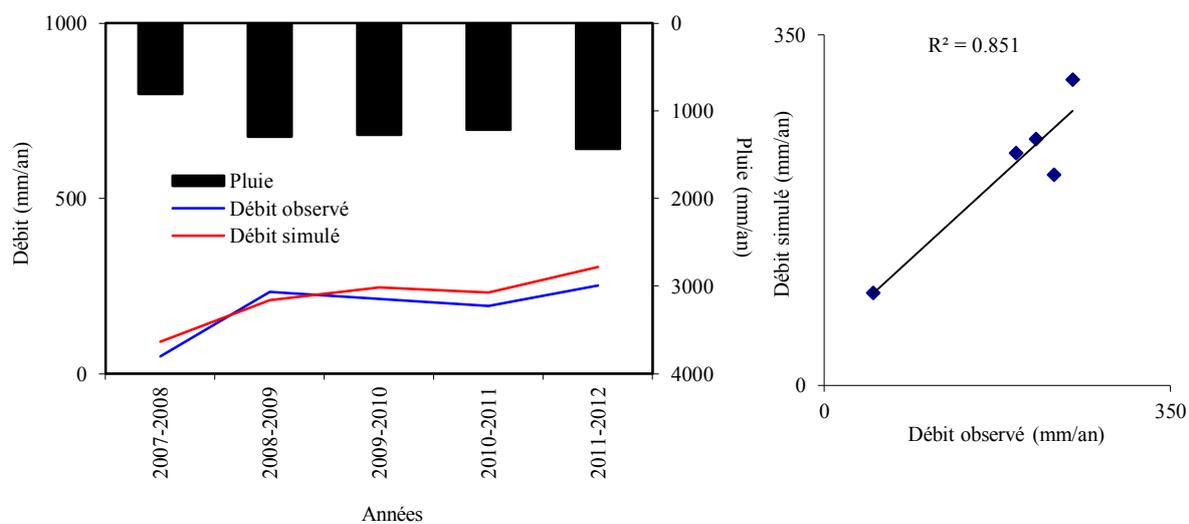


Figure VI.14. Résultats de la validation du modèle GR1A de 2007/2008 à 2011/2012.

Sous période 1996/1997 - 2011/2012

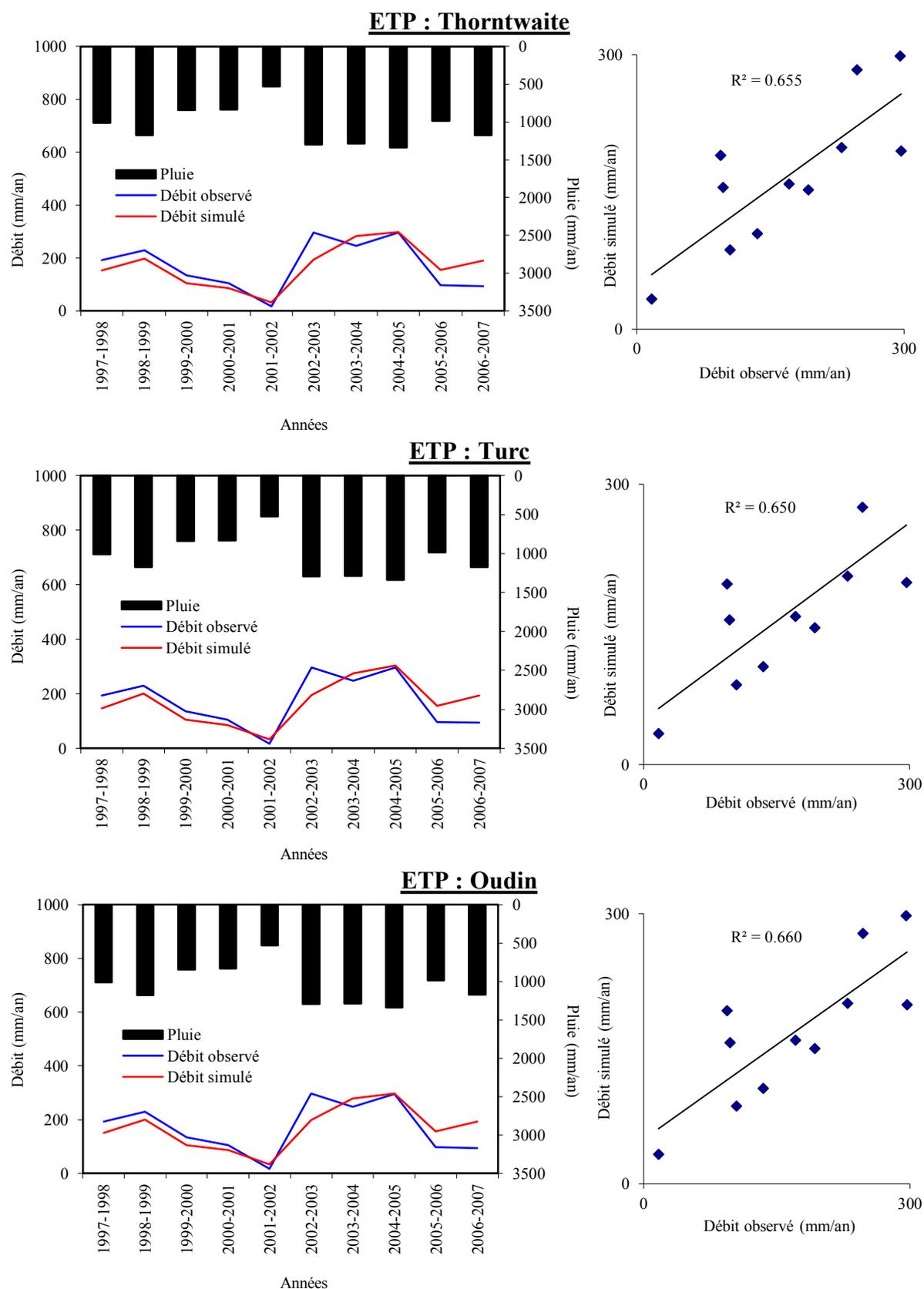


Figure VI.15. Visualisation du calage du modèle GR1A de 1997/1998 à 2006/2007.

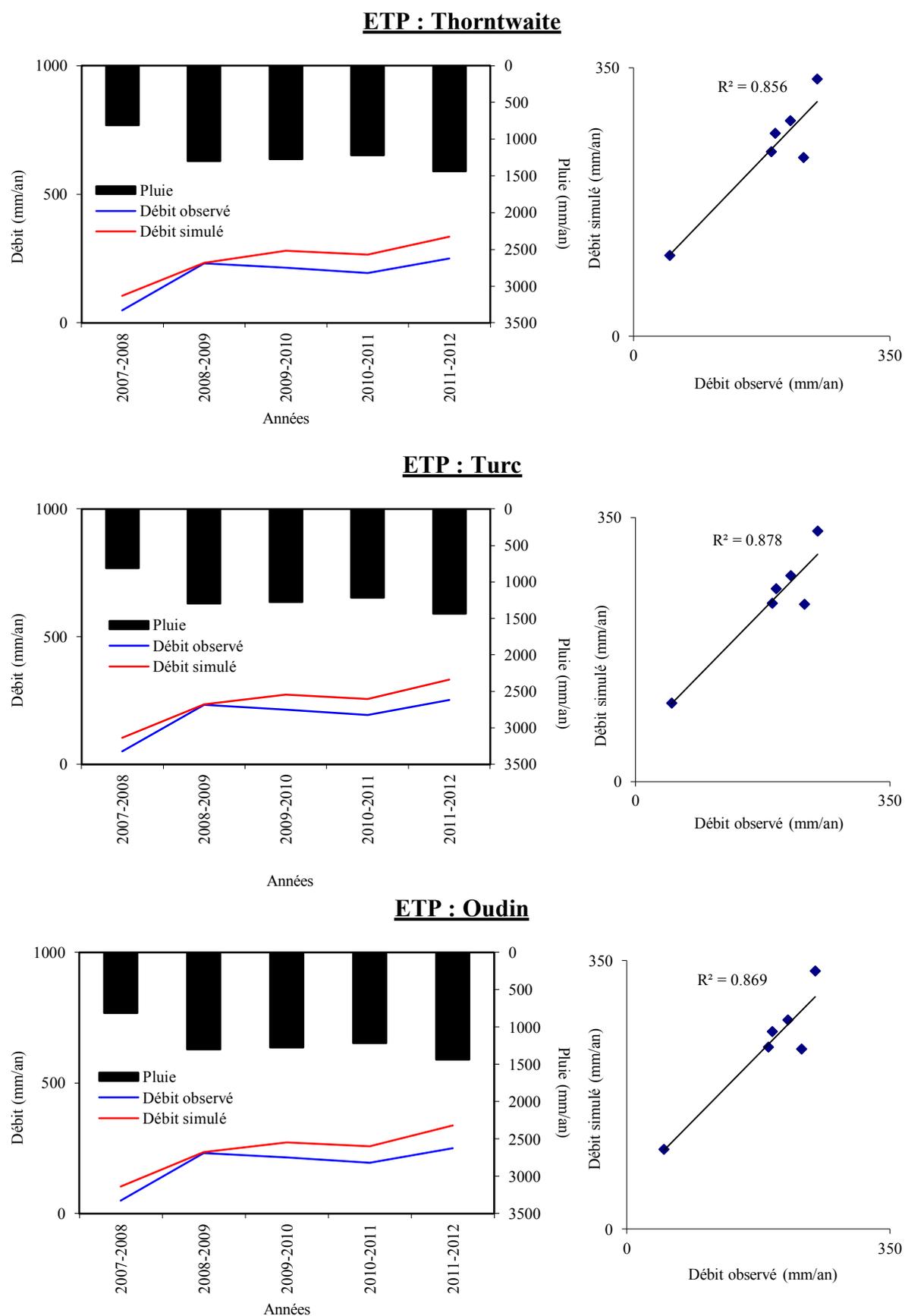


Figure VI.16. Résultats de la validation du modèle GR1A de 2007/2008 à 2011/2012.

VI.3.2.1.2. Modèle mensuel GR2M

Dans cette étude, pour prédire le débit à un mois donné nous avons utilisé à l'entrée du modèle GR2M des valeurs de pluies moyennes mensuelles observées (mm/mois), des ETP calculées par la méthode de Turc, Thorntwaite et Oudin (mm/mois) et des débits mensuels observés exprimés en lames d'eau écoulées (mm/mois).

Cette phase consiste à caler les deux paramètres X_1 (Capacité de production) dans l'intervalle de 140 à 2640 et X_2 (Paramètre d'échange) dans l'intervalle de 0.21 à 1.31 du modèle jusqu'à l'obtention des valeurs optimum des coefficients de détermination R^2 et du critère de Nash.

VI.3.2.1.2.1. Période totale

Pour faciliter la comparaison entre les différents résultats, nous avons présenté l'évolution des paramètres et des critères de qualité en fonction des longueurs de phase de calage et validation ainsi que la méthode de calcul de l'ETP dans le tableau VI.4 et les figures VI.17, VI.18, VI.19, VI.20, VI.21, VI.22.

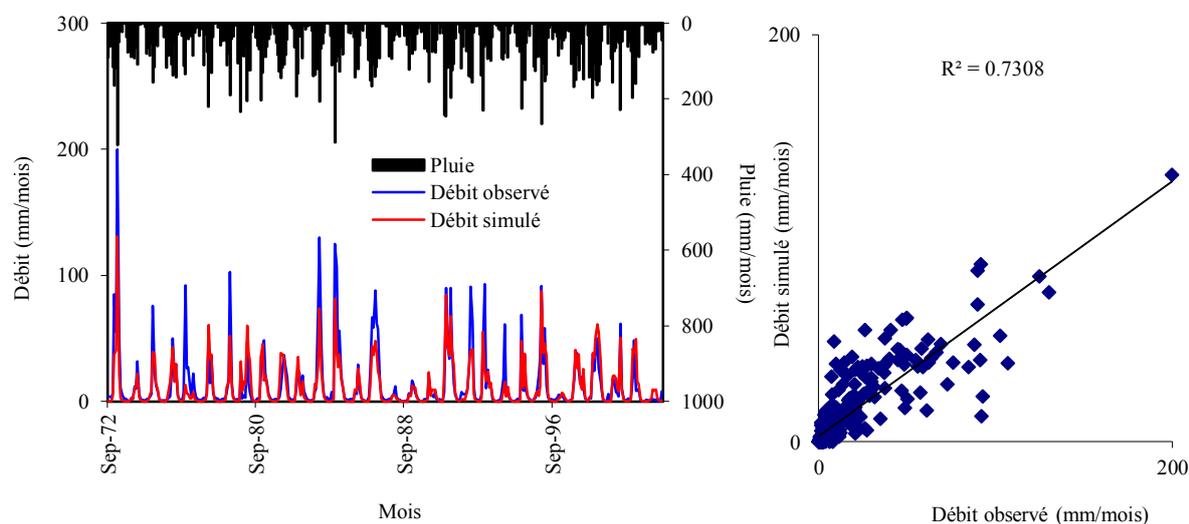
D'après les valeurs des coefficients de détermination et du critère de Nash (tableau IV.4), le calage paraît correct pour l'ensemble des deux sous périodes (1972/1973 - 1996/1997) et (1972/1973 - 2001/2002), par contre la validation est faible. Le modèle GR2M est donc mal calé durant la l'intégralité de la période d'étude (1972/1973 - 2011/2012).

Tableau VI.4 Valeurs des critères après calibration et validation des 3 différentes sous périodes

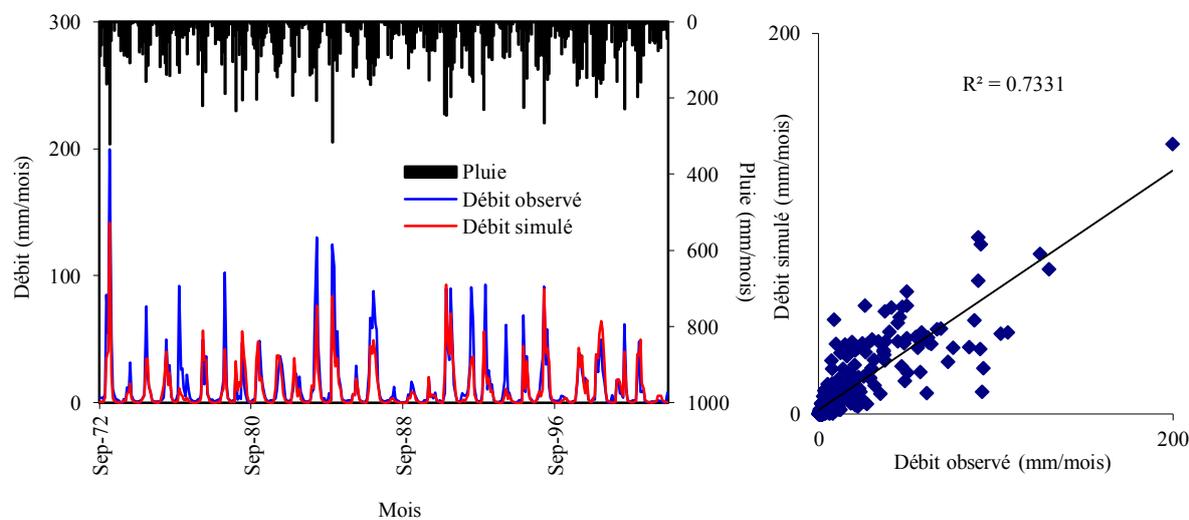
GR2M	Calage			Validation		
	1981/1982 -2011/2012			1972/1973 - 1980/1981		
Période	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
ETP						
Capacité de production X_1 (mm)	169.37	177.32	184.89	169.37	177.32	184.89
Paramètre d'échange X_2 (-)	0.43	0.49	0.48	0.43	0.49	0.48
Coefficient de corrélation R	78.29	76.88	77.46	86.02	86.31	86.26
Coefficient de détermination R^2	61.29	59.11	60.00	73.99	74.49	74.41
Nash(Q)	59.19	55.32	56.82	58.45	55.42	56.49
Nash(VQ)	67.8	65.2	66.3	61.9	56.4	58.4
Nash (ln(Q))	48.9	46.2	47.1	28.1	19.0	22.3
Bilan	83.56	77.58	79.26	57.47	50.33	52.63
Période	1972/1973 -1996/1997			1997/1998 - 2011/2012		
ETP						
Capacité de production X_1 (mm)	177.31	177.31	259.57	177.31	177.31	259.57
Paramètre d'échange X_2 (-)	0.52	0.61	0.61	0.52	0.61	0.61
Coefficient de corrélation R	87.01	86.72	87.69	86.37	86.20	86.37
Coefficient de détermination R^2	75.71	75.20	77.37	74.60	74.30	74.60
Nash (Q)	70.49	70.05	70.35	17.24	-2.80	1.21
Nash (VQ)	75.5	74.6	75.2	50.7	50.9	51.0

Nash(ln(Q))	57.5	59.3	58.2	46.1	54.6	52.6
Bilan	75.29	71.63	70.53	148.26	150.95	150.01
Période	1972/1973-2001/2002			2002/2003 - 2011/2012		
ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Capacité de production X ₁ (mm)	209.21	241.51	265.73	209.21	241.51	265.73
Paramètre d'échange X ₂ (-)	0.53	0.64	0.61	0.53	0.64	0.61
Coefficient de corrélation R	85.44	85.62	85.62	86.72	87.01	87.06
Coefficient de détermination R ²	73.00	73.31	73.31	75.20	75.71	75.79
Nash(Q)	70.58	70.21	70.14	-0.74	-27.64	-18.38
Nash(VQ)	75.5	75.6	75.6	39.5	38.6	39.3
Nash(ln(Q))	58.7	62.2	60.8	34.0	44.5	41.7
Bilan	82.46	77.54	77.98	157.84	163.17	161.24

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

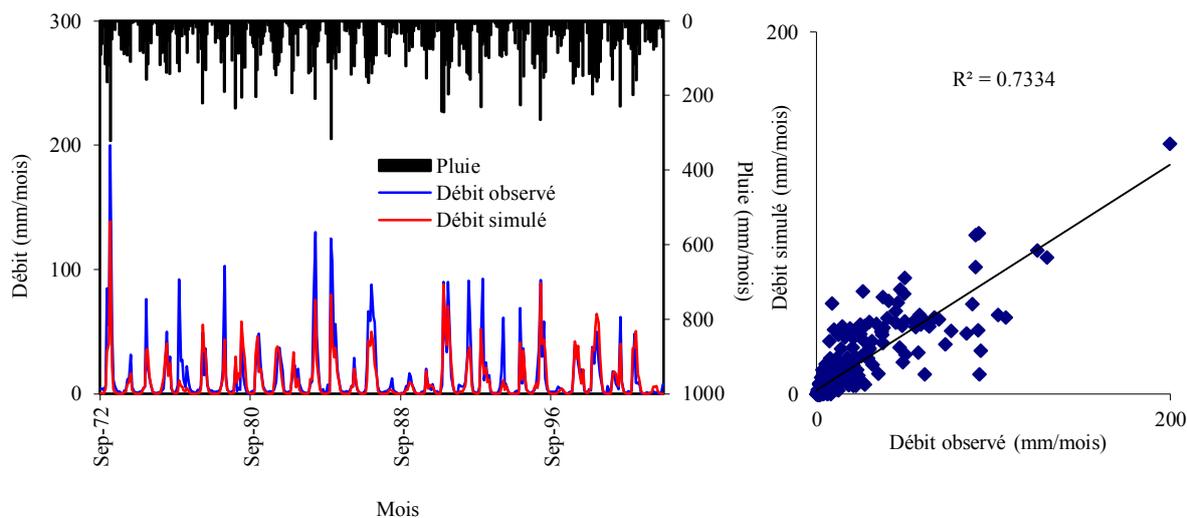
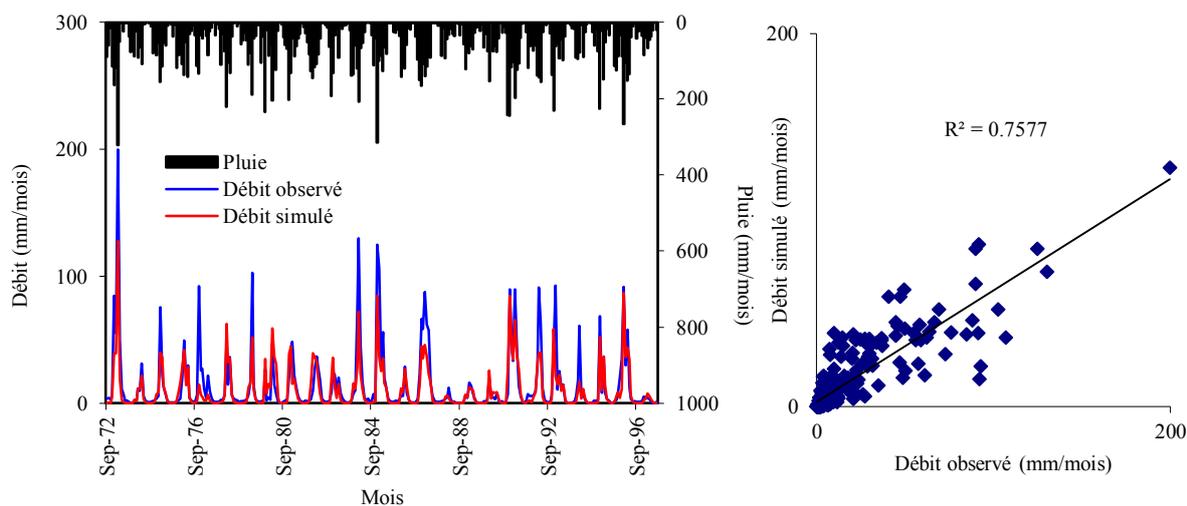
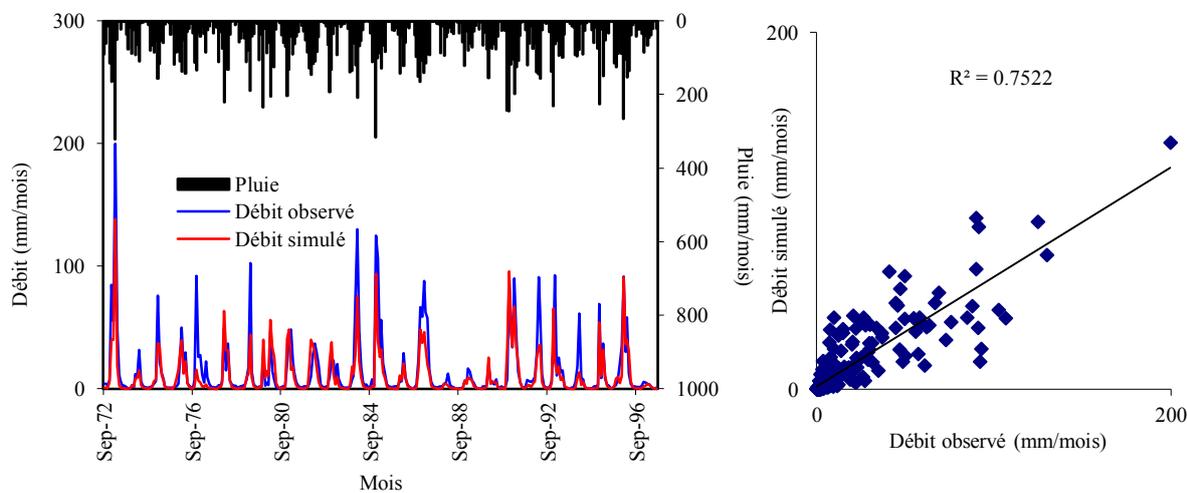


Figure VI.17. Visualisation du calage du modèle GR2M de 1972/1973 à 2001/2002.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

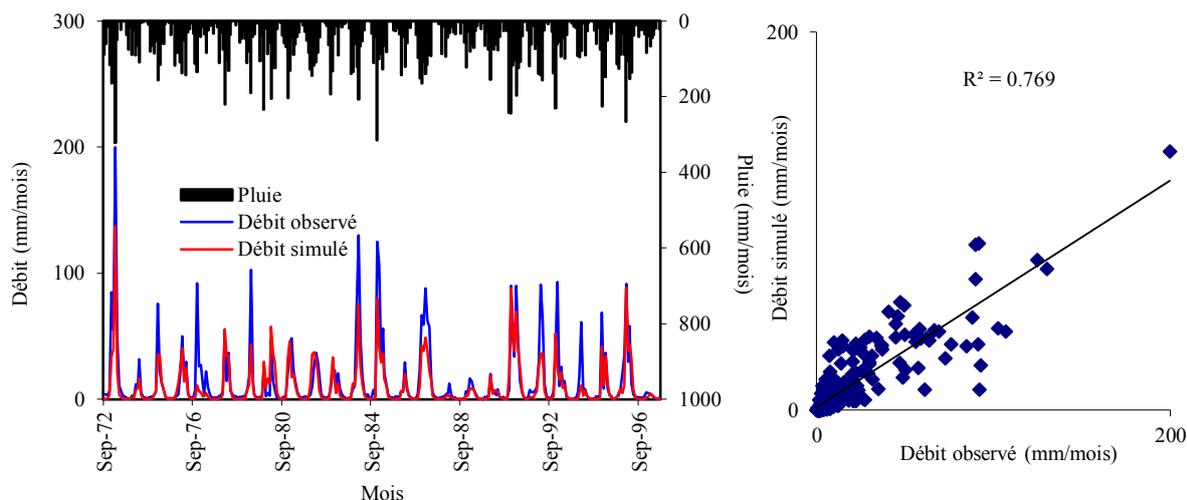
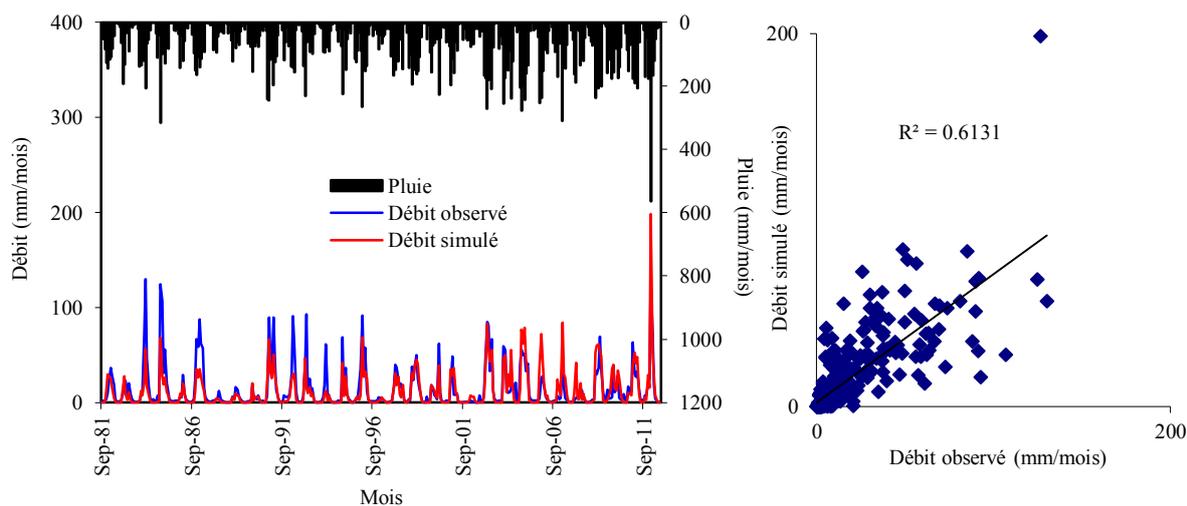
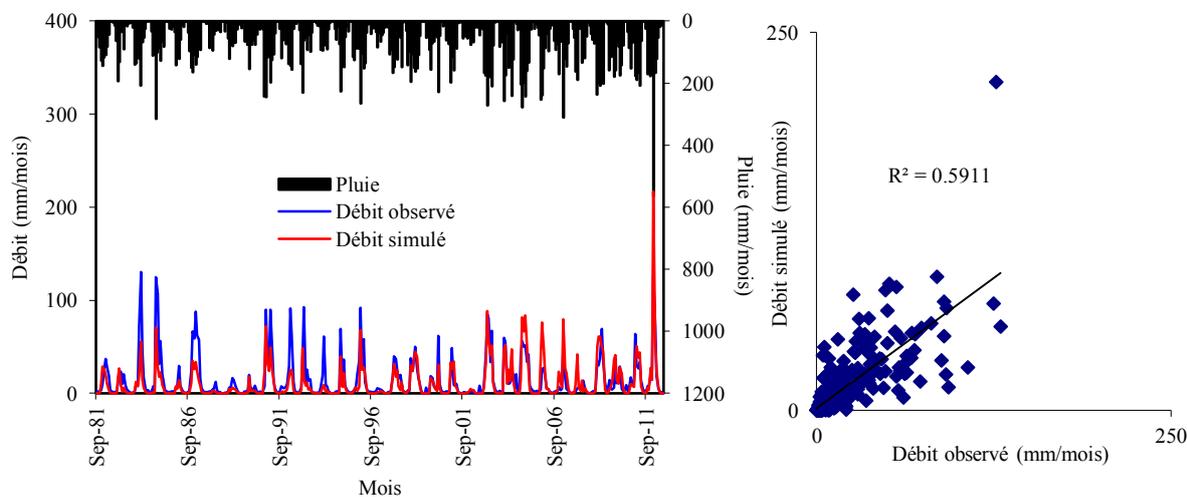


Figure VI.18. Visualisation du calage du modèle GR2M de 1972/1973 à 1996/1997.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

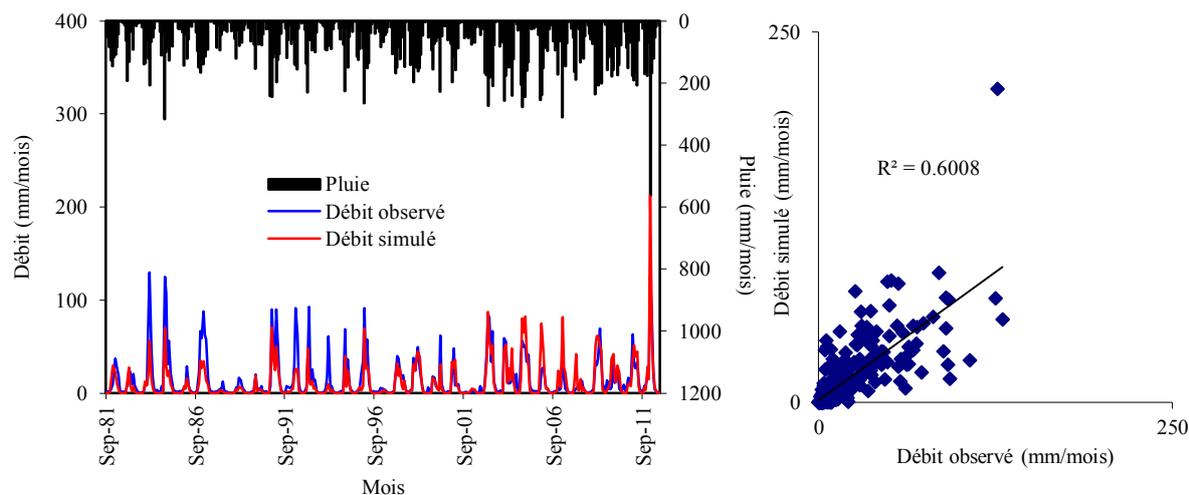
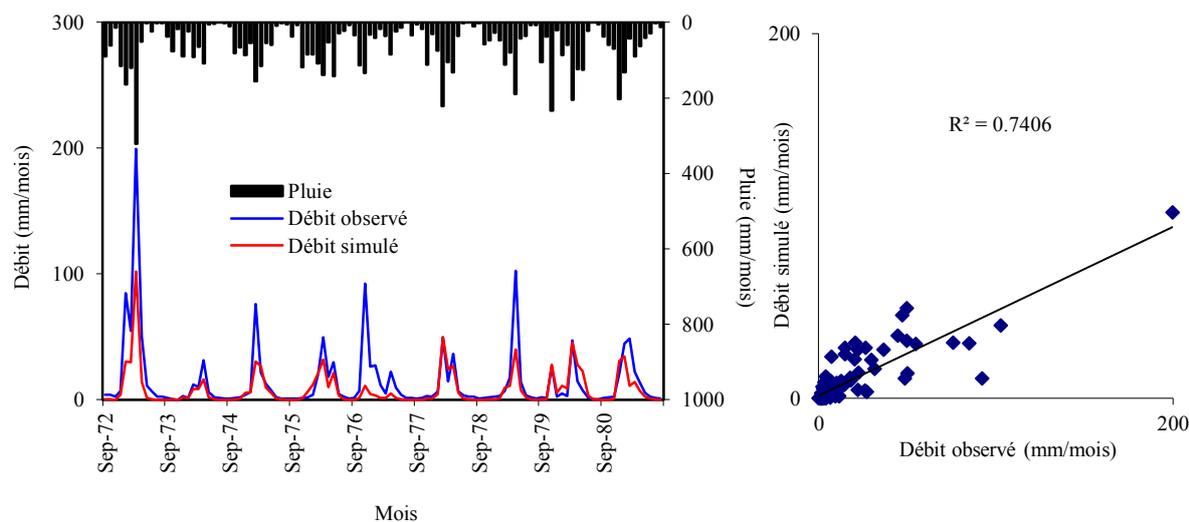
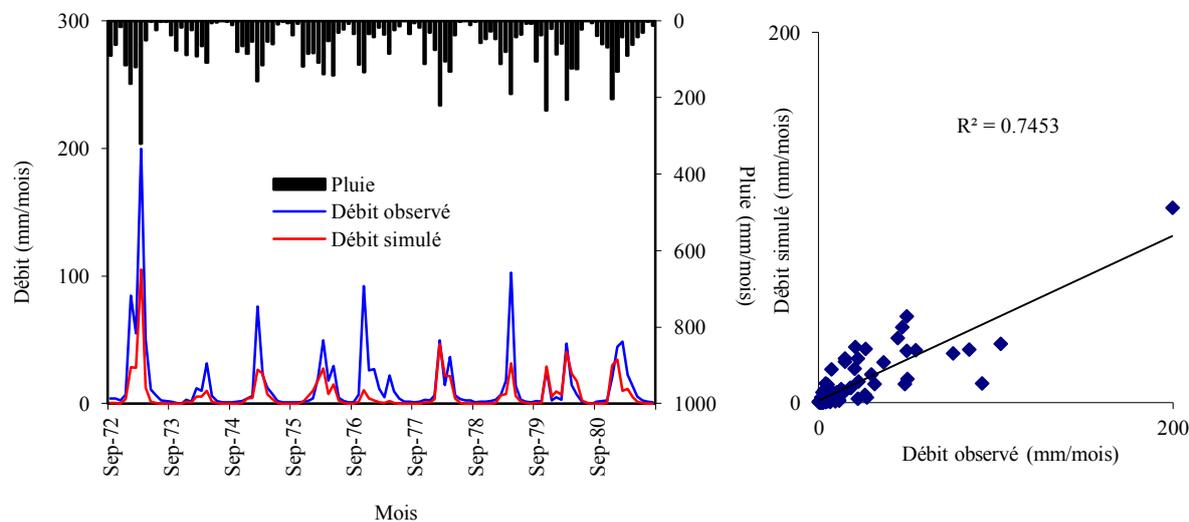


Figure VI.19. Visualisation du calage du modèle GR2M de 1981/1982 à 2011/2012.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

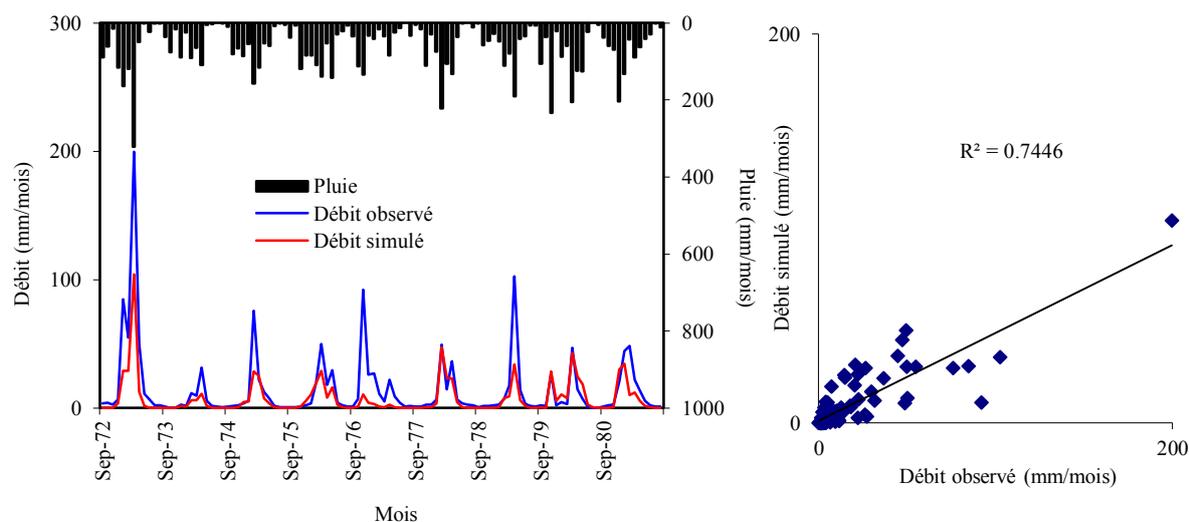
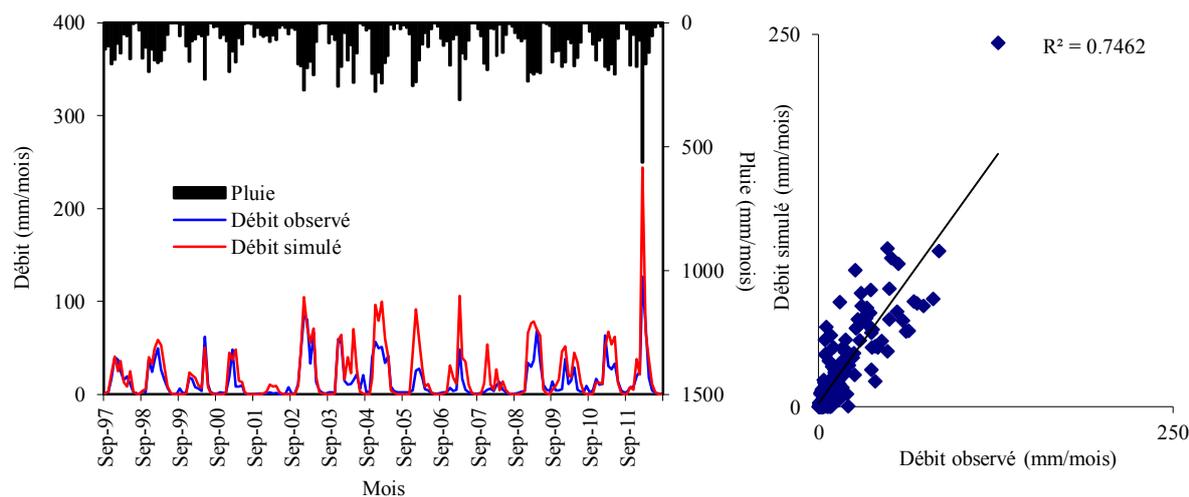
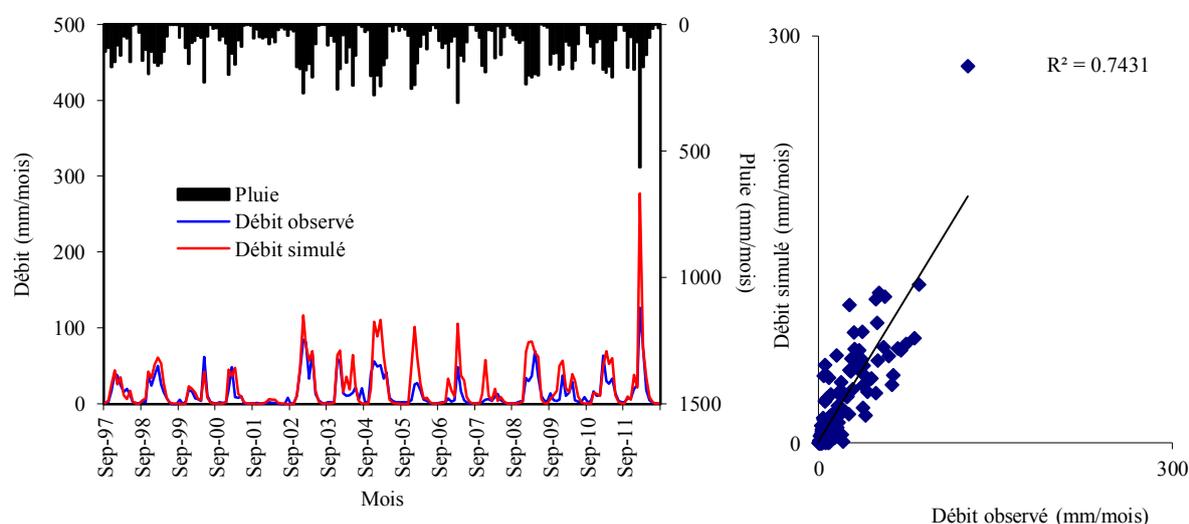


Figure VI.20. Résultats de la validation du modèle GR1A de 1972/1973 à 1980/1981.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

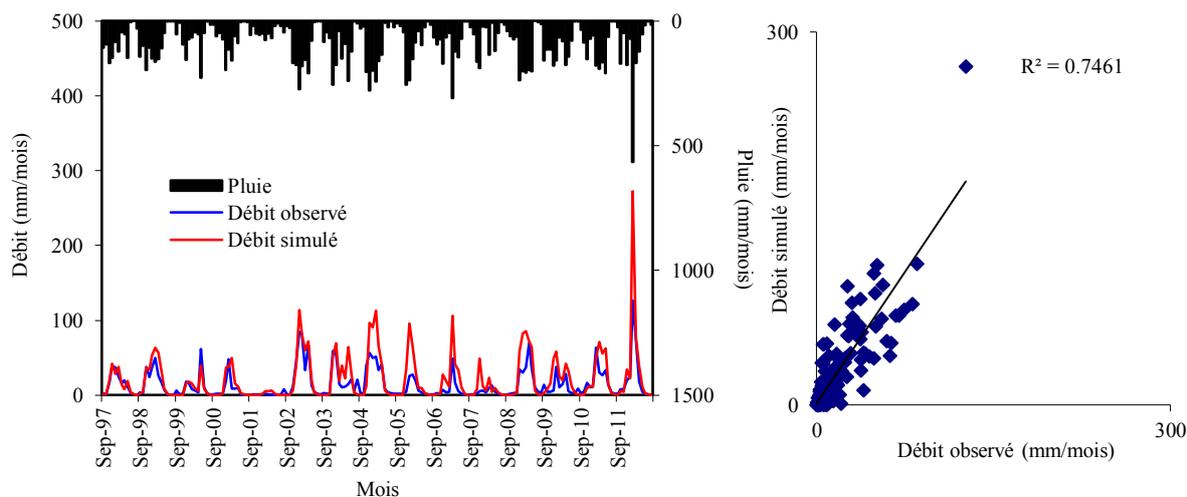
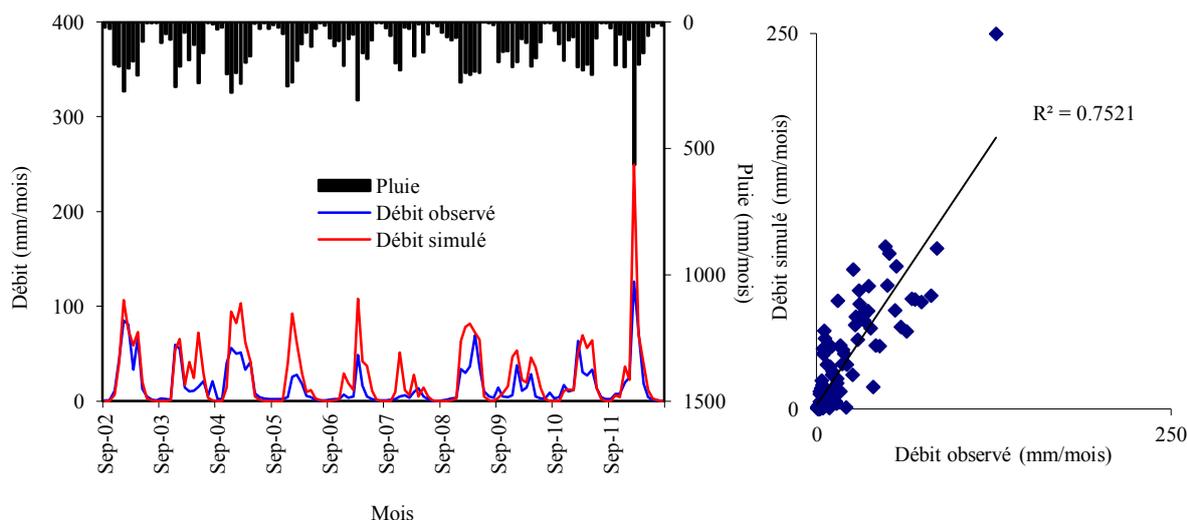
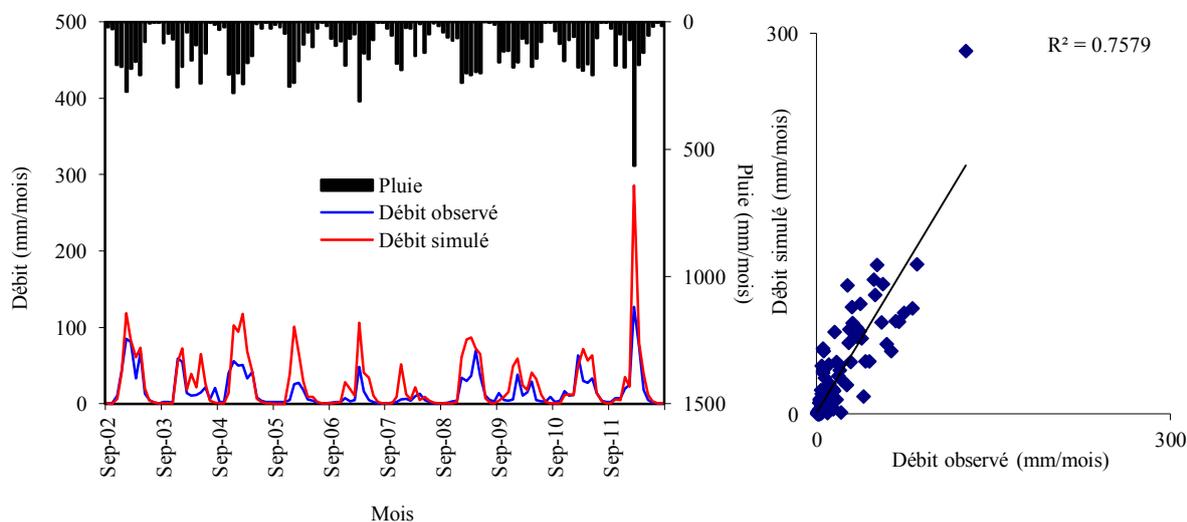


Figure VI.21. Résultats de la validation du modèle GR1A de 1997/1998 à 2011/2012.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

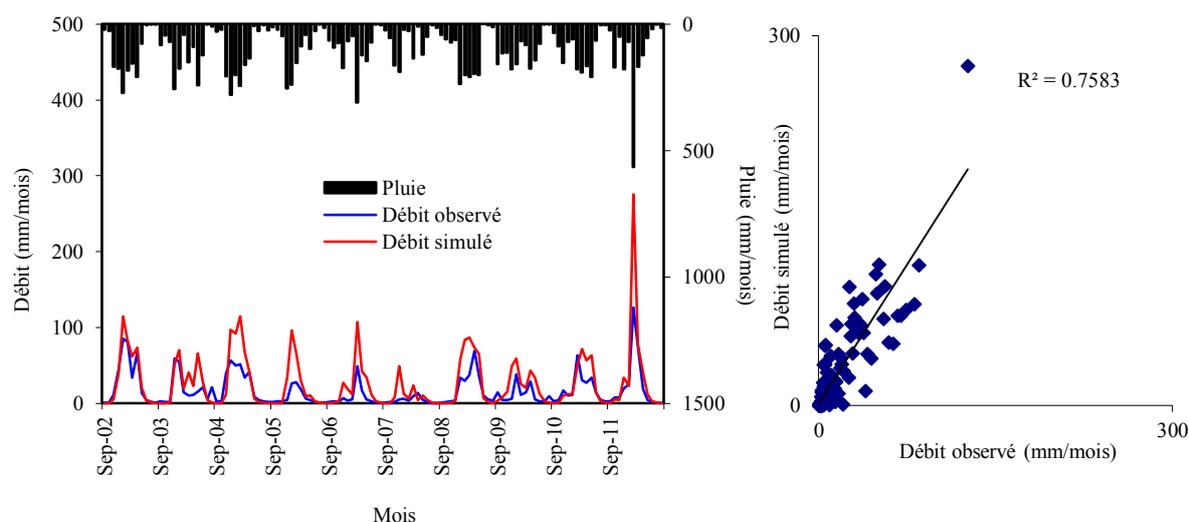


Figure VI.22. Résultats de la validation du modèle GR1A de 2002/2003 à 2011/2012.

VI.3.2.1.2.2. Période avant et après rupture

L'application au bassin de Mellah a porté sur les données mensuelles de Septembre à Août au cours des cinq sous périodes avant et après les dates de rupture 1980/1981, 1996/1997 et 2001/2002. Les résultats de X_1 , X_2 , Nash, R^2 (tab. IV.5) et la bonne superposition des deux courbes, des débits simulés et calculés pour l'oued Mellah (Fig. VI.23, ... , VI.32), permettent de dire que le modèle est bien calé au trois périodes :

- Après rupture 1996/1997 en (1997/1998 - 2011/2012) avec la méthode Thorntwaihe.
- Avant rupture 2001/2002 en (1981/1982 - 2001/2002) avec toutes les méthodes d'ETP.
- Après rupture 2001/2002 en (2002/03 - 2011/12) avec les deux méthodes Turc et Oudin.

Il en est de même pour la validation dont les résultats confirme la bonne performance du modèle, avec un coefficient supérieur à 70 % (tab. VI.5 et fig. VI.23, ..., VI.32).

Tableau VI.5. Valeurs des paramètres après calibration et validation des 5 périodes.

		GR2M			Calage			Validation		
		Période			1997/1998 - 2006/2007			2007/2008 - 2011/2012		
Rupture 1996/1997	ETP		Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin		
	Capacité de production X_1 (mm)		163.9	179.5	185.1	163.9	179.5	185.1		
	Paramètre d'échange X_2 (-)		0.38	0.44	0.43	0.38	0.44	0.43		
	Coefficient de corrélation R		84.44	84.44	84.62	88.99	87.81	88.20		
	Coefficient de corrélation R^2		71.30	71.30	71.61	79.19	77.11	77.79		
	Nash(Q)		70.03	69.15	69.67	71.95	64.91	66.99		
	Nash(VQ)		70.4	70.4	70.6	64.3	64.0	64.1		
	Nash(ln(Q))		46.4	47.9	47.4	21.5	23.7	23.0		
	Bilan		88.78	85.24	86.12	100.49	98.32	99.19		

	Période	1981/1982 - 1990/1991			1991/1992 - 1996/1997		
		Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Rupture 1980/81 / Avant 1996/97 (1981/1982 - 1996/1997)	ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
	Capacité de production X_1 (mm)	201.3	242.5	237.3	201.3	242.5	237.3
	Paramètre d'échange X_2 (-)	0.60	0.74	0.70	0.60	0.74	0.70
	Coefficient de corrélation R	90.88	91.54	91.54	83.13	82.34	82.64
	Coefficient de corrélation R^2	82.59	83.80	83.80	69.11	67.80	68.29
	Nash(Q)	81.59	83.70	83.54	68.61	66.85	67.41
	Nash(VQ)	83.7	86.4	85.8	77.2	77.9	78.1
	Nash(ln(Q))	69.4	78.4	75.4	68.7	75.1	73.6
	Bilan	94.15	96.25	95.42	91.96	89.76	89.91
	Rupture 1980/1981 Avant rupture 1981/1982 (1972/1973 - 1980/1981)	Période	1972/1973 - 1977/1978			1978/1979 - 1980/1981	
ETP		Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Capacité de production X_1 (mm)		140.0	140.0	140.0	140.0	140.0	140.0
Paramètre d'échange X_2 (-)		0.50	0.57	0.54	0.50	0.57	0.54
Coefficient de corrélation R		89.16	90.06	89.83	77.65	74.63	75.17
Coefficient de corrélation R^2		79.50	81.11	80.69	60.30	55.70	56.51
Nash(Q)		70.12	70.84	70.05	59.82	55.02	55.91
Nash(VQ)		70.3	68.8	68.8	67.8	66.9	66.8
Nash(ln(Q))		43.8	42.3	41.4	52.8	53.4	52.4
Bilan		66.71	62.12	62.70	99.97	92.93	93.70
Rupture 2001/2002 Avant 2001/02 / Après 1981/82 (1981/1982 - 2001/2002)	Période	1981/1982 - 1994/1995			1995/1996 - 2001/2002		
	ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
	Capacité de production X_1 (mm)	181.4	182.0	191.5	181.4	182.0	191.5
	Paramètre d'échange X_2 (-)	0.52	0.62	0.59	0.52	0.62	0.59
	Coefficient de corrélation R	88.03	87.12	87.69	87.58	87.52	87.64
	Coefficient de corrélation R^2	77.49	75.90	76.90	76.70	76.60	76.81
	Nash(Q)	70.72	70.58	71.06	71.44	70.13	70.65
	Nash(VQ)	78.9	78.4	78.8	73.3	75.7	75.7
	Nash(ln(Q))	65.3	67.9	66.7	61.5	68.8	67.4
	Bilan	73.91	72.15	72.34	118.35	116.51	116.59
Rupture 2001/2002 Après rupture 2001/2002 (2002/2003 - 2011/2012)	Période	2002/2003 - 2007/2008			2008/2009 - 2011/2012		
	ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
	Capacité de production X_1 (mm)	215.38	258.52	257.32	215.38	258.52	257.32
	Paramètre d'échange X_2 (-)	0.37	0.44	0.42	0.37	0.44	0.42
	Coefficient de corrélation R	83.43	84.56	84.44	90.22	89.50	89.72
	Coefficient de corrélation R^2	69.61	71.50	71.30	81.40	80.10	80.50
	Nash(Q)	68.51	69.97	69.96	76.49	70.17	72.20
	Nash(VQ)	63.6	65.4	65.2	65.6	64.5	65.0
	Nash(ln(Q))	24.2	27.1	26.4	5.6	7.2	6.8
	Bilan	89.89	87.60	88.24	89.35	88.45	89.20

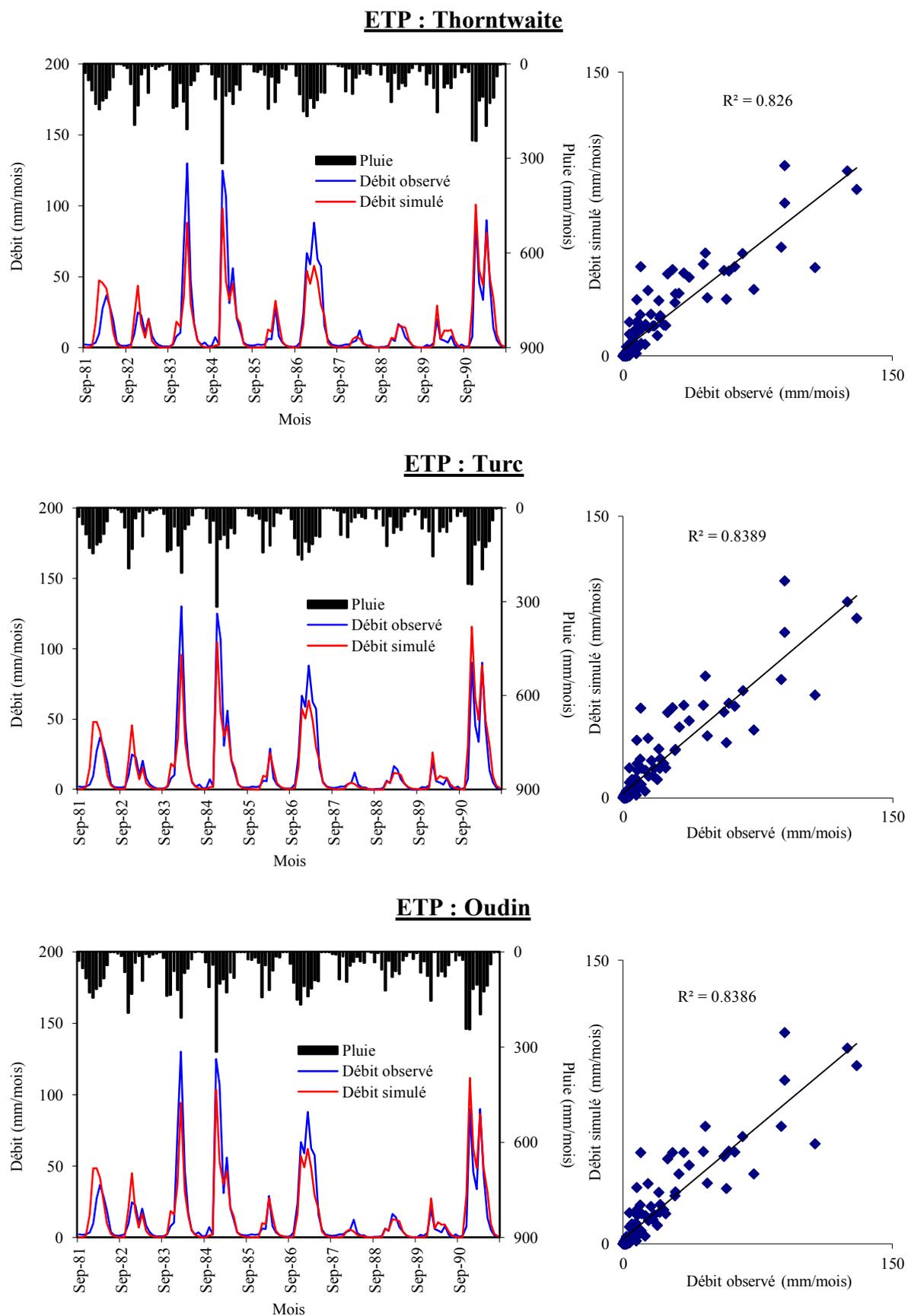


Figure VI.23. Visualisation du calage du modèle GR2M de 1981/1982 à 1990/1991.

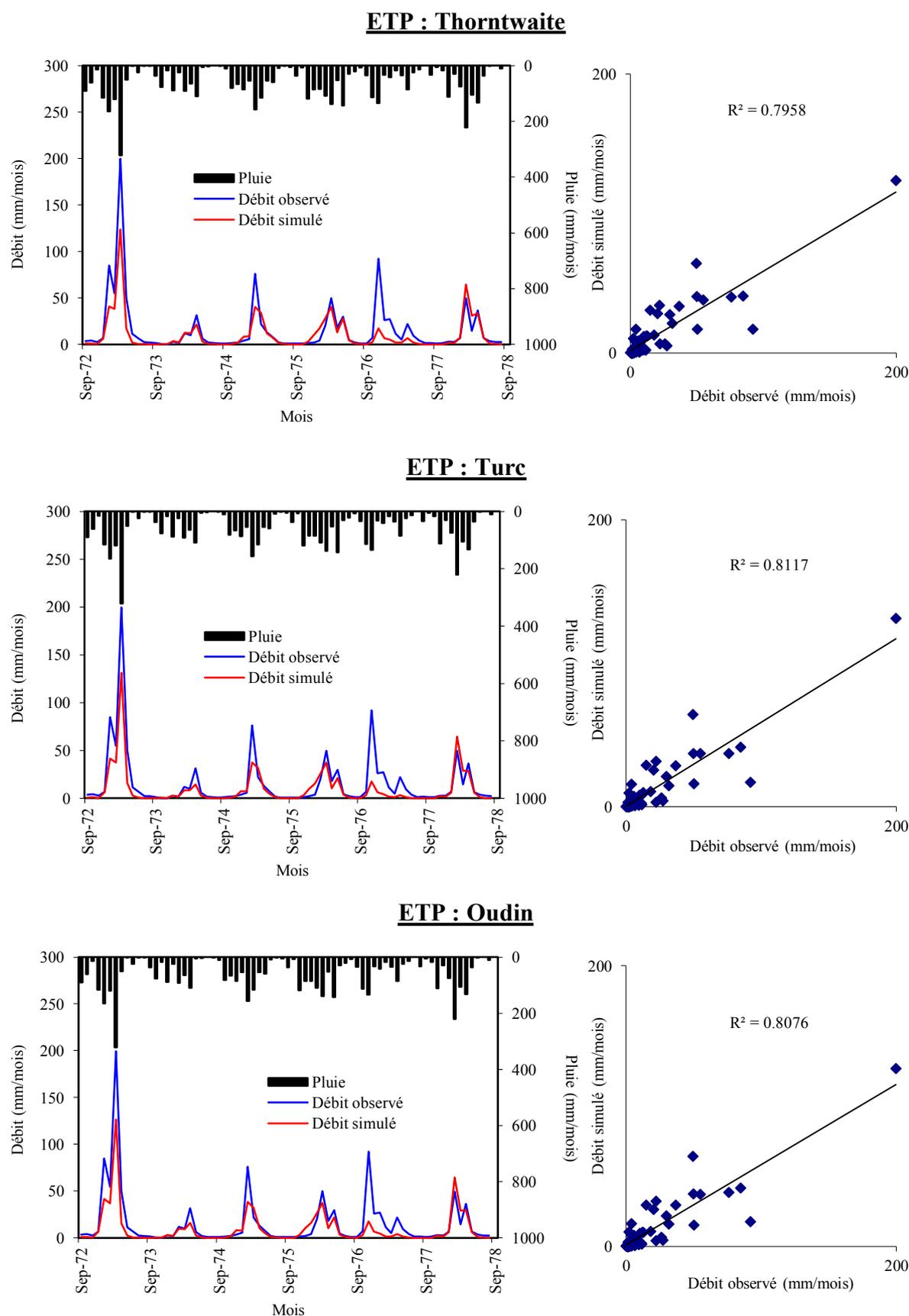
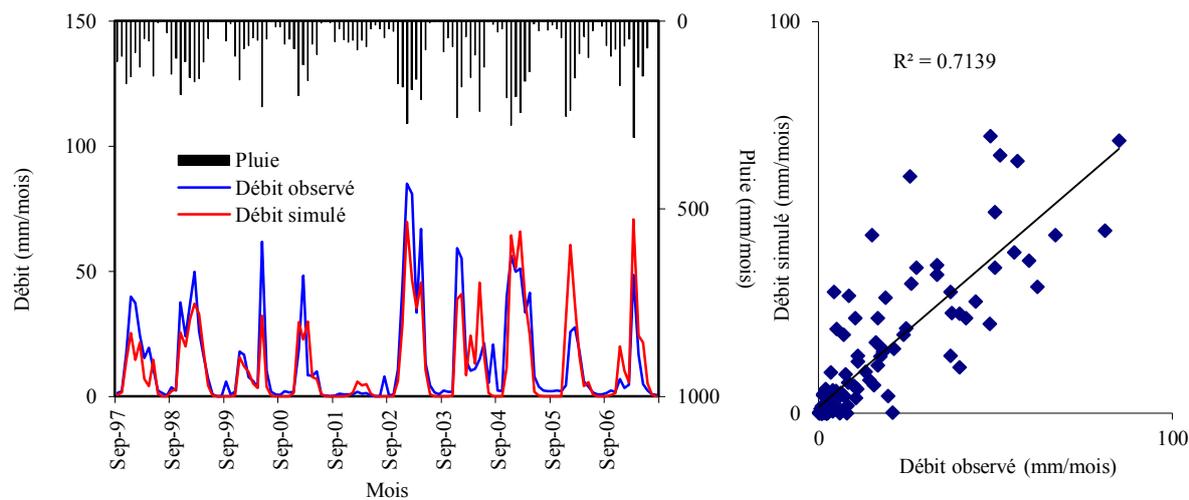
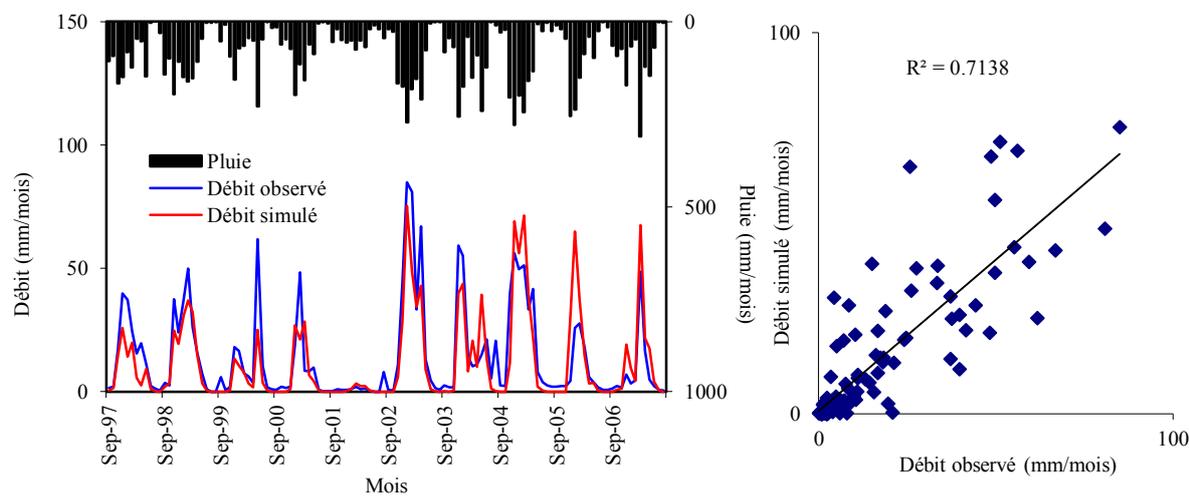


Figure VI.24. Visualisation du calage du modèle GR2M de 1972/1973 à 1977/1978.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

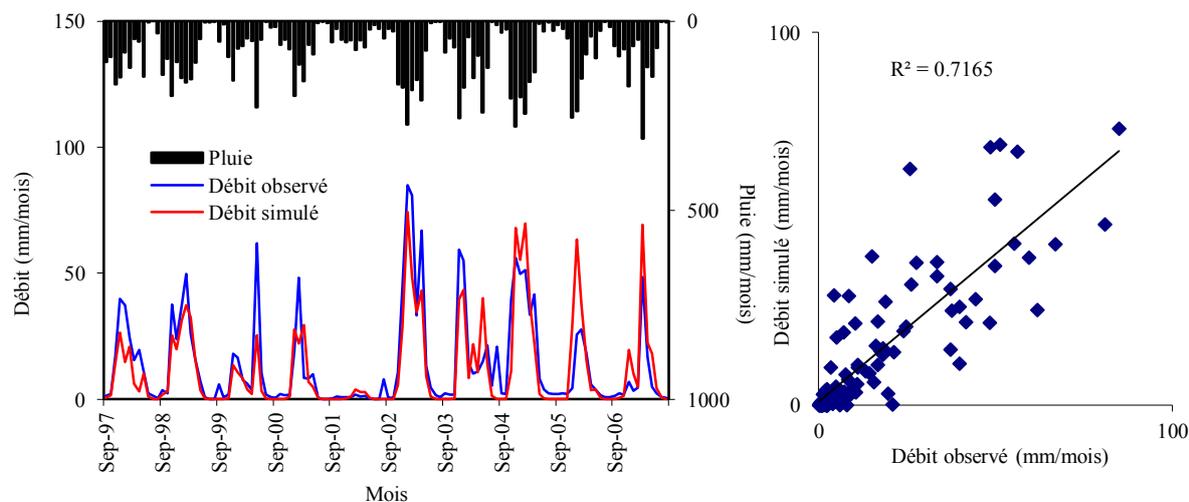
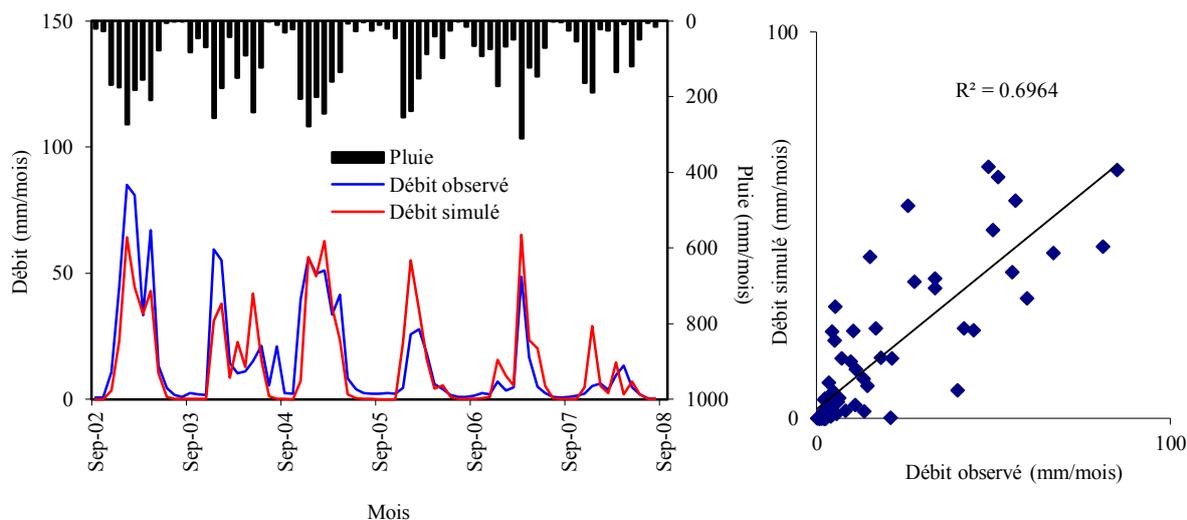
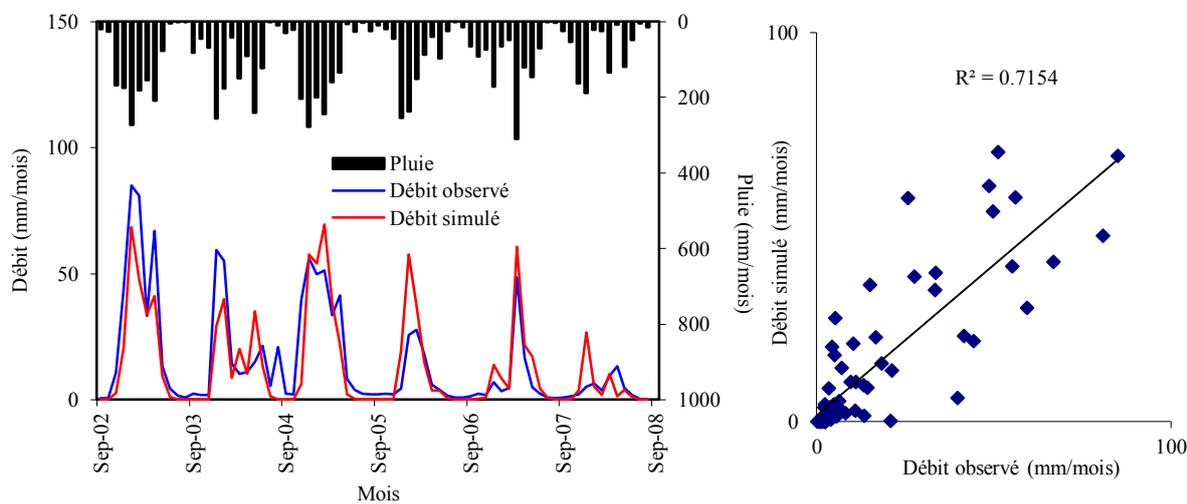


Figure VI.25. Visualisation du calage du modèle GR2M de 1997/1998 à 2006/2007.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

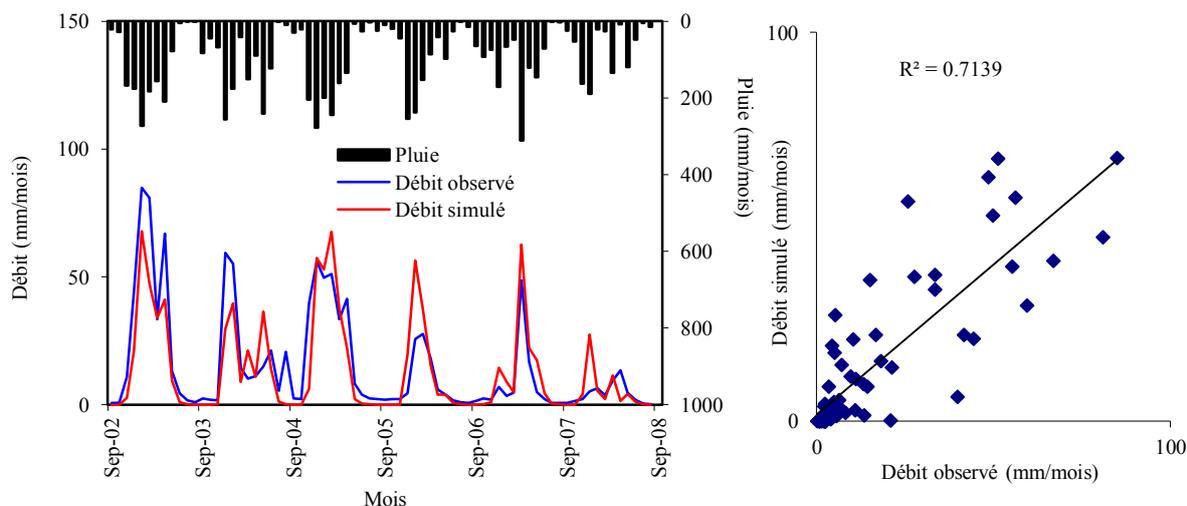
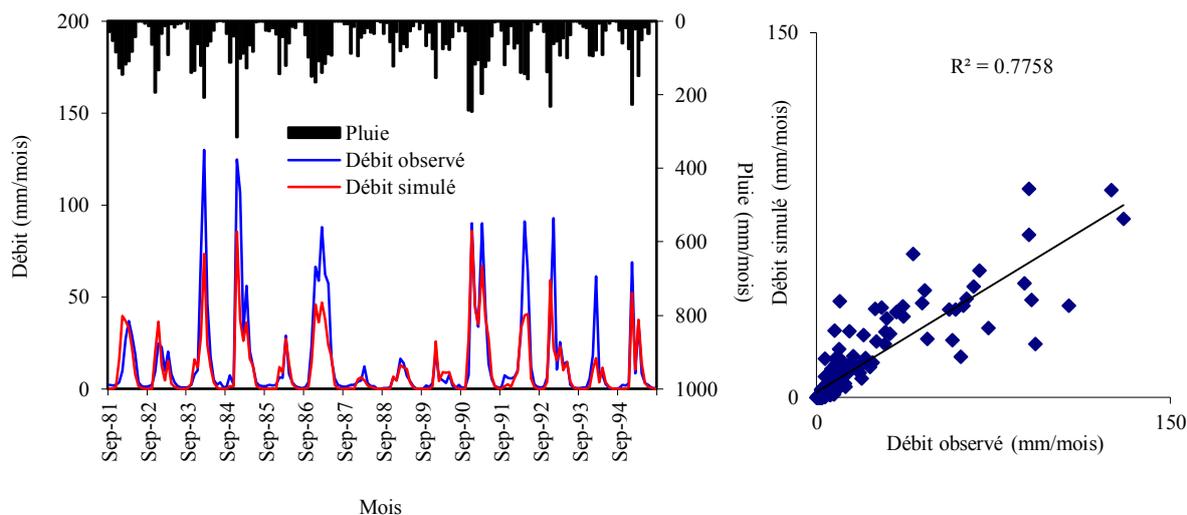
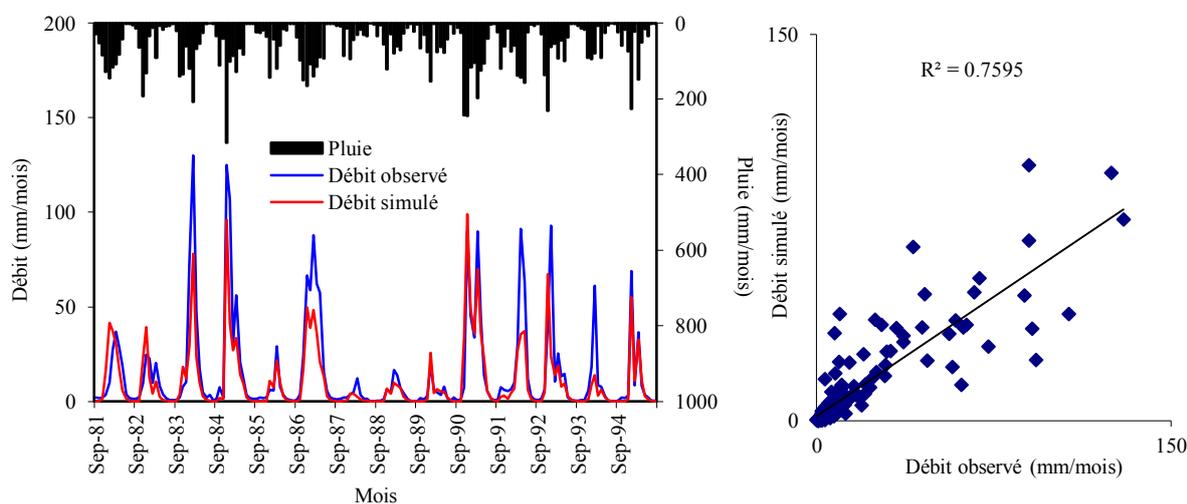


Figure VI.26. Visualisation du calage du modèle GR2M de 2002/2003 à 2007/2008.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

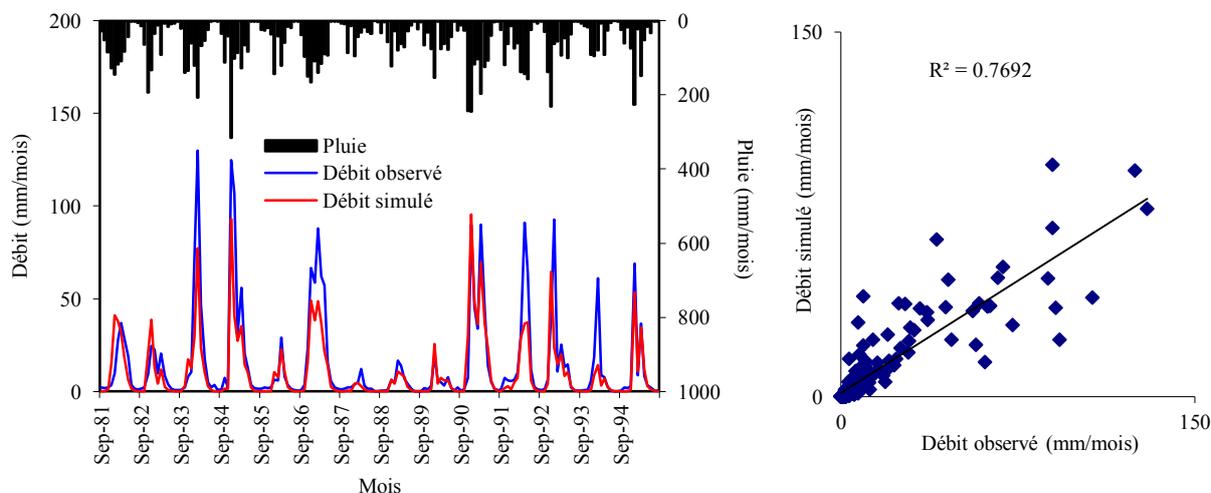


Figure VI.27. Visualisation du calage du modèle GR2M de 1981/1982 à 1994/1995.

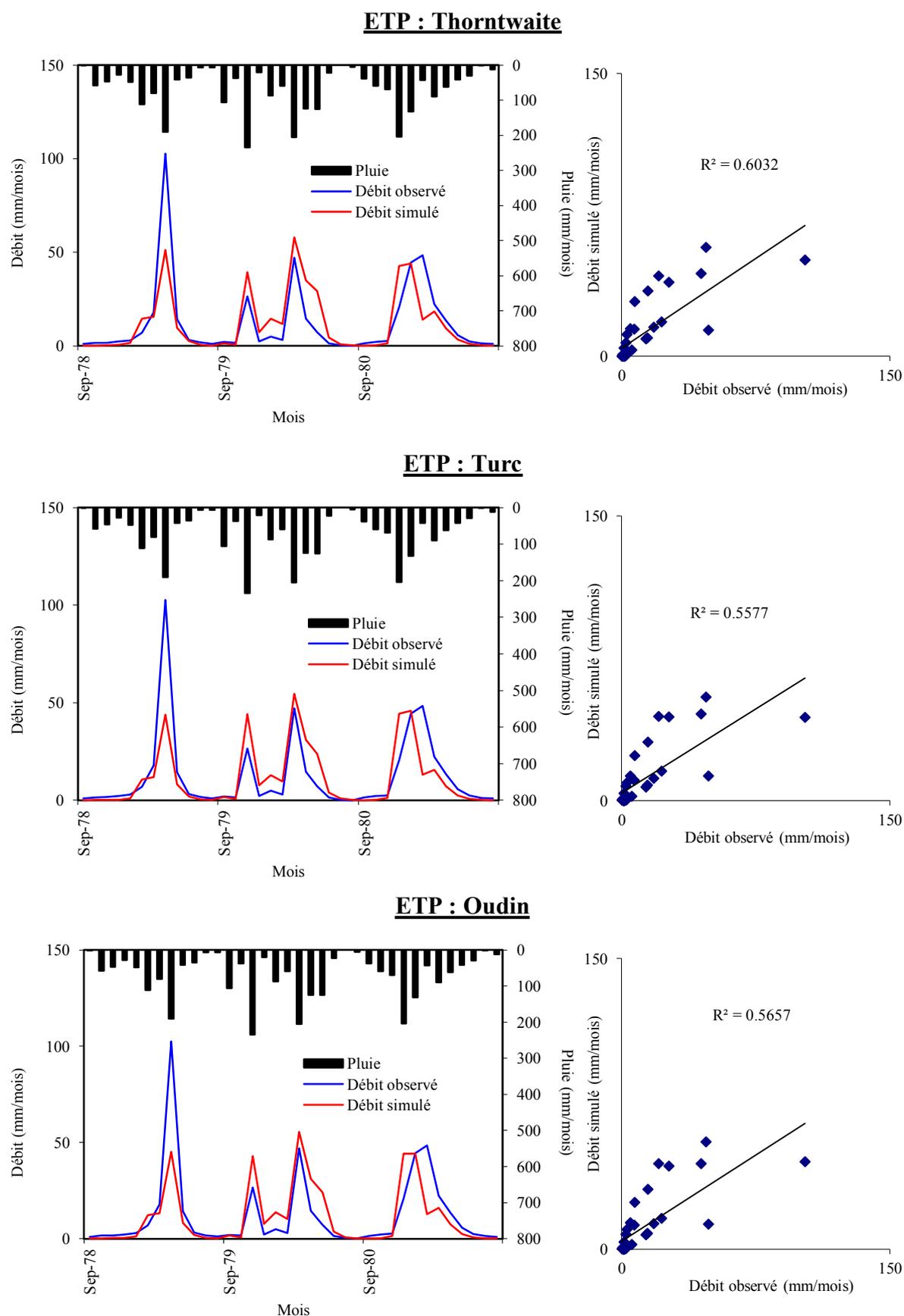


Figure VI.28. Résultats de la validation du modèle GR1A de 1978/1979 à 1980/1981.

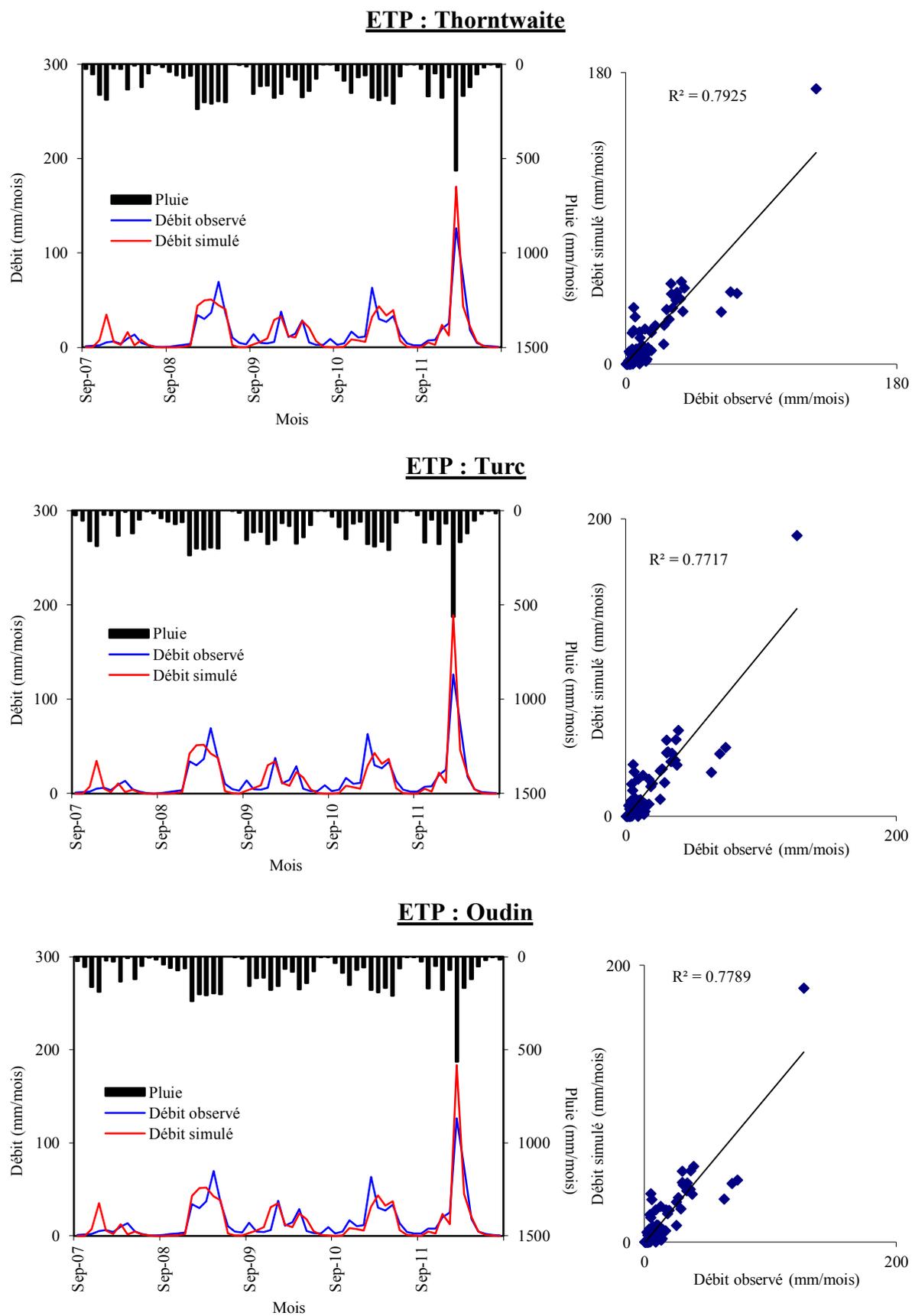


Figure VI.29. Résultats de la validation du modèle GR1A de 2007/2008 à 2011/2012.

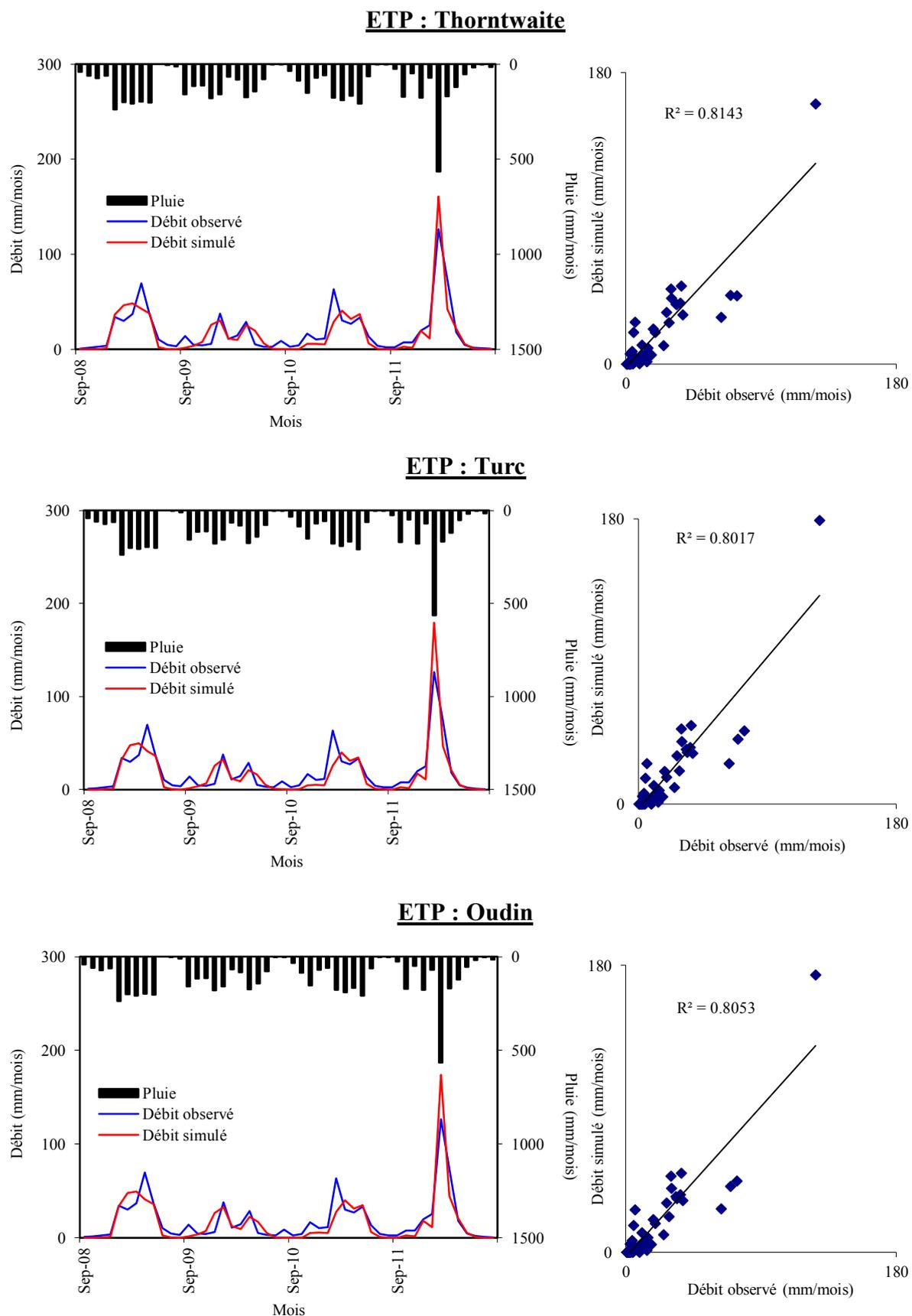
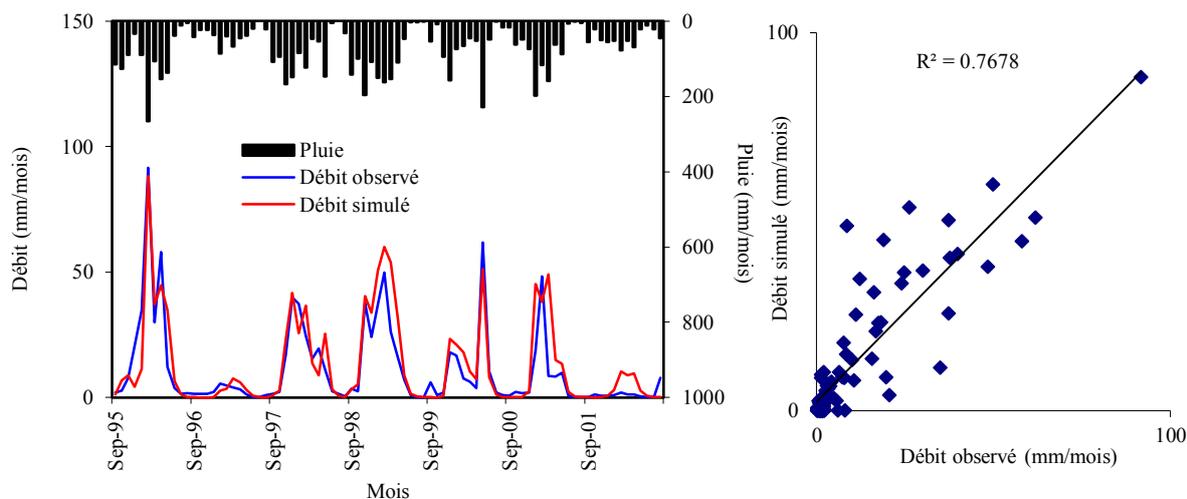
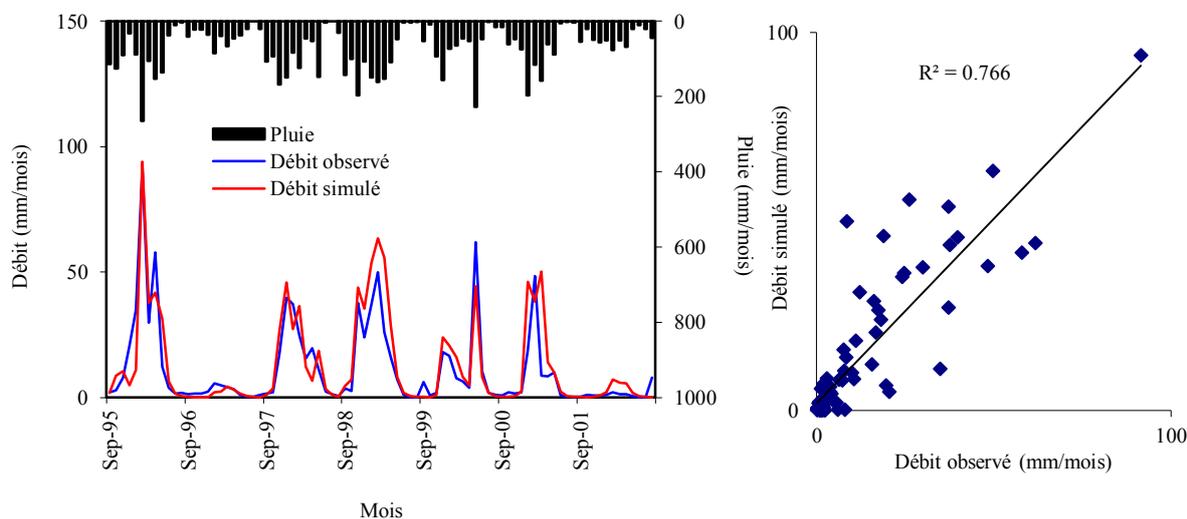


Figure VI.30. Résultats de la validation du modèle GR1A de 2008/2009 à 2011/2012.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

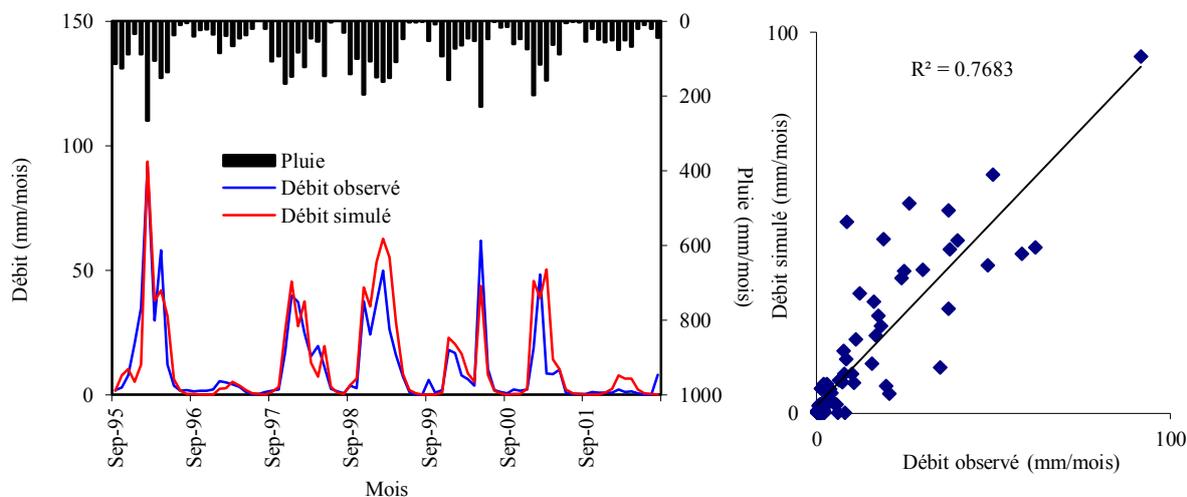
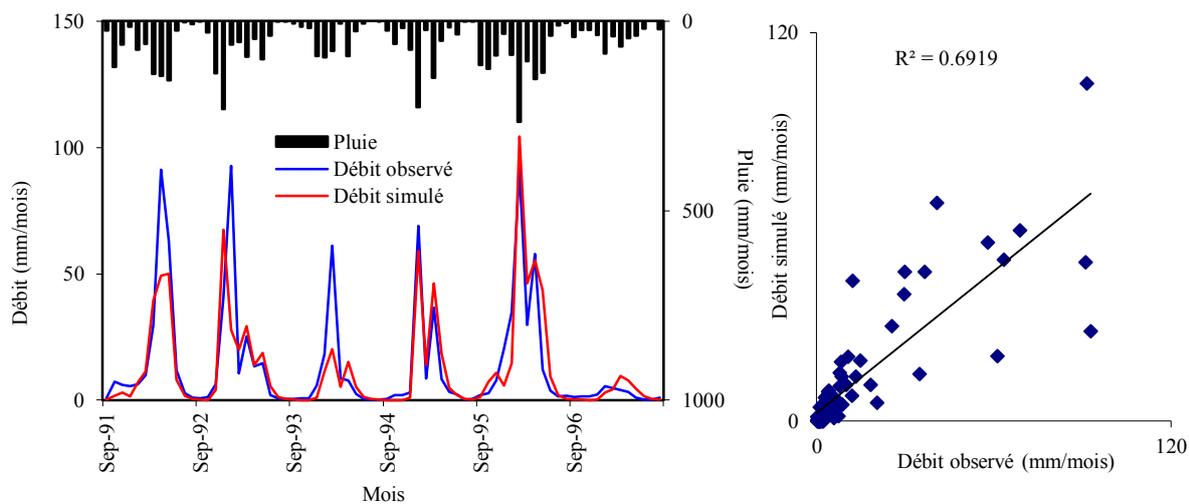
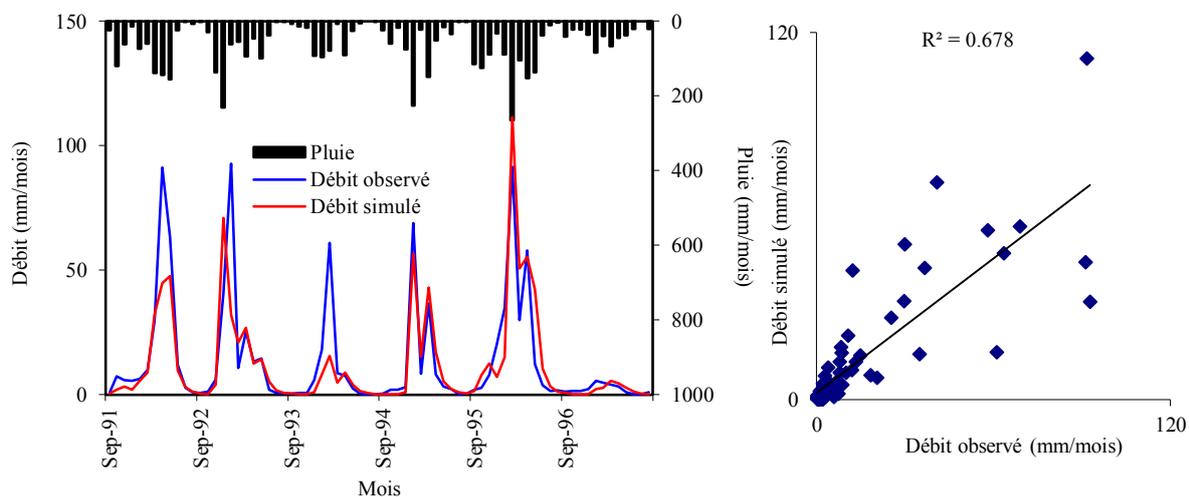


Figure VI.31. Résultats de la validation du modèle GR1A de 1995/1996 à 2001/2002.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

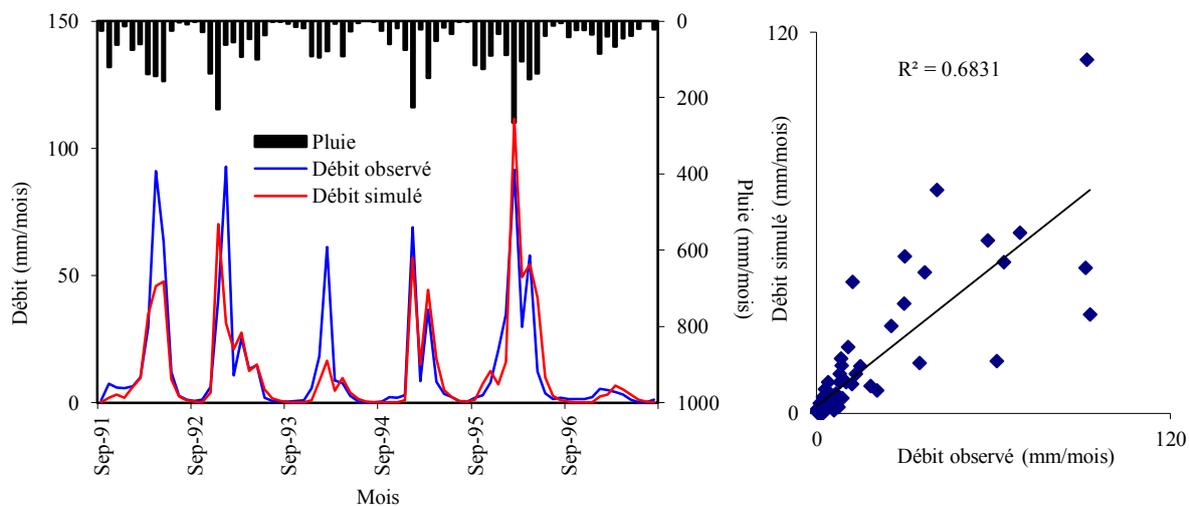


Figure VI.32. Résultats de la validation du modèle GR1A de 1991/1992 à 1996/1997.

VI.3.2.1.3. Modèle journalier GR4J

Le modèle GR4J ne nécessite que la surface du bassin comme paramètres physiographiques, et des séries journalières de pluies (mm.j^{-1}), de l'évapotranspiration (mm.j^{-1}) avec la méthode Oudin et de débit (m^3/s) comme variables d'entrée (GR4J fait appel aux données de débit pour estimer la lame d'eau écoulée en mm.j^{-1}).

Pour le modèle GR4J, nous avons procédé au calage manuel afin de déterminer les paramètres en essayant une multitude de combinaisons pour trouver les valeurs les plus appropriées, pour que les débits calculés soient les plus proches possibles de la réalité. Le calage du Modèle GR4J a été relativement plus difficile par rapport au GR1A et GR2M.

Le modèle GR4J comporte quatre paramètres à caler:

- X₁: Capacité du réservoir de production (mm) [100 - 1200]
- X₂: Coefficient d'échanges souterrains (mm) [-5 - 3]
- X₃: Capacité à un jour du réservoir de routage (mm) [20 - 300]
- X₄: Temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1 (j) [1.1 - 2.9]

Cependant, au pas de temps journalier, nous avons jugé utile de comparer, la performance et la robustesse du modèle GR4J pour la série globale 1972/1973 à 2011/2012 ainsi que pour les cinq sous périodes avant et après rupture.

VI.3.2.1.3.1. Période totale

Les résultats obtenus par le modèle GR4J (tab. VI.6 et fig. VI.33, VI.34, VI.35, VI.36, VI.37, VI.38) reflètent l'incapacité du modèle à représenter les débits observés.

Les résultats du calage (Nash $\geq 70\%$ et $R^2 \geq 70\%$) et de la validation (Nash $< 0\%$ et $R^2 < 70\%$) du GR4J sont légèrement moins bons pour les deux essais (1972-1996-2011) et (1972-2001-2011). et mauvais pour l'application (1972-1980-2011) avec Nash et $R^2 < 70\%$.

Pour les paramètres du modèle les valeurs X₁, X₂, X₃ et X₄ respectent les bornes de l'intervalle de confiance. La valeur du paramètre d'échange (X₂) est négative, le modèle simule donc une perte d'eau vers les nappes plus profondes.

Tableau VI.6. Valeurs des critères après calibration et validation des 3 différents sous-périodes.

GR4J	Calage		Validation
	1981/1982 -2011/2012		1972/1973 - 1980/1981
Capacité rés. production X1 (mm)	395.44		395.44
Paramètre d'échange X2 (mm)	-5.00		-5.00
Capacité rés. routage X3 (mm)	22.87		22.87
Délai X4 (jours)	1.50		1.50
Coefficient de corrélation R	69.57		78.29
Coefficient de détermination R ²	48.40		61.29
Nash(Q)	34.90		59.52
Nash(VQ)	46.80		52.2

Nash(ln(Q))	22.80	-8.2
Bilan	82.77	48.99
Période	1972/1973 -1996/1997	1997/1998 - 2011/2012
Capacité rés. production X1 (mm)	201.64	201.64
Paramètre d'échange X2 (mm)	-5.00	-5.00
Capacité rés. routage X3 (mm)	52.31	52.31
Délai X4 (jours)	1.24	1.24
Coefficient de corrélation R	84.38	70.00
Coefficient de détermination R ²	71.20	49.00
Nash(Q)	71.27	-81.83
Nash(VQ)	69.9	5.3
Nash(ln(Q))	55.0	36.2
Bilan	88.99	185.95
Période	1972/1973-2001/2002	2002/2003 - 2011/2012
Capacité rés. production X1 (mm)	209.66	209.66
Paramètre d'échange X2 (mm)	-5.00	-5.00
Capacité rés. routage X3 (mm)	39.61	39.61
Délai X4 (jours)	1.28	1.28
Coefficient de corrélation R	83.67	75.96
Coefficient de détermination R ²	70.01	57.70
Nash(Q)	69.96	-176.53
Nash(VQ)	67.4	-22.2
Nash(ln(Q))	48.2	4.5
Bilan	86.24	196.02

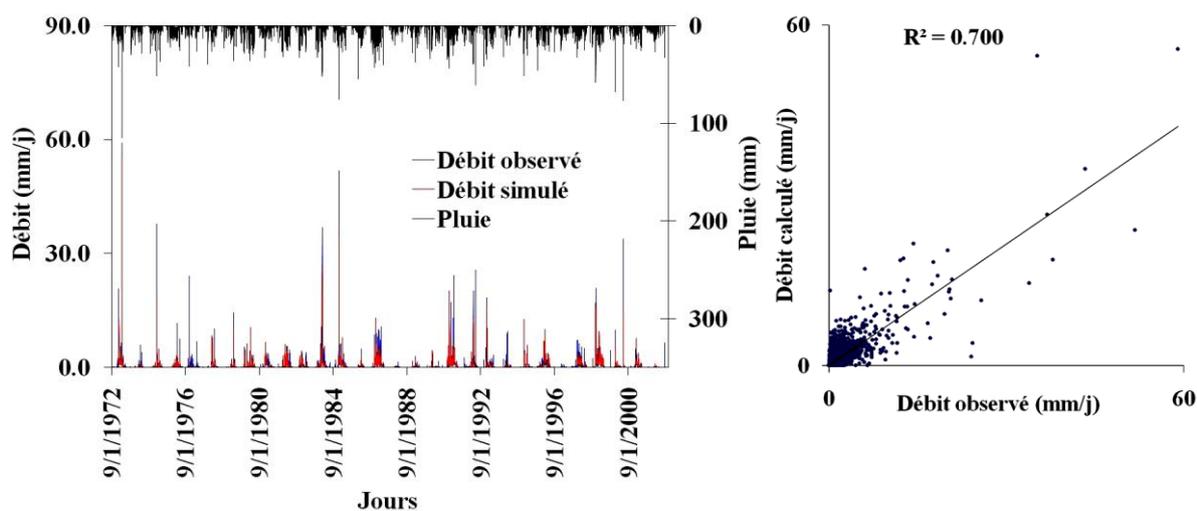


Figure VI.33. Visualisation du calage du modèle GR4J de 1972/1973 à 2001/2002.

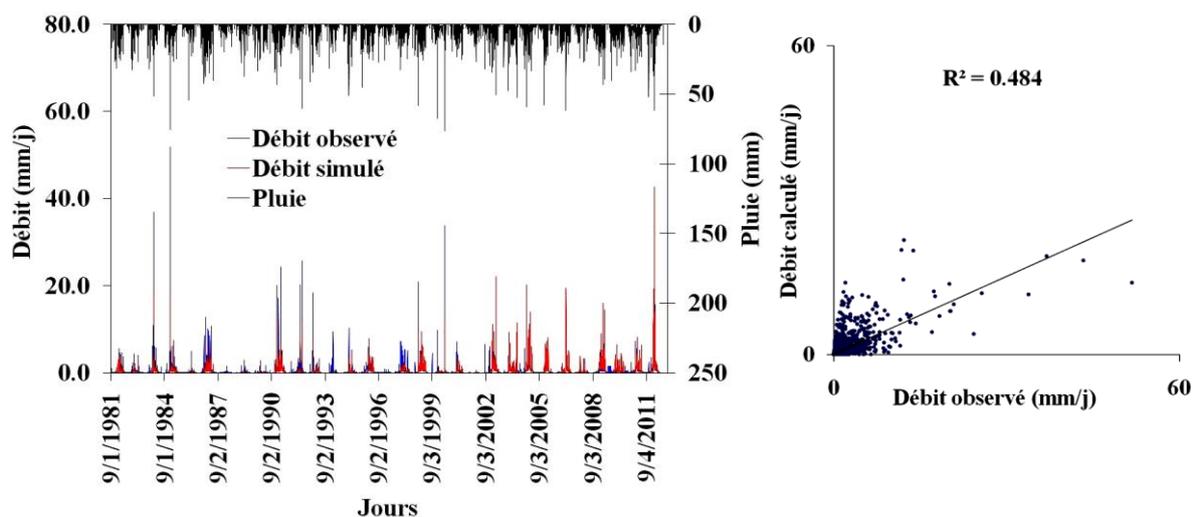


Figure VI.34. Visualisation du calage du modèle GR4J de 1981/1982 à 2011/2012.

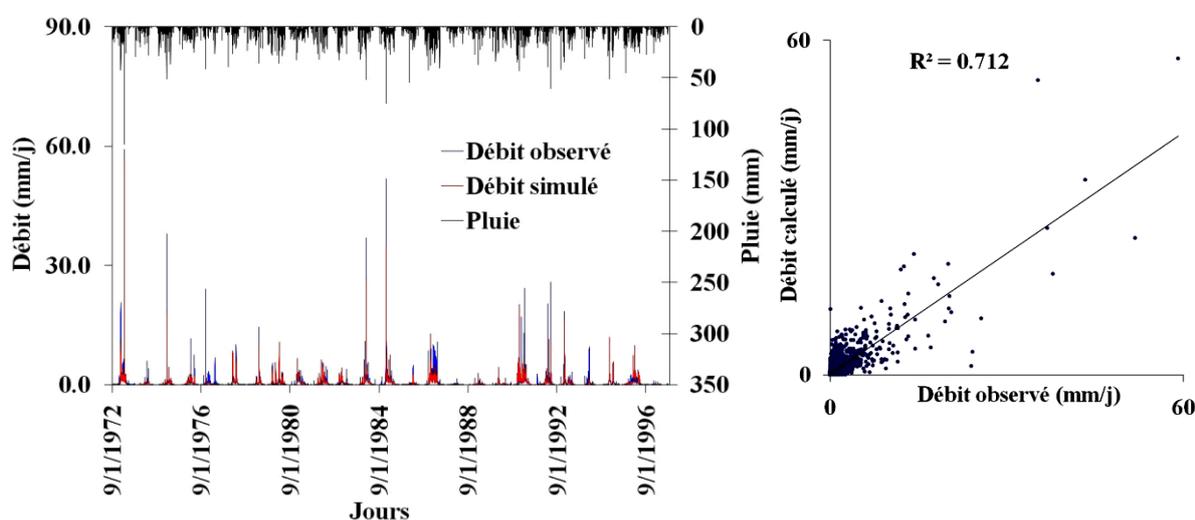


Figure VI.35. Visualisation du calage du modèle GR4J de 1972/1973 à 1996/1997.

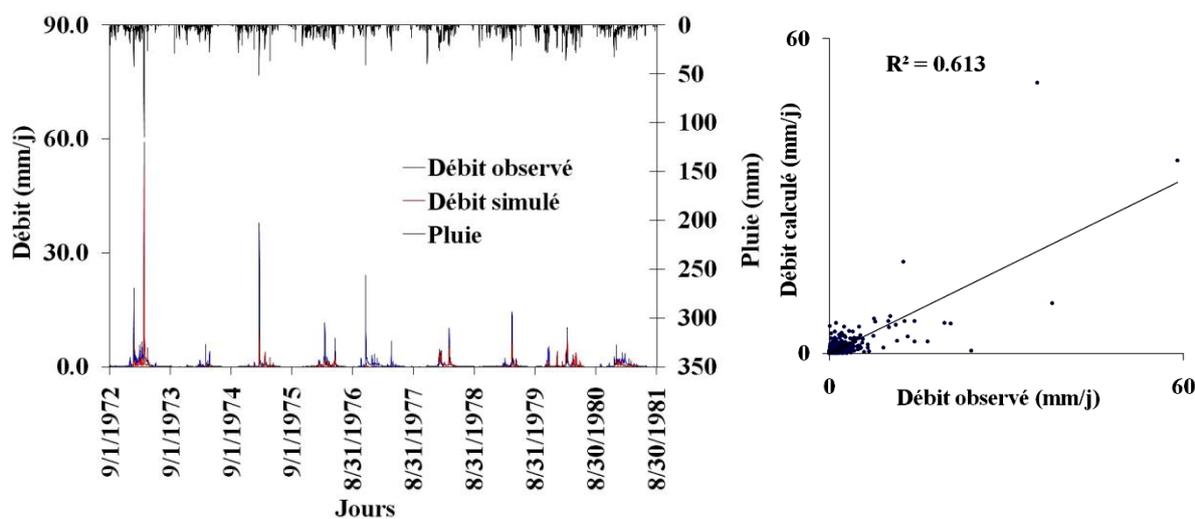


Figure VI.36. Résultats de la validation du modèle GR4J de 1972/1973 à 1980/1981.

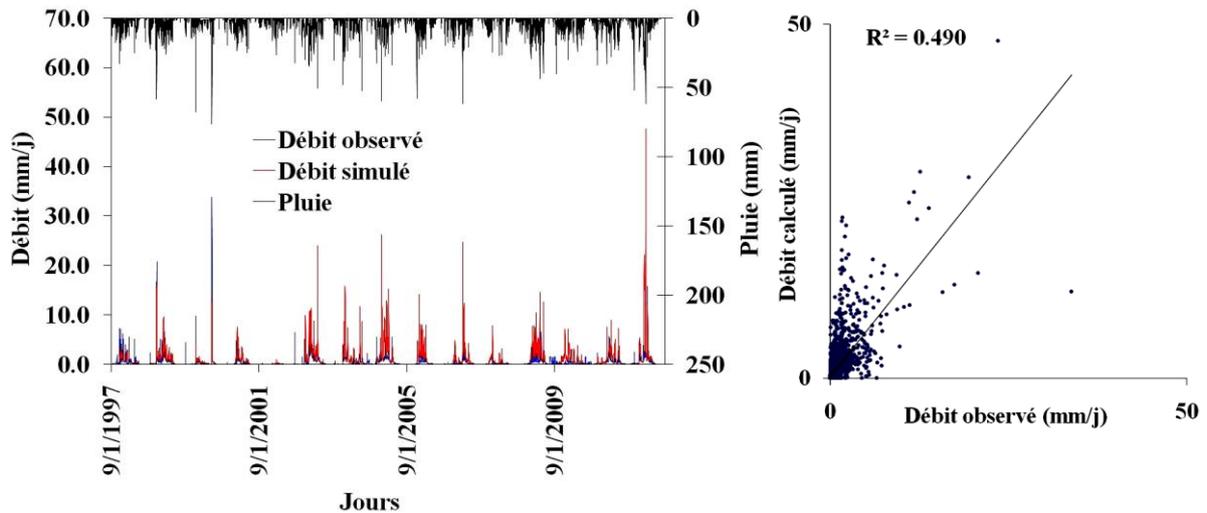


Figure VI.37. Résultats de la validation du modèle GR4J de 1997/1998 à 2011/2012.

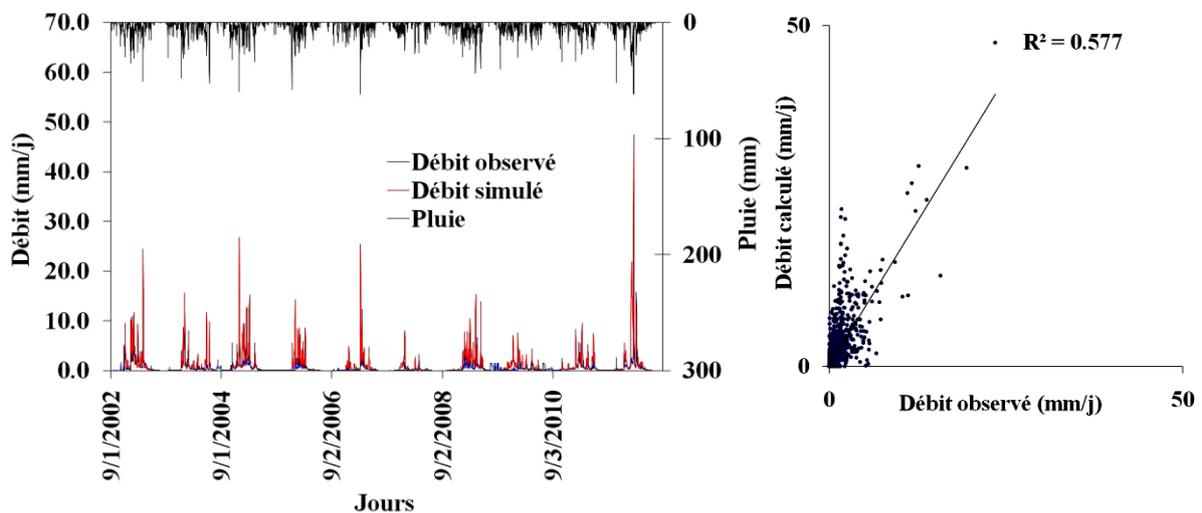


Figure VI.38. Résultats de la validation du modèle GR4J de 2002/2003 à 2011/2012.

VI.3.2.1.3.2. Période avant et après rupture

D'après les résultats (tab. VI.7) et la superposition des deux courbes, des débits simulés et calculés (fig. VI.39 , VI.48), nous pouvons dire que le modèle n'est pas calé. Les valeurs de Nash et du coefficient de détermination varient entre 34 % et 73 % pour la phase de calage et ne dépasse pas 66 % pour la phase de validation.

Nous ne notons aucun synchronisme entre les courbes des débits observés et simulés en phase de calage et de validation (fig. VI.39, ..., VI.48).

La simulation des débits en période de crue semble sous-estimer parfois les débits observés. Ces écarts semblent être dus à un changement de régime pluviométrique (événements extrêmes).

Tableau VI.7. Valeurs des paramètres après calibration et performances des 5 périodes.

		GR4J	Calage	Validation		
Rupture 1996/1997	Après rupture 1996/1997 (1997/1998 - 2011/2012)	Période	1997/1998 - 2006/2007	2007/2008 - 2011/2012		
		Capacité rés. production X1 (mm)	1199.91	1199.91		
		Paramètre d'échange X2 (mm)	-5.00	-5.00		
		Capacité rés. routage X3 (mm)	20.09	20.09		
		Délai X4 (jours)	1.90	1.90		
		Coefficient de corrélation R	64.03	80.68		
		Coefficient de détermination R ²	41.00	65.09		
		Nash(Q)	34.53	62.54		
		Nash(VQ)	53.4	45.2		
		Nash(ln(Q))	57.7	26.2		
		Bilan	62.94	96.37		
		Rupture 1980/1981	Après 1980/81 / Avant 1996/97 (1981/1982 - 1996/1997)	Période	1981/1982 - 1990/1991	1991/1992 - 1996/1997
				Capacité rés. production X1 (mm)	239.21	239.21
Paramètre d'échange X2 (mm)	-4.53			-4.53		
Capacité rés. routage X3 (mm)	31.58			31.58		
Délai X4 (jours)	1.52			1.52		
Coefficient de corrélation R	84.44			73.14		
Coefficient de détermination R ²	71.30			53.49		
Nash(Q)	73.88			61.62		
Nash(VQ)	72.6			59.6		
Nash(ln(Q))	48.7			40.9		
Bilan	76.31			71.73		
Rupture 1980/1981	Avant rupture 1980/1981 (1972/1973 - 1980/1981)			Période	1972/1973 - 1977/1978	1978/1979 - 1980/1981
				Capacité rés. production X1 (mm)	258.45	258.45
		Paramètre d'échange X2 (mm)	-5.00	-5.00		
		Capacité rés. routage X3 (mm)	25.51	25.51		
		Délai X4 (jours)	1.16	1.16		
		Coefficient de corrélation R	86.08	81.24		
		Coefficient de détermination R ²	74.10	66.00		
		Nash(Q)	73.15	65.78		
		Nash(VQ)	59.6	59.0		
		Nash(ln(Q))	-2.6	14.4		
		Bilan	60.14	86.70		

		Période	1981/1982 - 1994/1995	1995/1996 - 2001/2002
Rupture 2001/2002	Avant 2001/2002 / Après 1980/1981 (1981/1982 - 2001/2002)	Capacité rés. production X1 (mm)	208.76	208.76
		Paramètre d'échange X2 (mm)	-4.52	-4.52
		Capacité rés. routage X3 (mm)	20.38	20.38
		Délai X4 (jours)	1.45	1.45
		Coefficient de corrélation R	81.79	70.50
		Coefficient de détermination R ²	66.90	49.70
		Nash(Q)	70.32	50.18
		Nash(VQ)	62.0	49.3
		Nash(ln(Q))	29.7	41.7
		Bilan	69.09	103.87
				Période
Rupture 2001/2002	Après rupture 2001/2002 (2002/2003 - 2011/2012)	Capacité rés. production X1 (mm)	1199.99	1199.99
		Paramètre d'échange X2 (mm)	-5.00	-5.00
		Capacité rés. routage X3 (mm)	25.20	25.20
		Délai X4 (jours)	1.50	1.50
		Coefficient de corrélation R	73.35	66.78
		Coefficient de détermination R ²	53.80	44.60
		Nash(Q)	48.69	59.53
		Nash(VQ)	62.3	40.4
		Nash(ln(Q))	61.2	24.8
		Bilan	91.99	109.48

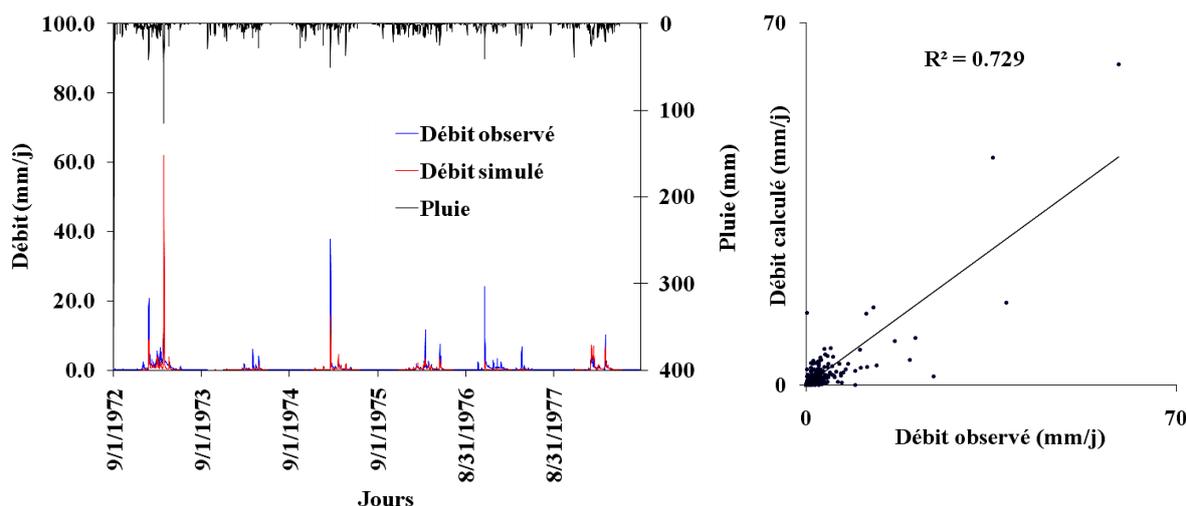


Figure VI.39. Visualisation du calage du modèle GR4J de 1972/1973 à 1977/1978.

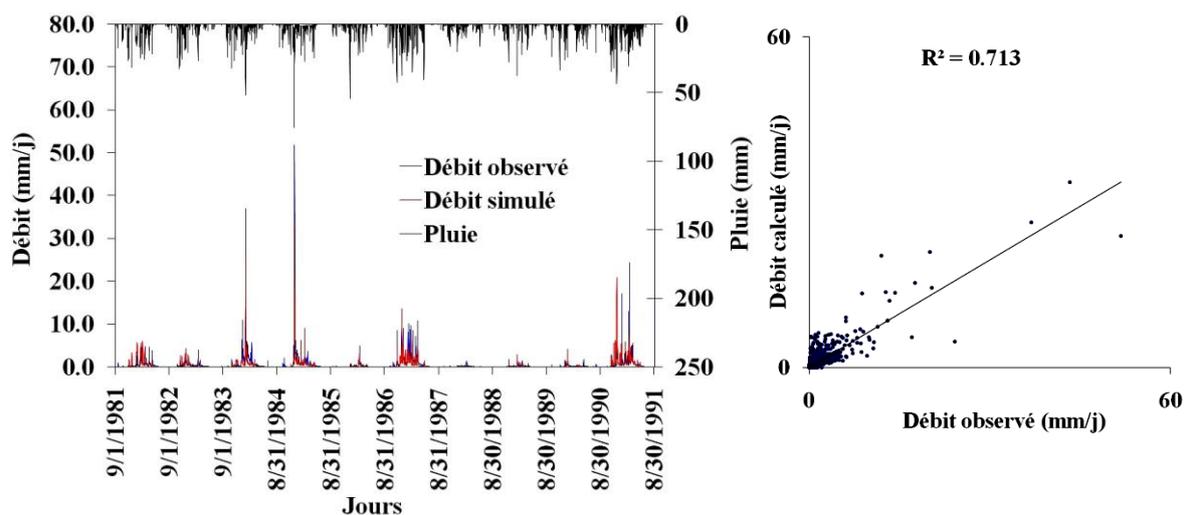


Figure VI.40. Visualisation du calage du modèle GR4J de 1981/1982 à 1990/1991.

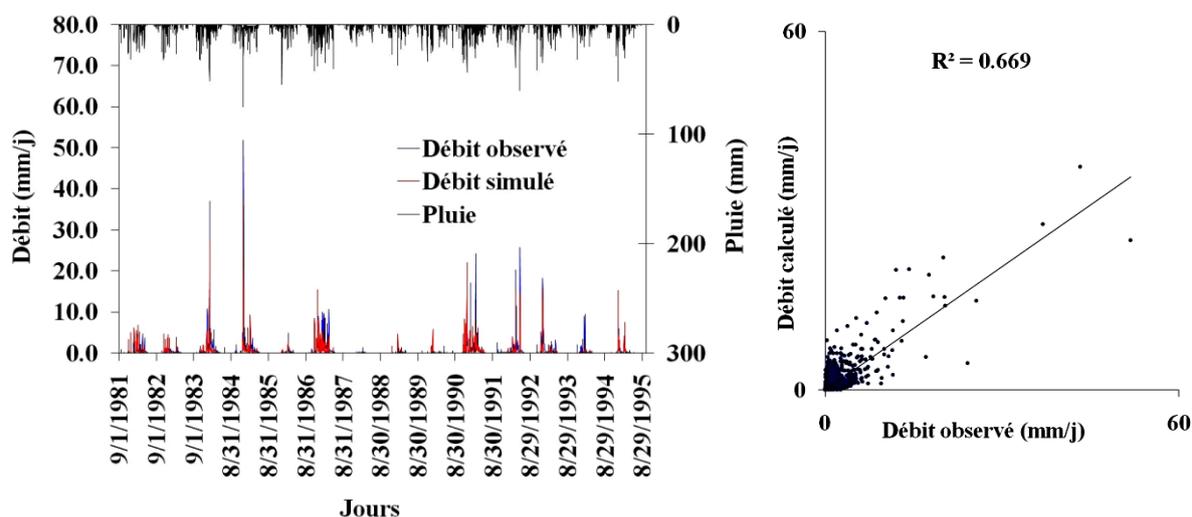


Figure VI.41. Visualisation du calage du modèle GR4J de 1981/1982 à 1994/1995.

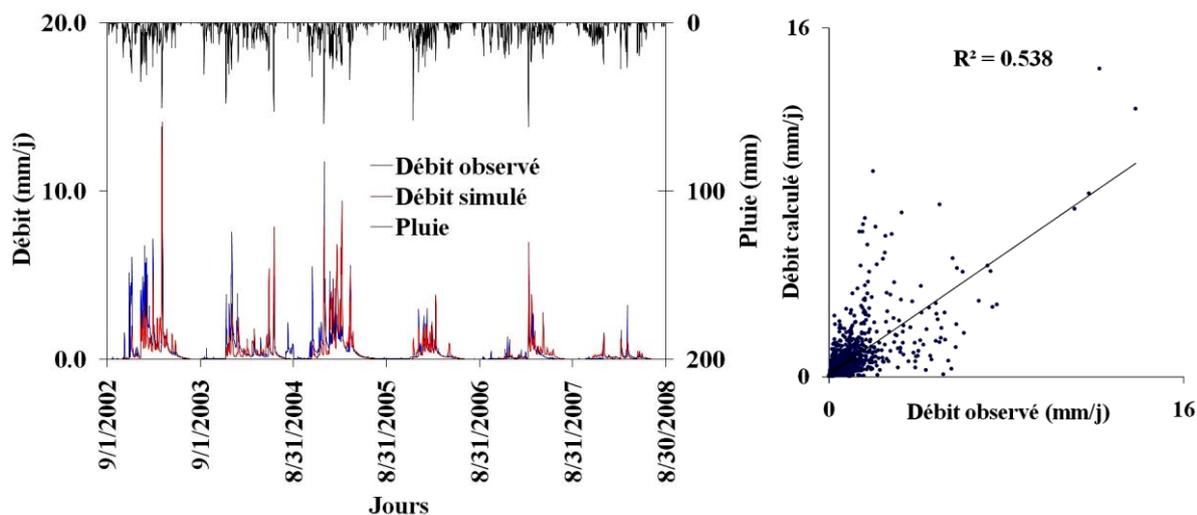


Figure VI.42. Résultats de calibration du modèle GR4J de 2002/2003 à 2007/2008.

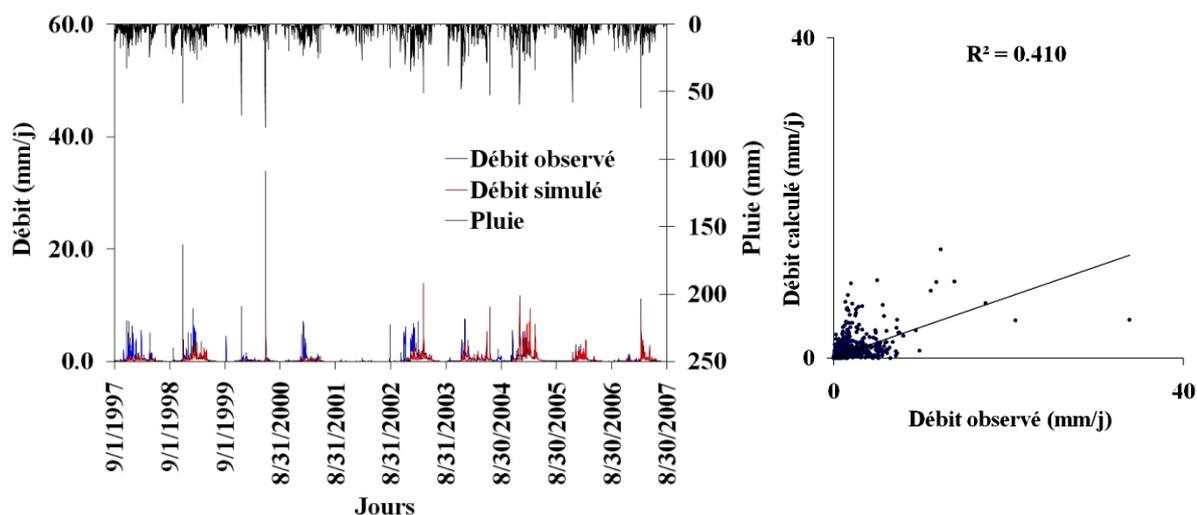


Figure VI.43. Visualisation du calage du modèle GR4J de 1997/1998 à 2006/2007.

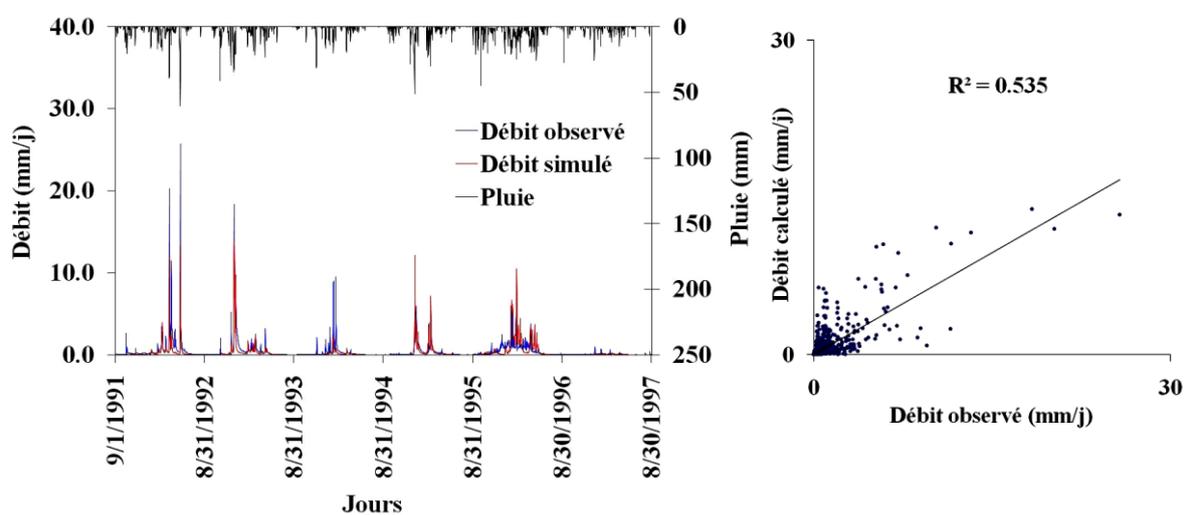


Figure VI.44. Résultats de la validation du modèle GR4J de 1991/1992 à 1996/1997.

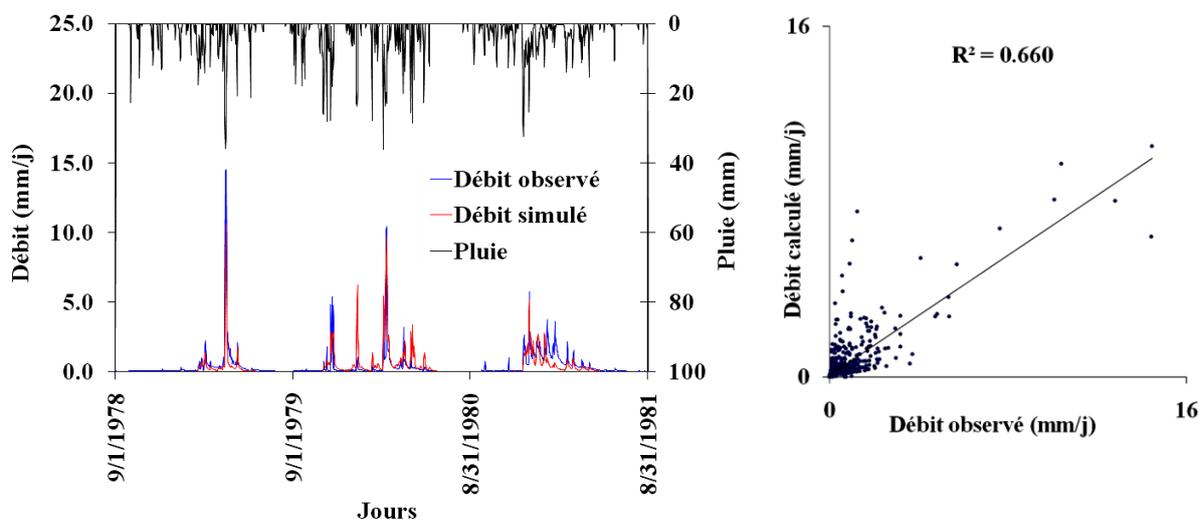


Figure VI.45. Résultats de la validation du modèle GR4J de 1978/1979 à 1980/1981.

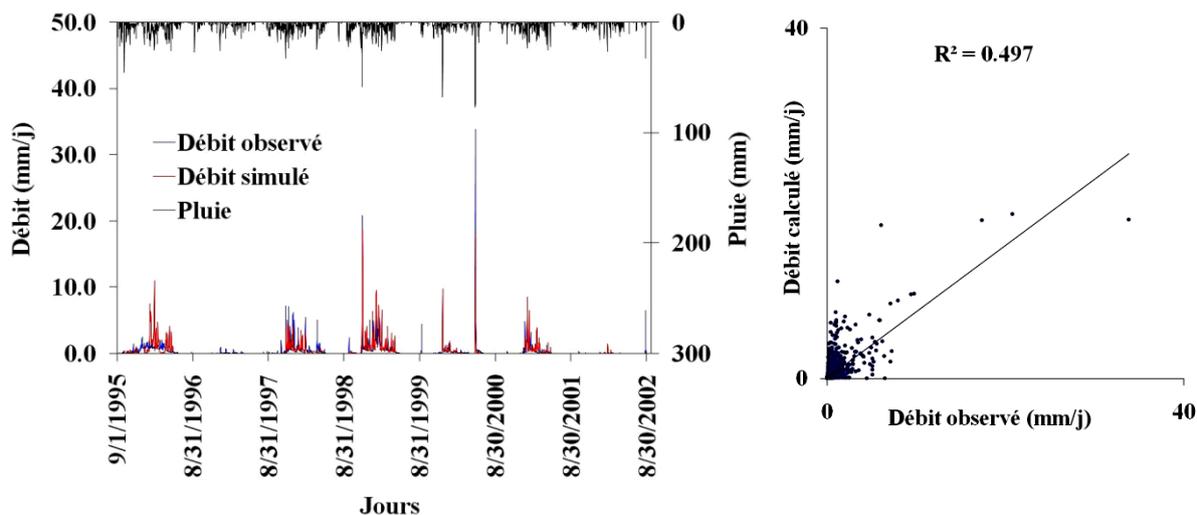


Figure VI.46. Résultats de la validation du modèle GR4J de 1995/1996 à 2001/2002.

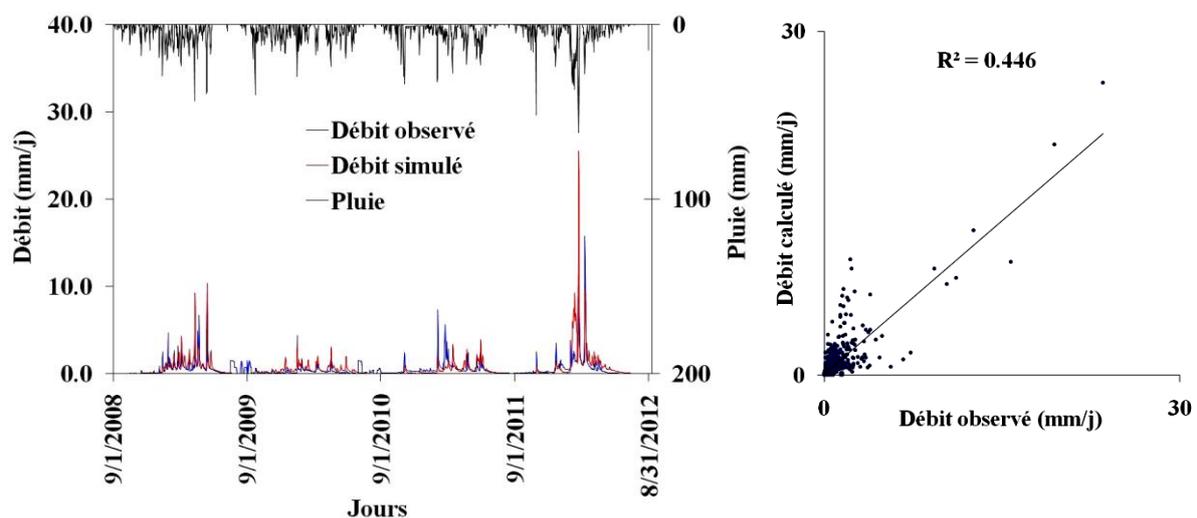


Figure VI.47. Résultats de la validation du modèle GR4J de 2008/2009 à 2011/2012.

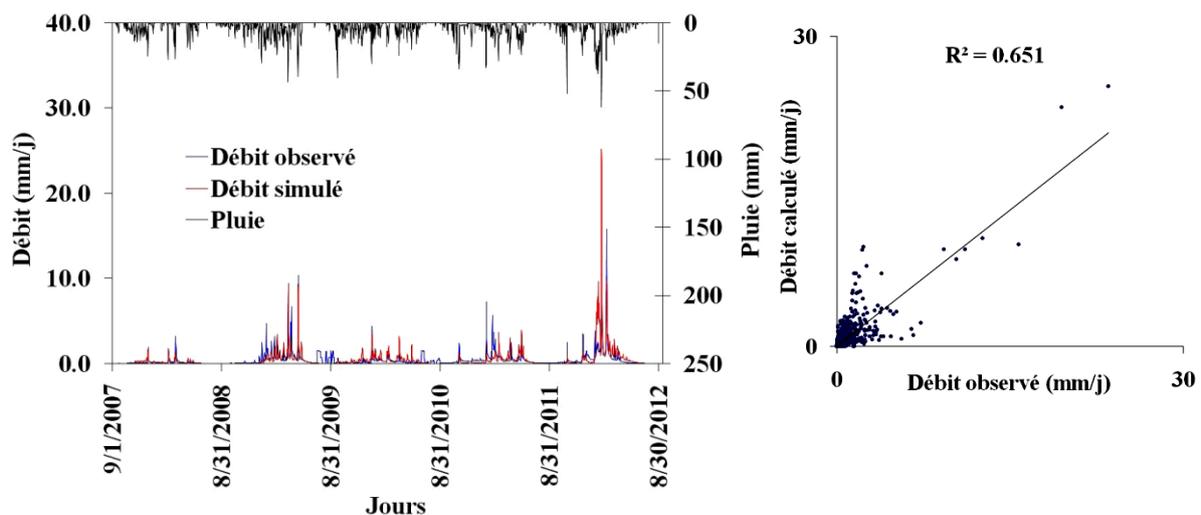


Figure VI.48. Résultats de la validation du modèle GR4J de 2007/2008 à 2011/2012.

VI.3.2.2. Application du modèle GARDENIA au bassin versant d'oued Mellah

Pour permettre une meilleure analyse des évolutions liées à des variations climatiques, nous avons décidé d'utiliser dans ce chapitre le modèle **GARDÉNIA** au pas de temps annuel, mensuel et journalier, pour étudier l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau et identifier l'irrégularité des processus hydrologiques à travers la relation pluie-débit.

Le modèle Gardenia a été utilisé pour différents bassins versants: bassin du Rhône Méditerranée Corse par le BRGM en 2017, dix sites au Burkina Faso (Filippi et al. 1990), en Bourgogne (Hyccare, 2012). Particulièrement en Algérie, au cours de leur développement, le modèle Gardénia a été utilisé au niveau des bassins versants situés à l'Ouest algérien comme celui d'oued El Hammam (Djellouli, 2017), d'oued Lakhdar (Gherissi, 2018) et d'oued Mekkeria (Otmane, 2019).

L'utilisation du modèle Gardénia permet d'analyser le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant et d'étendre des données de débits et / ou de niveaux piézométriques. En pratique, il aide au dimensionnement de différents types d'ouvrages (barrages) ou aménagements des bassins.

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

Le modèle Gardénia a été développé pour des pas de temps différents. Les calculs peuvent être réalisés au pas de temps journalier, ou mensuel en prenant en compte la fonte de la neige éventuellement.

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

- Correction globale des pluies (%) [-10 - 10],
- Correction globale de l'ETP (%) [-15 - 15],
- Capacité de la réserve superficielle RU de type « réserve utile » (mm) [0 - 500],
- Capacité de la réserve superficielle progressive (mm) [0 - 650],
- Hauteur de répartition ruissellement-percolation (mm) [1 - 9999],
- Temps de demi-montée du réservoir G1 (temps de $\frac{1}{2}$ percolation) (mois) [0.05 - 10],
- Temps de demi-tarissement souterrain du réservoir G1 (mois) [0.05 - 15],
- Temps de retard (ou temps de concentration) propagation des débits (pas de temps) [0 - 10],
- Coefficient d'échange souterrain externe (%) [-70 - 80].

VI.3.2.2.1. Modèle GARDENIA au pas de temps annuel

La simulation du modèle Gardenia au pas du temps annuel est basée sur des données d'entrées au pas de temps mensuel. Pour cette étude nous allons suivre les mêmes étapes que celles utilisées pour le modèle GR (même découpage des périodes d'analyse).

VI.3.2.2.1.1. Période totale

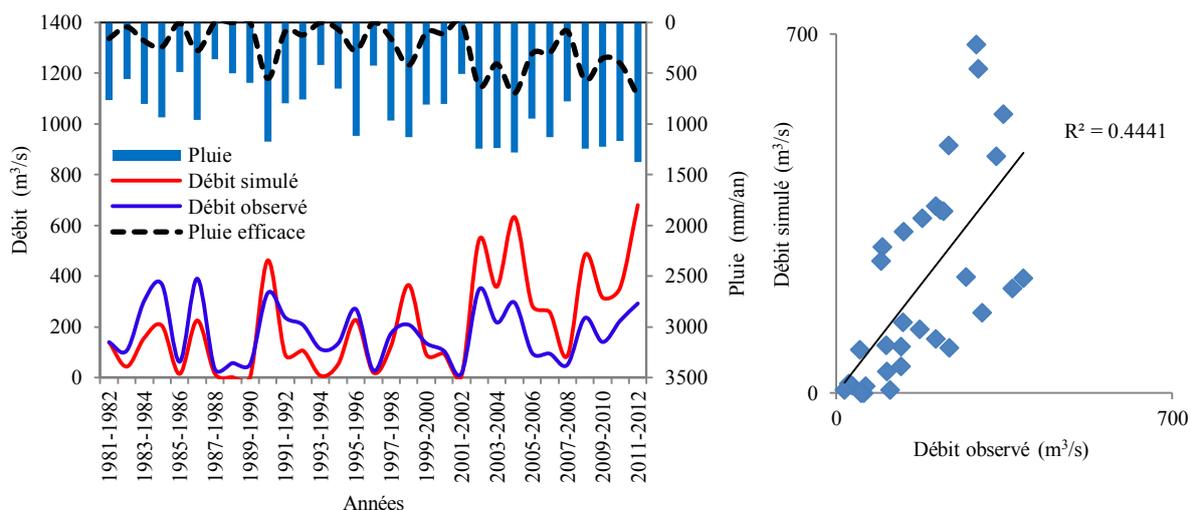
Sur la base des résultats du critère de Nash et le coefficient de détermination R^2 , représentés dans le tableau VI.8 et les figures VI.49, VI.50, VI.51, on peut dire que le modèle n'est pas bien calé au cours de la période totale (1972/1973 - 2011/2012) avec tous les essais et les méthode ETP.

Tableau VI.8. Valeurs des critères après calibration et validation des 3 différentes sous-périodes.

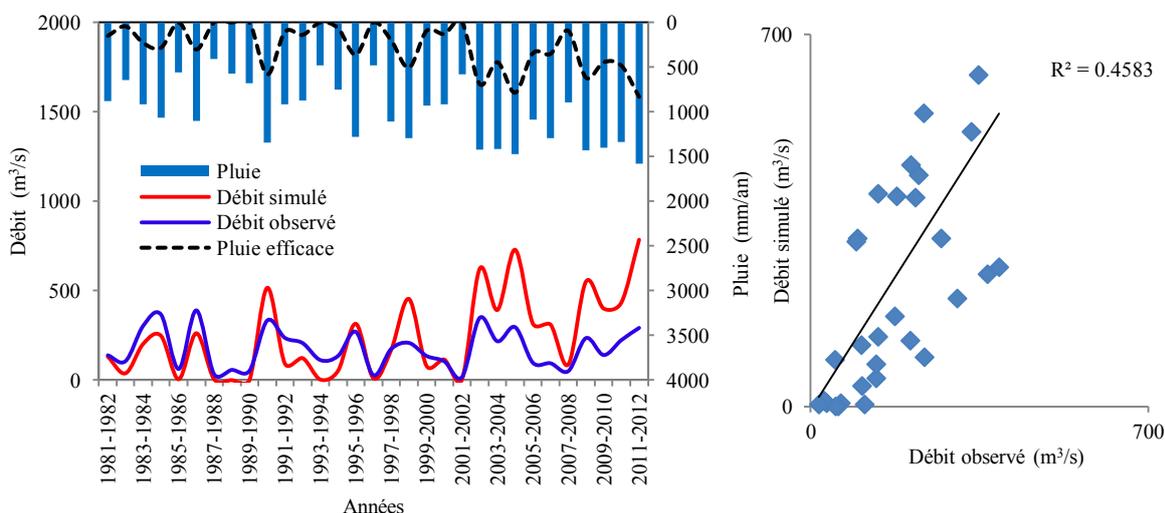
Période	Calage			Validation		
	1981/1982 - 2011/2012			1972/1973 - 1980/1981		
ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Correction globale des Pluies (%)	-4.00	10.00	0.00	-4.00	10.00	0.00
Correction globale d'ETP (%)	13.00	-15.00	-2.00	13.00	-15.00	-2.00
Capacité de la réserve superficielle (mm)	180	170	140	180	170	140
Capacité de la réserve superf. progress (mm)	150	150	130	150	150	130
Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	40	50	40	40	50	40
Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.10	1.00	2.00	0.10	1.00	2.00
Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	2.00	1.20	1.00	2.00	1.20	1.00
Retard (propagation) (pas de temps)	0.01	0.20	0.00	0.01	0.20	0.00
Facteur d'échange externe (%)	-23.00	-23.00	0.00	-23.00	-23.00	0.00
Coefficient de corrélation R	66.63	67.68	68.56	62.69	63.01	64.19
Coefficient de détermination R^2	44.40	45.81	47.00	39.30	39.70	41.20
Nash(Q)	90.46	94.00	92.75	74.22	75.99	77.68
Nash(\sqrt{Q})	82.88	31.0	87.69	51.98	55.19	59.74
Nash(ln(Q))	63.65	38.8	67.43	17.29	3.82	27.05
Période	1972/1973 -1996/1997			1997/1998 - 2011/2012		
ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Correction globale des Pluies (%)	2.00	5.00	5.00	2.00	5.00	5.00
Correction globale d'ETP (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Capacité de la réserve superf. progress (mm)	70	60	50	70	60	50
Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	100	50	70	100	50	70
Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.10	1.00	0.5	0.10	1.00	0.5
Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	2.30	4.00	3.00	2.30	4.00	3.00

Retard (propagation) (pas de temps)	0.00	0.10	0.1	0.00	0.10	0.1
Facteur d'échange externe (%)	-55	-35	-55	-55	-35	-55
Coefficient de corrélation R	80.75	83.13	82.40	87.81	86.49	86.66
Coefficient de détermination R ²	65.21	69.11	67.90	77.11	74.81	75.10
Nash(Q)	97.20	98.72	98.71	-63.99	-43.85	-38.97
Nash(\sqrt{Q})	93.41	95.47	96.17	10.26	30.75	37.19
Nash(ln(Q))	80.90	80.85	85.02	14.80	24.13	37.46
Période	1972/1973-2001/2002			2002/2003 - 2011/2012		
ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Correction globale des Pluies (%)	3.00	4.00	4.00	3.00	4.00	4.00
Correction globale d'ETP (%)	0.00	-1.00	0.00	0.00	-1.00	0.00
Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Capacité de la réserve superf. progress (mm)	70	50	60	70	50	60
Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	120	60	70	120	60	70
Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.10	0.8	0.1	0.10	0.8	0.1
Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Retard (propagation) (pas de temps)	0.00	0.07	0.08	0.00	0.07	0.08
Facteur d'échange externe (%)	-35	-32	-25	-35	-32	-25
Coefficient de corrélation R	77.14	79.18	78.93	90.17	88.66	89.11
Coefficient de détermination R ²	59.10	62.69	62.30	81.31	78.61	79.41
Nash(Q)	96.20	98.48	97.97	-61.70	-55.76	-58.29
Nash(\sqrt{Q})	85.53	94.06	90.50	-1.31	26.38	9.70
Nash(ln(Q))	55.87	77.59	67.35	-14.86	17.46	-2.67

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

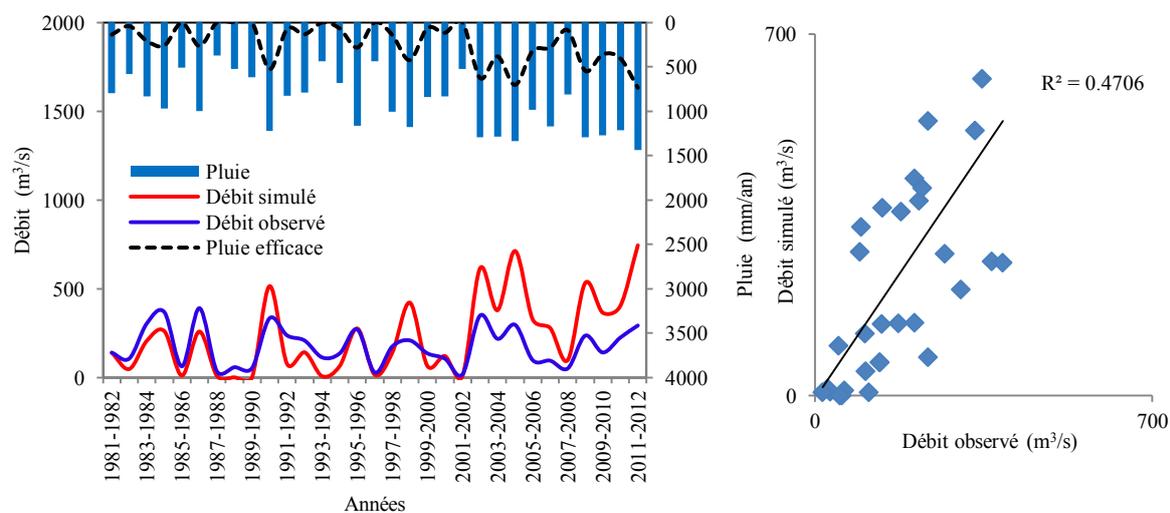
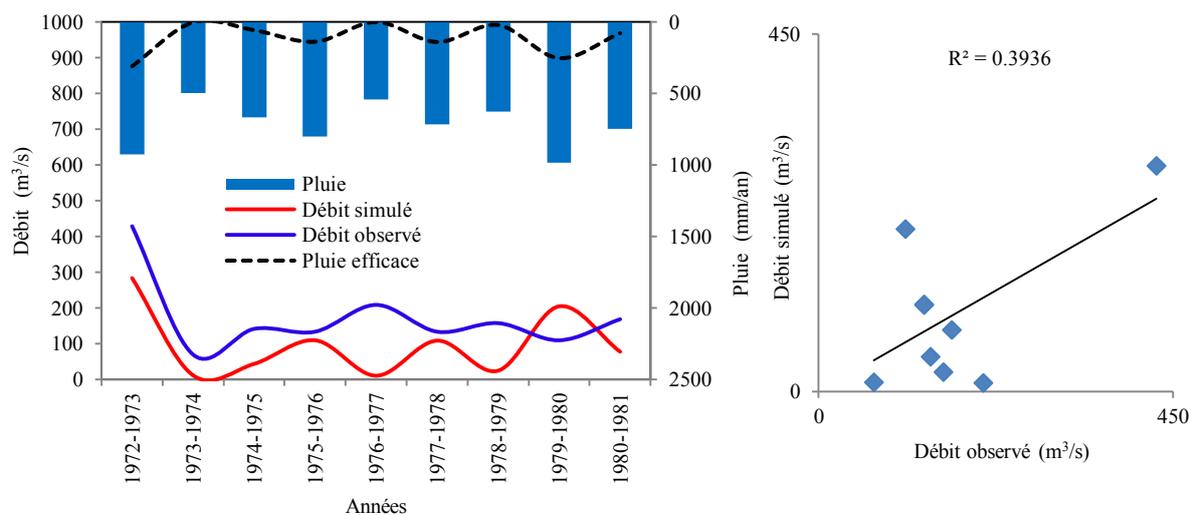
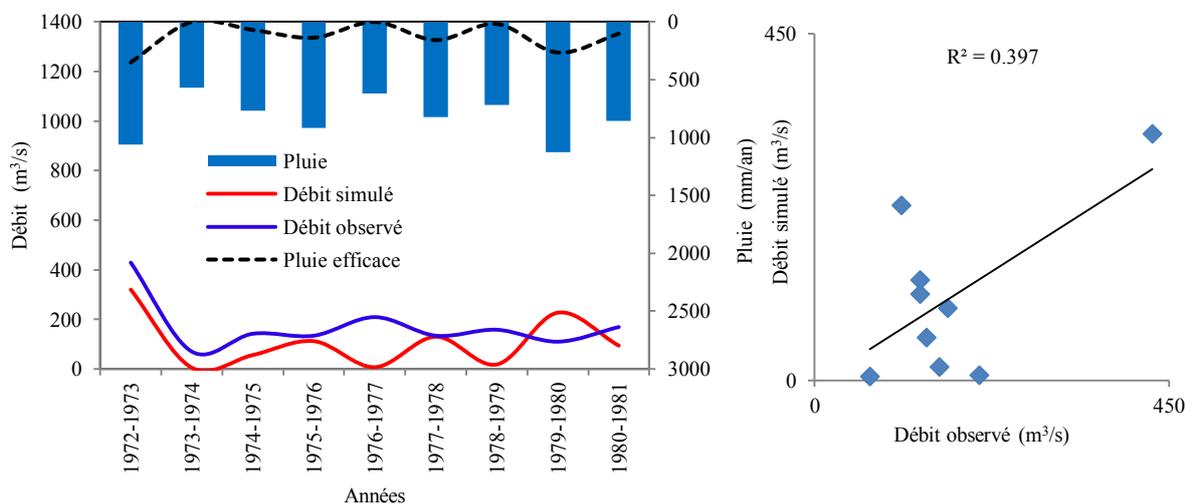


Figure VI.49. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1981/82 - 2011/12.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

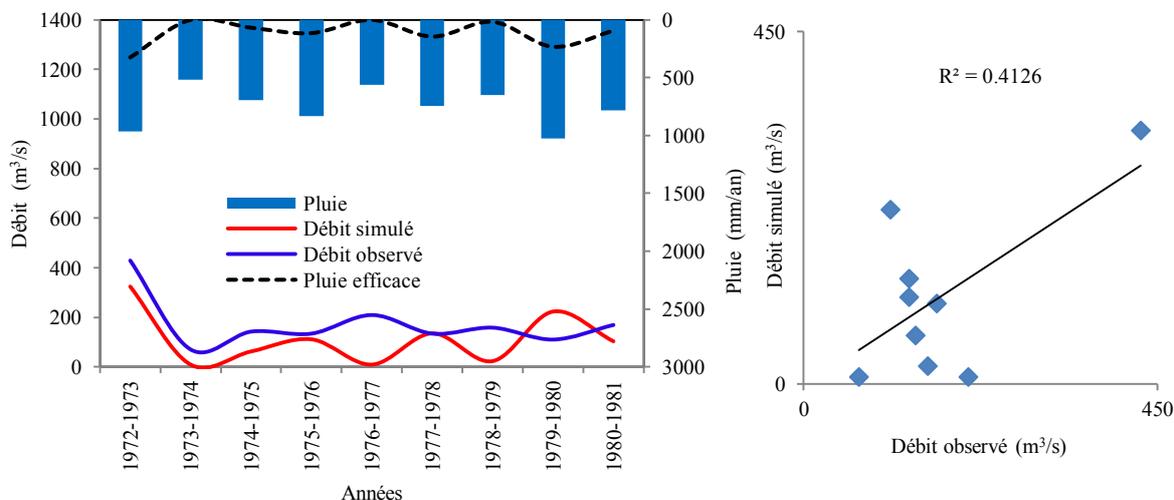
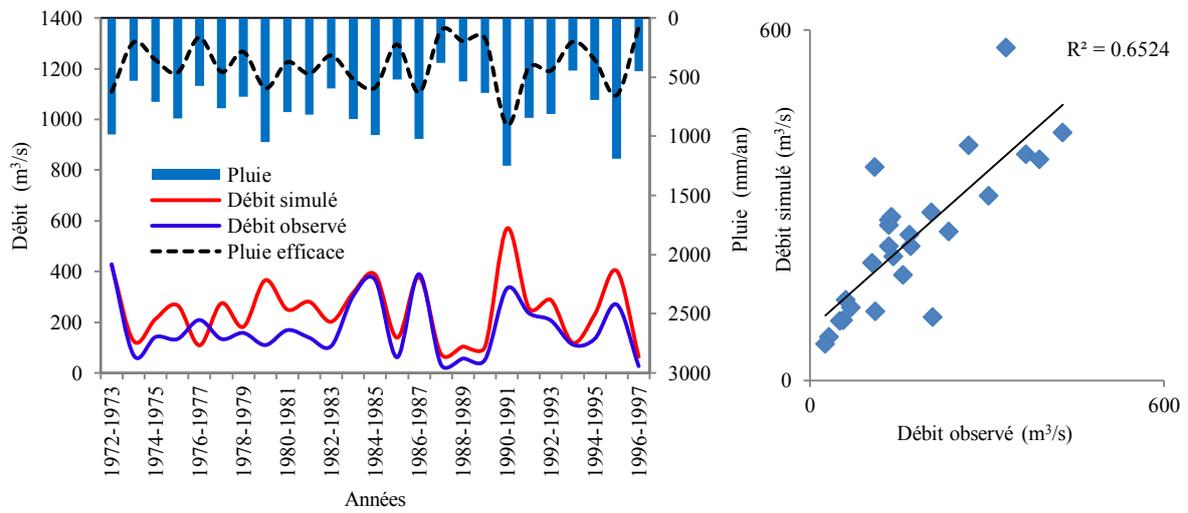
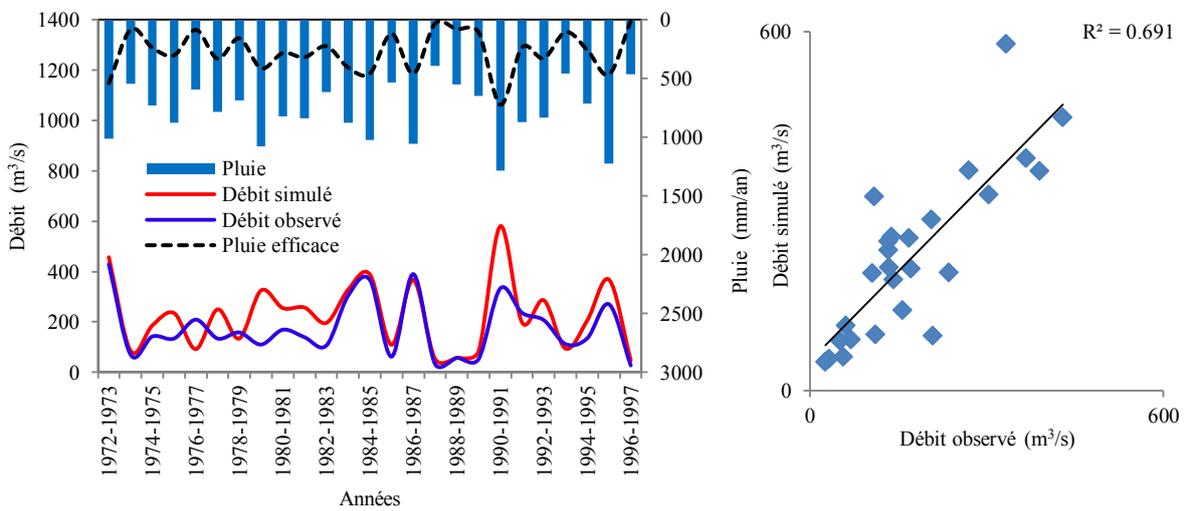


Figure VI.50. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) de 1972/73 à 1980/81.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

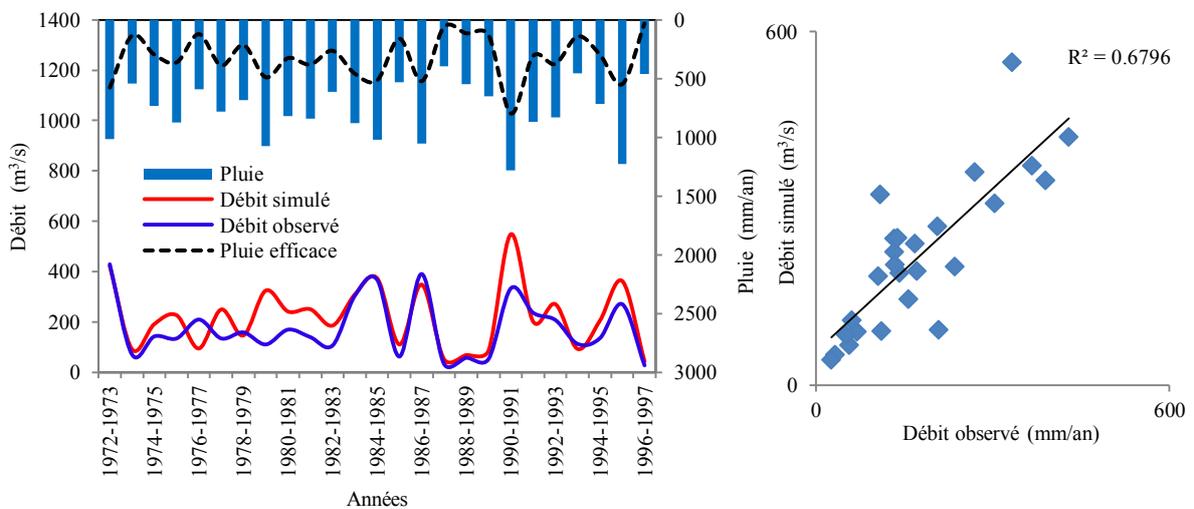
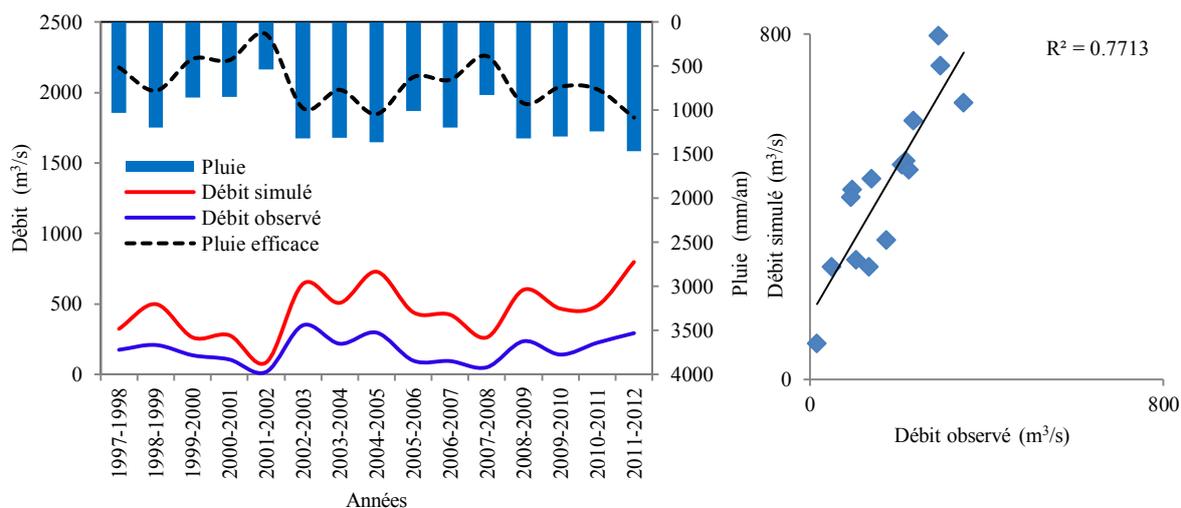
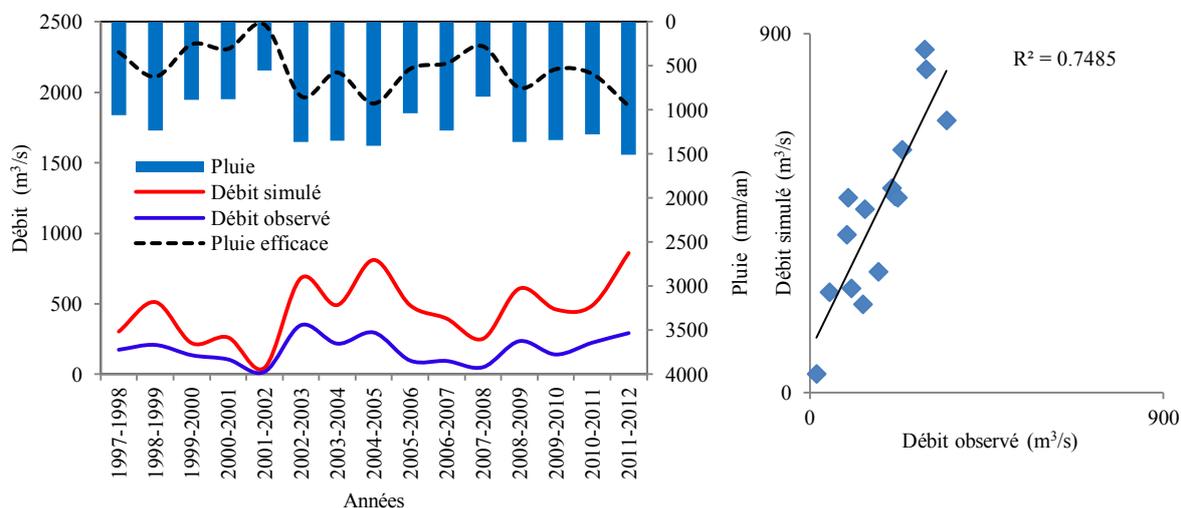


Figure VI.51. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1972/73 - 1996/97.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

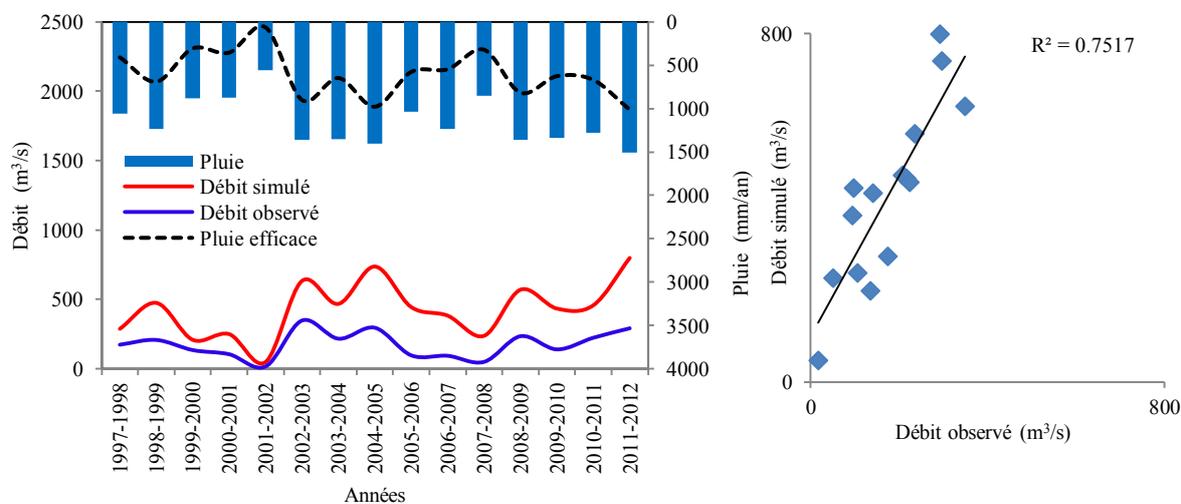
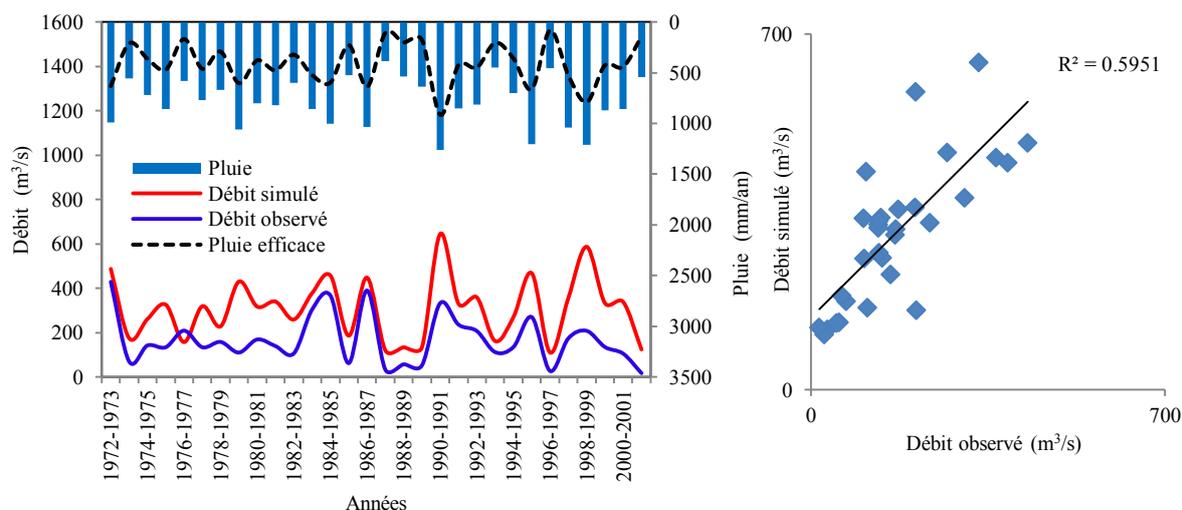
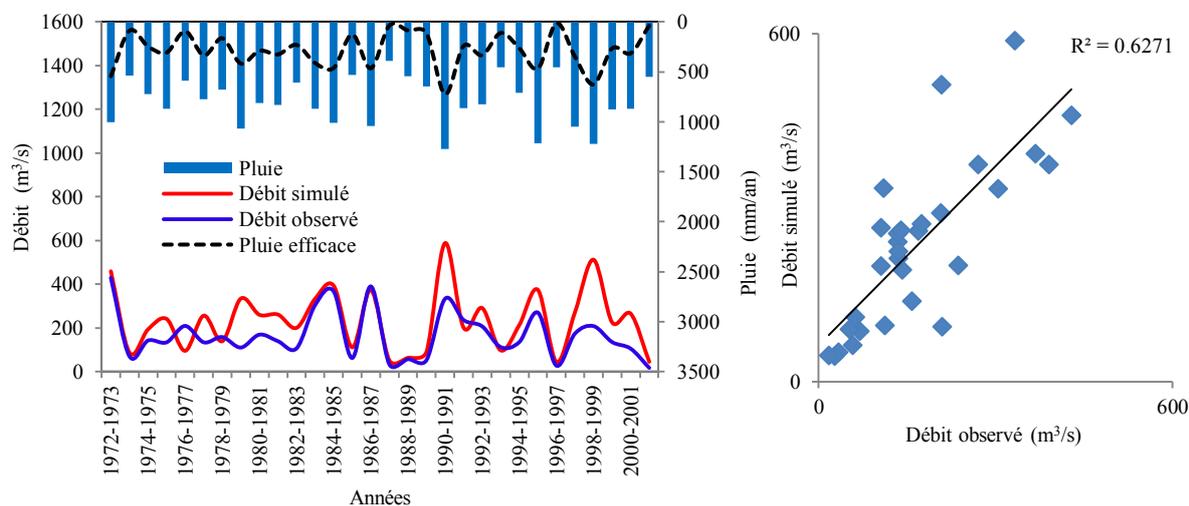


Figure VI.52. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) de 1997/98 à 2011/12.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

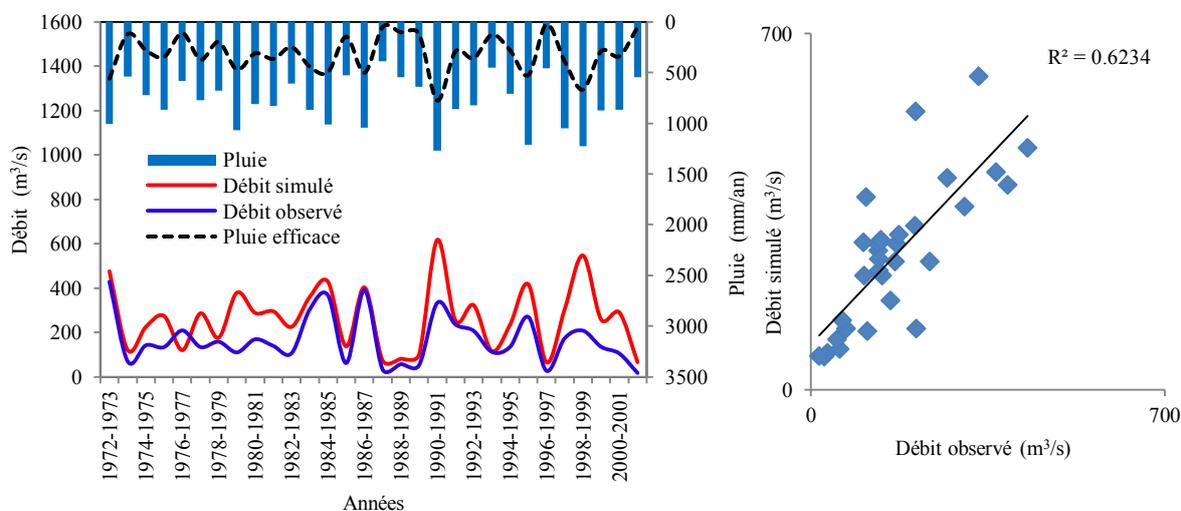
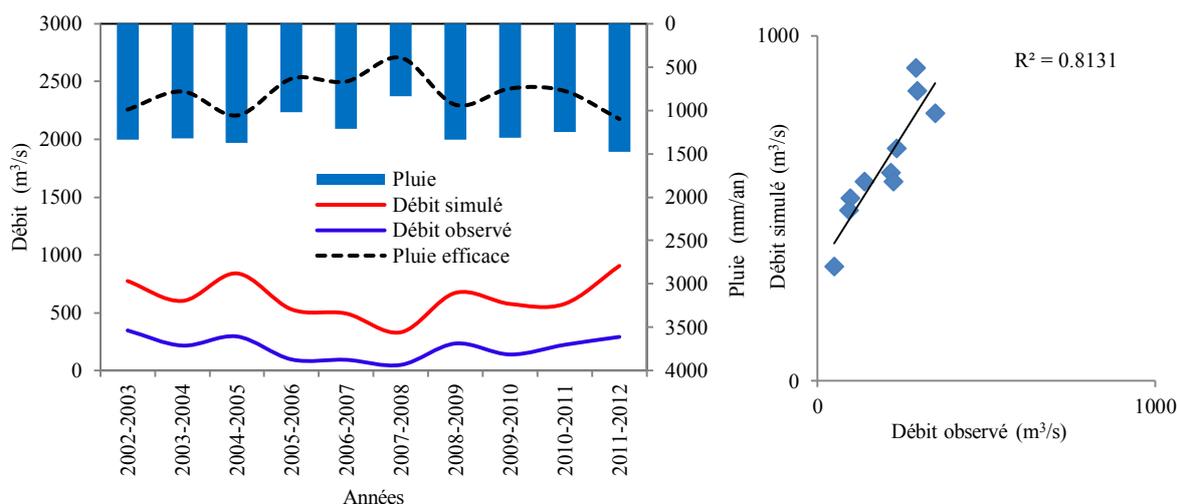
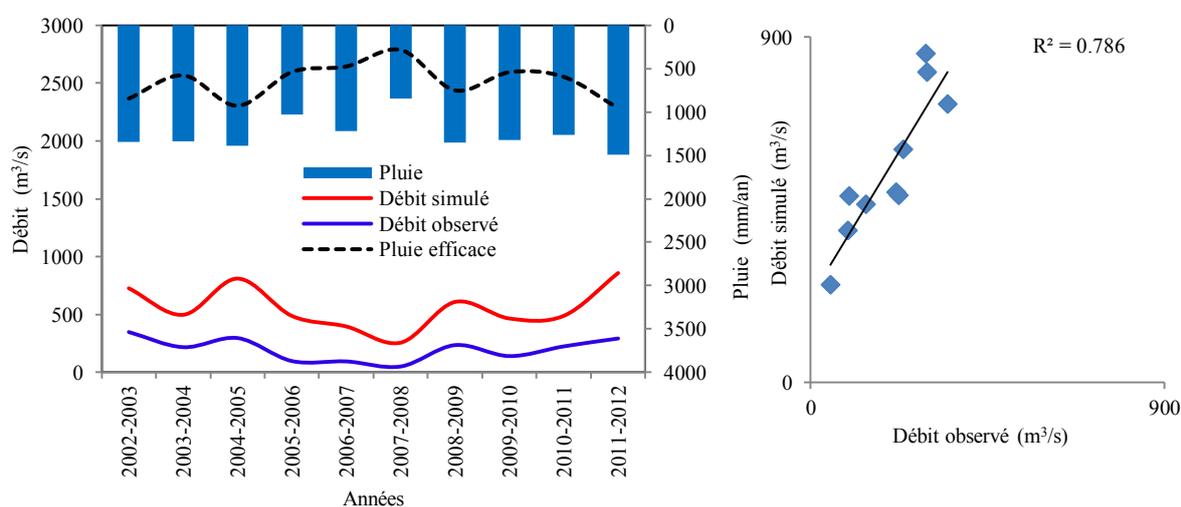


Figure VI.53. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1972/73 - 2001/02.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

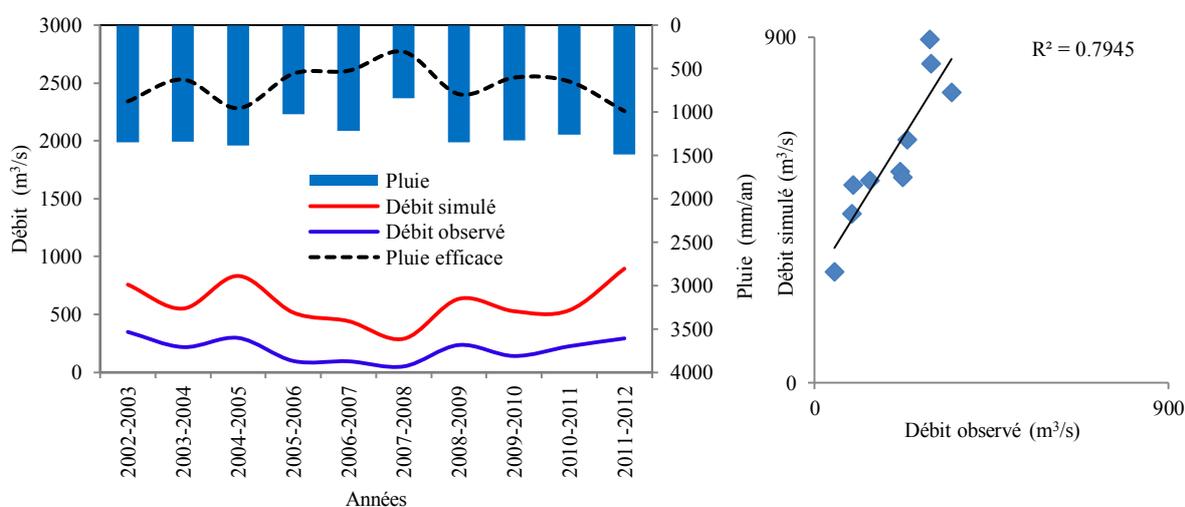


Figure VI.54. Résultats de la validation du modèle GARDENIA (annuel) de 2002/03 à 2011/12.

VI.3.2.2.1.2. Période avant et après rupture

Afin de comparer la réponse des modèles hydrologiques à la rupture climatique observée, les simulations de débits sur la période 1972/1973 - 2011/2012 ont été comparées aux observations sur cinq sous périodes avant et après rupture. Les différentes valeurs de Nash et R^2 en calage et en validation réalisées sur les périodes avant et après rupture (1996/1997) et les périodes avant et après rupture (2001/2002) sont présentées dans le tableau VI.9 et les figures VI.55, ... , VI.62. Une analyse des résultats montre que les valeurs de Nash en phase de calage sont supérieures à 70 % pour les périodes avant et après rupture. En plus, les paramètres optimisés, en calibration sur la période avant rupture, produit une meilleure simulation qu'une calibration après rupture. Contrairement, pour la validation, dont les résultats ne sont pas satisfaisants ne permettant pas de réaliser de bons modèles sur ces périodes.

Tableau VI.9. Valeurs des paramètres après calibration et performances des 4 périodes.

		GARDENIA (Annuel)			Calage			Validation			
		Période			1997/1998 - 2006/2007			2007/2008 - 2011/2012			
		ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Rupture 1996/1997	Après rupture 1996/1997 (1997/1998 - 2011/2012)	Correction globale des Pluies (%)	0.00	1.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	1.00	0.00
		Correction globale d'ETP (%)	0.00	0.00	-1.00	0.00	0.00	-1.00	0.00	0.00	-1.00
		Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00	0.00	10	0.00	0.00	10	0.00	0.00	10
		Capacité de la réserve superf. progress (mm)	650	200	650	650	200	650	650	200	650
		Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	50	55	25	50	55	25	50	55	25
		Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	1.30	0.10	1.00	1.30	0.10	1.00	1.30	0.10	1.00
		Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	0.60	2.00	1.30	0.60	2.00	1.30	0.60	2.00	1.30
		Retard (propagation) (pas de temps)	0.15	0.13	0.23	0.15	0.13	0.23	0.15	0.13	0.23
		Facteur d'échange externe (%)	-70	-24	-5	-70	-24	-5	-70	-24	-5
		Coefficient de corrélation R	84.14	85.97	82.40	94.13	91.98	90.44	94.13	91.98	90.44
		Coefficient de détermination R^2	70.80	73.91	67.90	88.60	84.60	81.79	88.60	84.60	81.79
		Nash(Q)	64.72	68.95	78.96	-368	-1085	-486	-368	-1085	-486
		Nash(\sqrt{Q})	72.68	73.46	82.23	-59.1	-238	-107	-59.1	-238	-107
		Nash(ln(Q))	70.67	59.46	71.03	32.70	-45.5	1.03	32.70	-45.5	1.03
		Rupture 1980/1981	Après 1980/1981 / Avant 1996/1997 (1981/1982 - 1996/1997)	Période	1981/1982 - 1990/1991			1991/1992 - 1996/1997			
ETP	Thor			Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin			
Correction globale des Pluies (%)	-7.00			0.00	2.00	-7.00	0.00	2.00			
Correction globale d'ETP (%)	6.00			0.00	2.00	6.00	0.00	2.00			
Capacité de la réserve superficielle (mm)	22			24	0.00	22	24	0.00			
Capacité de la réserve superf. progress (mm)	220			220	300	220	220	300			
Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	80			180	50	80	180	50			
Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	2.00			0.70	1.50	2.00	0.70	1.50			
Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	1.50			1.10	0.70	1.50	1.10	0.70			
Retard (propagation) (pas de temps)	0.10			0.34	0.44	0.10	0.34	0.44			

	Facteur d'échange externe (%)	-67	20	-5.00	-67	20	-5.00
	Coefficient de corrélation R	84.32	85.44	84.85	87.24	78.99	85.09
	Coefficient de détermination R ²	71.10	73.00	72.00	76.11	62.39	72.40
	Nash(Q)	96.44	95.37	96.67	29.16	-4.56	15.35
	Nash(√Q)	91.54	88.56	91.72	37.70	-6.93	24.67
	Nash(ln(Q))	77.25	66.97	73.17	-9.34	-114	-14.26
	Période	1981/1982 - 1994/1995			1995/1996 - 2001/2002		
	ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
	Correction globale des Pluies (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Correction globale d'ETP (%)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00	15	4.00	0.00	15	4.00
	Capacité de la réserve superf. progress (mm)	440	220	310	440	220	310
	Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	50	220	100	50	220	100
	Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	2.10	1.10	1.10	2.10	1.10	1.10
	Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90
	Retard (propagation) (pas de temps)	0.18	0.08	0.22	0.18	0.08	0.22
	Facteur d'échange externe (%)	-60	12	9.00	-60	12	9.00
	Coefficient de corrélation R	83.19	83.13	83.37	87.52	82.58	85.03
	Coefficient de détermination R ²	69.21	69.11	69.51	76.60	68.19	72.30
	Nash(Q)	96.68	93.09	94.85	44.64	43.62	43.89
	Nash(√Q)	93.80	87.60	88.58	33.57	17.56	25.06
	Nash(ln(Q))	82.34	67.68	68.81	18.16	-41.0	-6.16
	Période	2002/2003 - 2006/2007			2007/2008 - 2011/2012		
	ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
	Correction globale des Pluies (%)	2.00	0.00	1.00	2.00	0.00	1.00
	Correction globale d'ETP (%)	-2.00	0.00	0.00	-2.00	0.00	0.00
	Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Capacité de la réserve superf. progress (mm)	650	650	650	650	650	650
	Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	80	14	32	80	14	32
	Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.10	0.20	0.20	0.10	0.20	0.20
	Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	15	8	15	15	8	15
	Retard (propagation) (pas de temps)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Facteur d'échange externe (%)	-70	-45	-70	-70	-45	-70
	Coefficient de corrélation R	93.75	90.72	91.60	39.87	81.91	83.43
	Coefficient de détermination R ²	87.90	82.30	83.90	15.90	67.10	69.60
	Nash(Q)	85.41	90.89	90.82	-714	-462	-438
	Nash(√Q)	76.42	86.90	87.18	-310	73.55	-148
	Nash(ln(Q))	36.93	59.92	60.69	-135.6	56.08	57.53

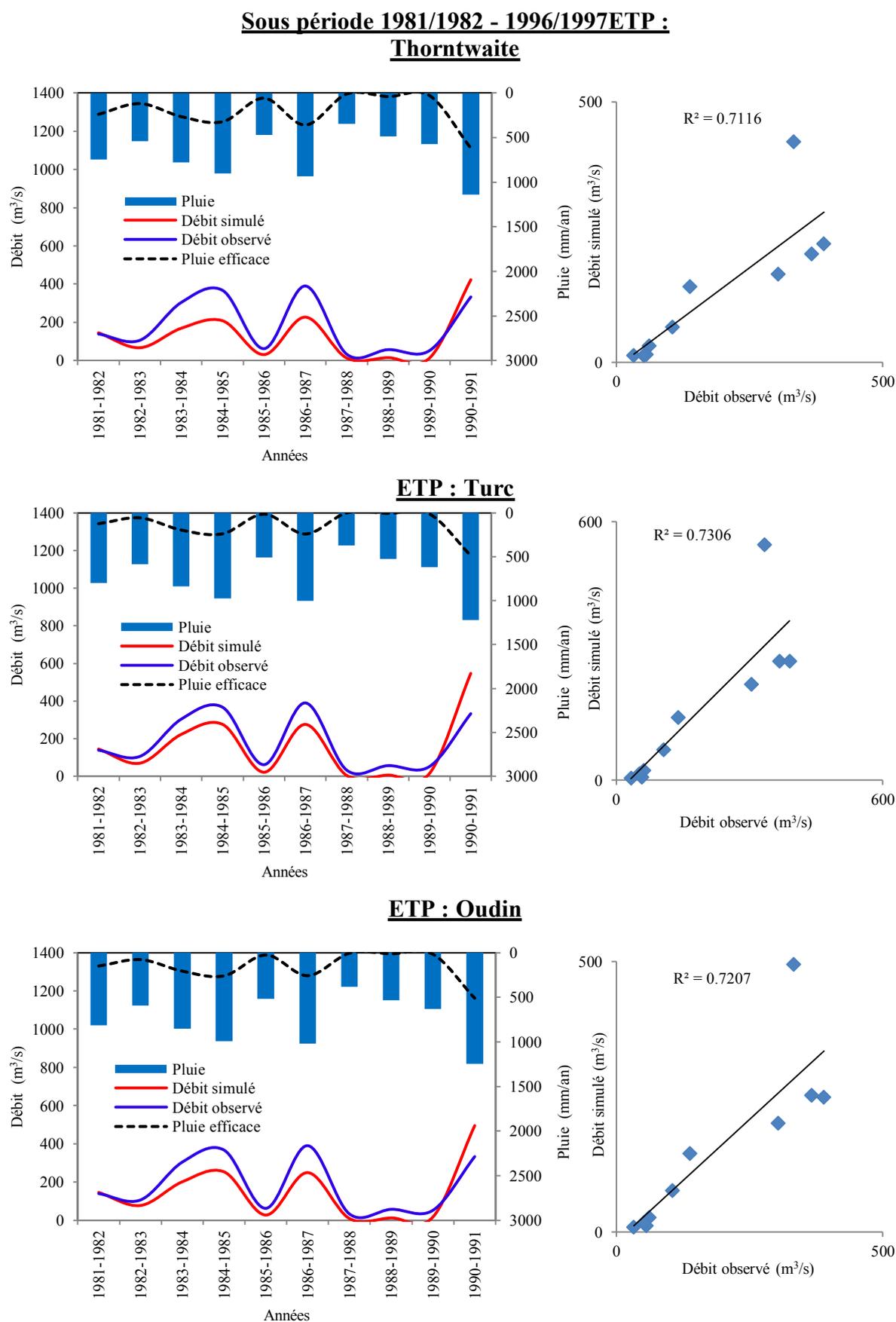
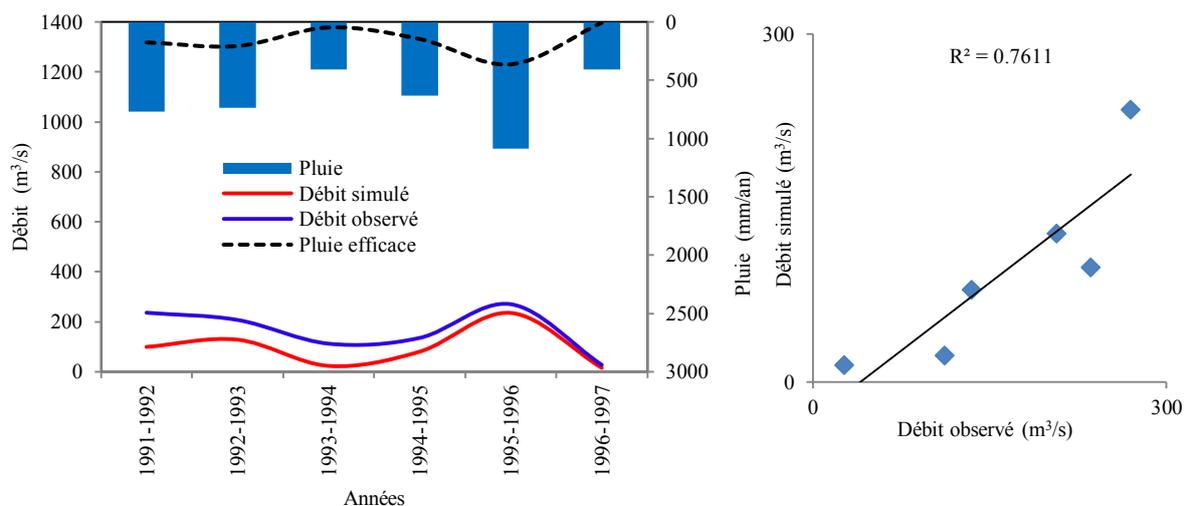
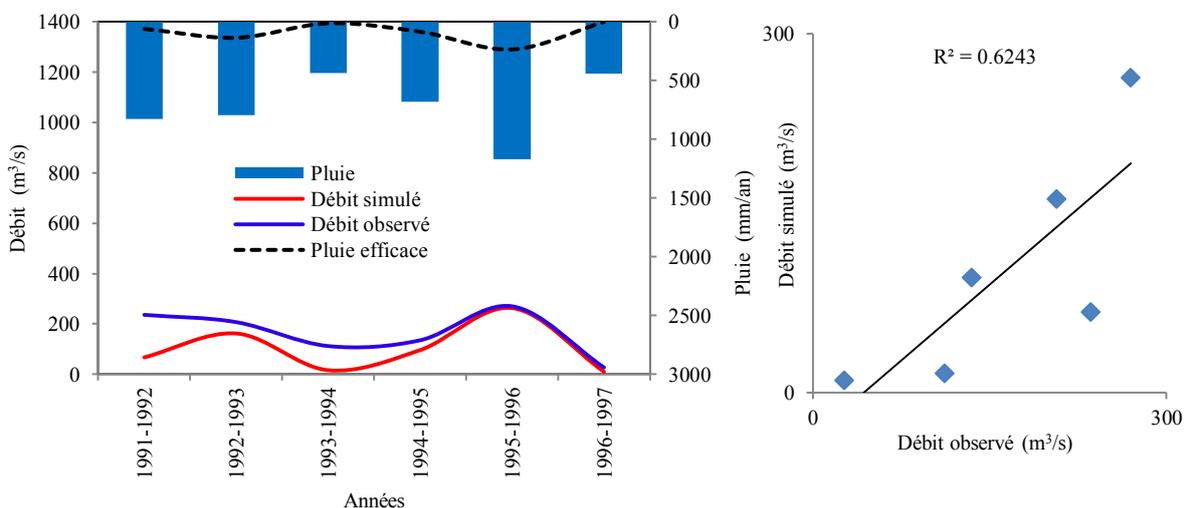


Figure VI.55. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1981/82 - 1990/91.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

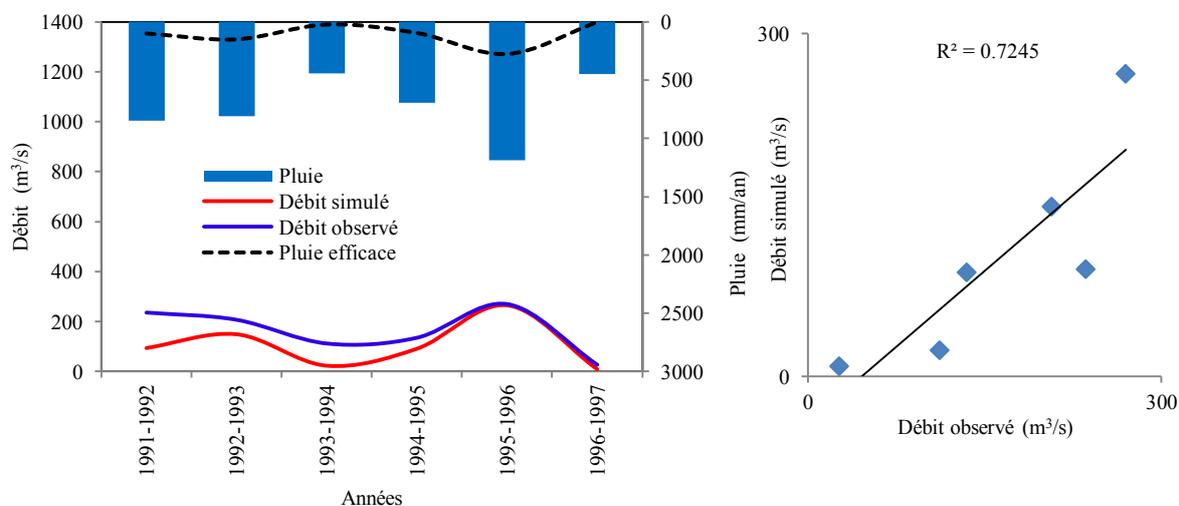


Figure VI.56. Résultats de validation du modèle GARDENIA (annuel) de 1991/92 à 1996/97.

Sous période 1981/1982 - 2001/2002

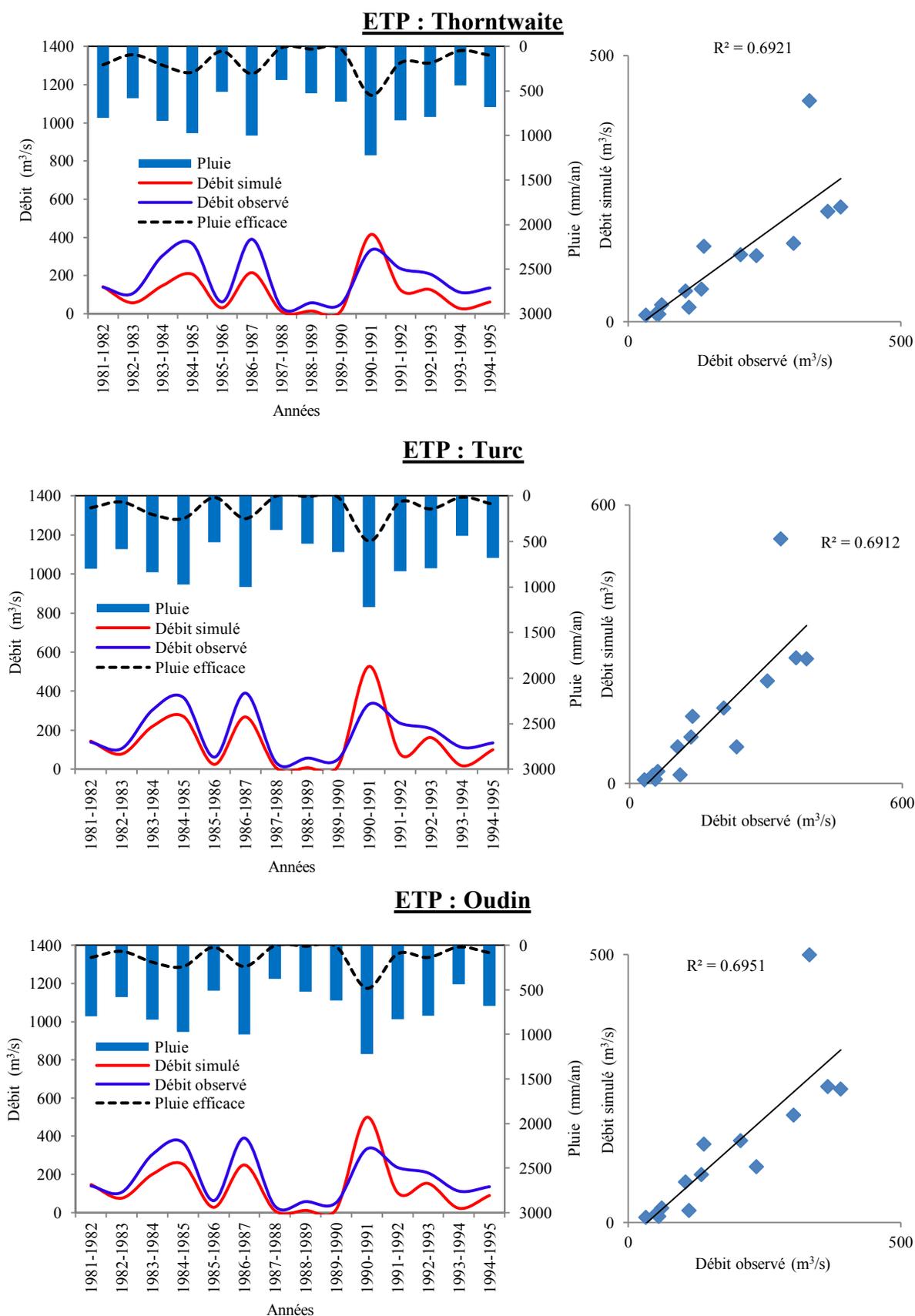


Figure VI.57. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1981/82 - 1994/95.

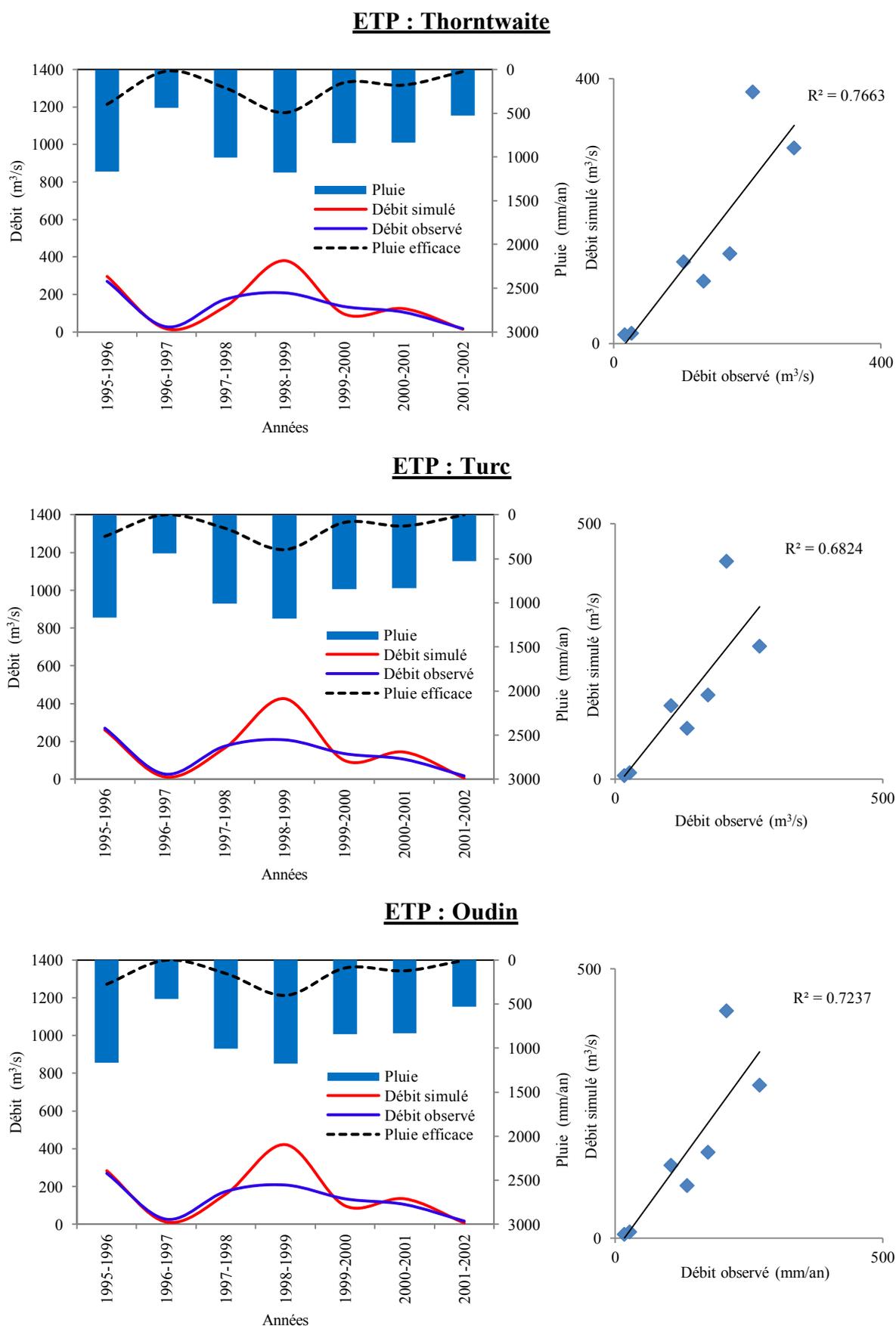


Figure VI.58. Résultats de validation du modèle GARDENIA (annuel) de 1995/96 à 2001/02.

Sous période 1997/1998 - 2011/2012

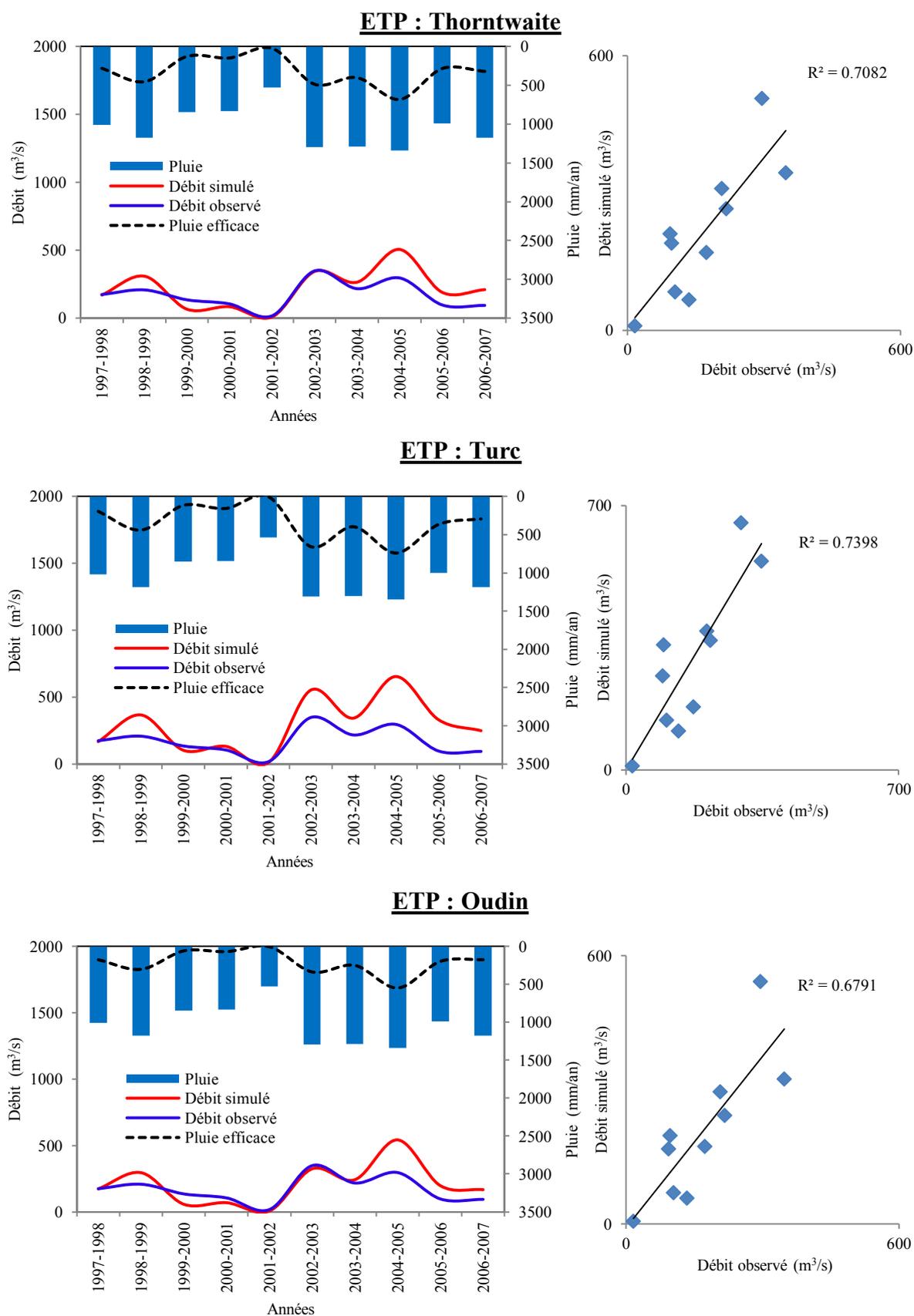


Figure VI.59. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 1997/98 - 2006/07.

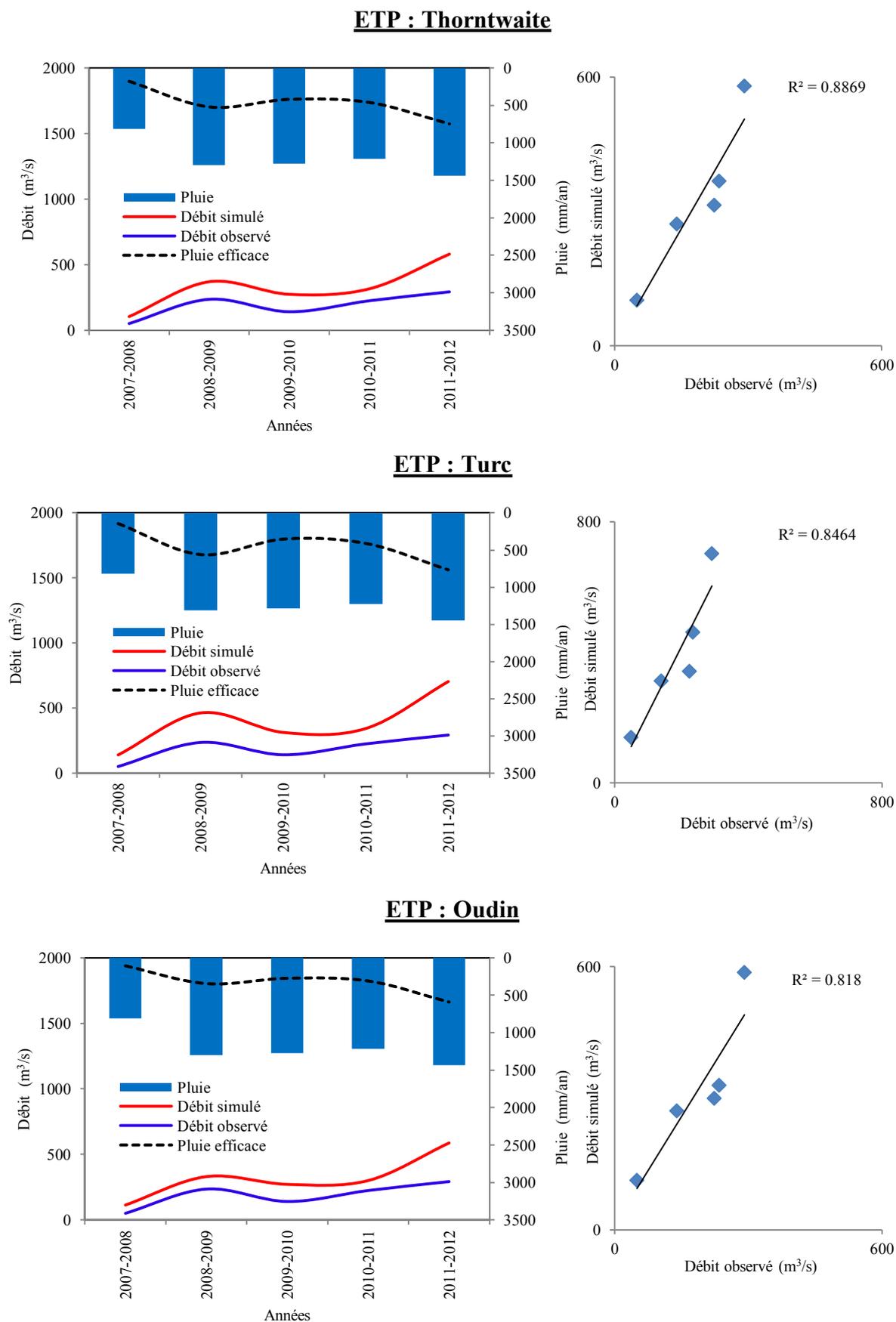


Figure VI.60. Résultats de validation du modèle GARDENIA (annuel) de 2007/08 à 2011/12.

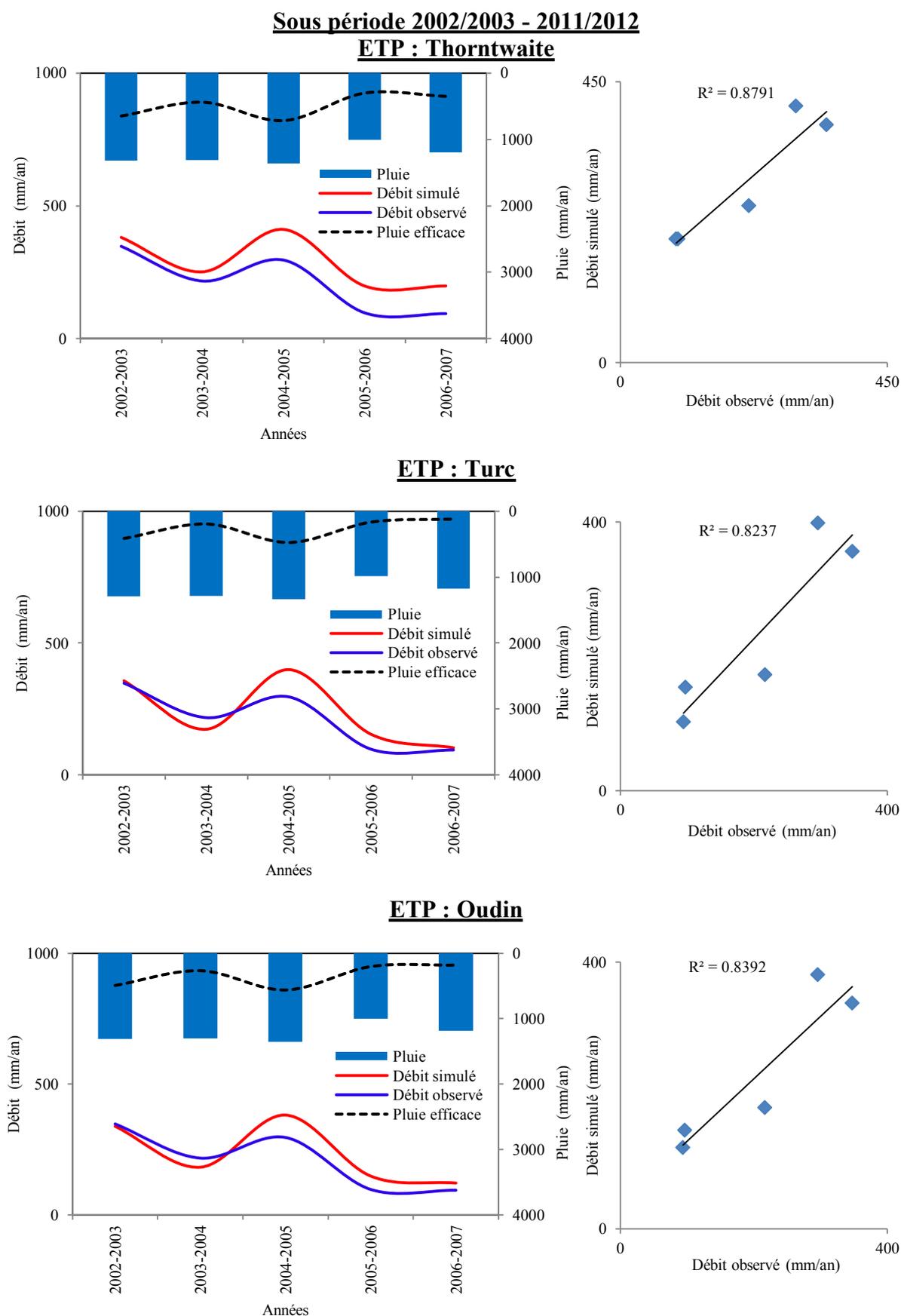


Figure VI.61. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (annuel) 2002/03 - 2006/07.

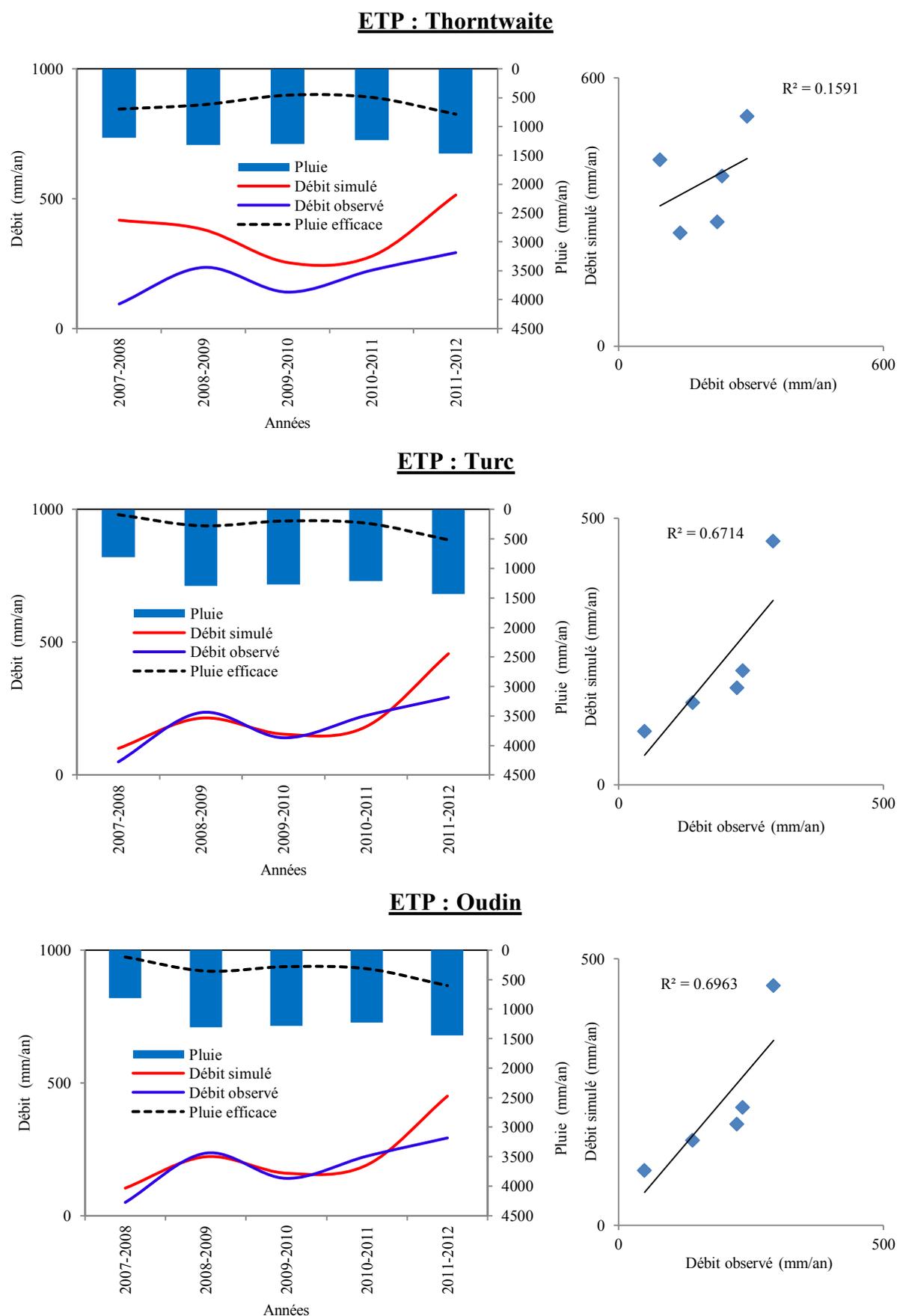


Figure VI.62. Résultats de validation du modèle GARDENIA (annuel) de 2007/08 à 2011/12.

VI.3.2.2.2. Modèle GARDENIA au pas de temps mensuel

VI.3.2.2.2.1. Période totale

Les différentes valeurs de paramètres, du critère de Nash et du coefficient de détermination en phase de calage et en phase de validation réalisées sur la période globale (1972/1973 - 2011/2012), sont présentées dans le tableau VI.10 et les figures VI.63, VI.64, VI.65, VI.66, VI.67, VI.68.

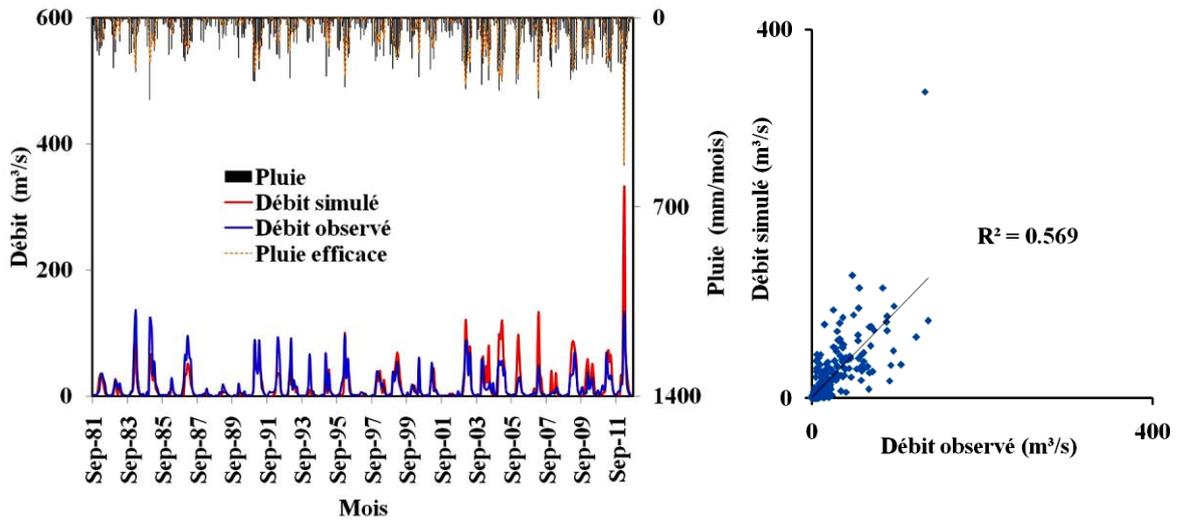
Les résultats du critère de Nash sont très bons par rapport au coefficient de détermination R^2 en ce qui concerne le calage, mais il n'en est pas de même pour la validation, où les valeurs des deux indicateurs précédents sont faibles et donc le modèle n'arrive pas à bien simuler les données au pas de temps mensuel durant l'intégralité de la période (1972/1973 - 2011/2012)

Tableau VI.10. Valeurs des paramètres en phase de calibration et validation de la période globale.

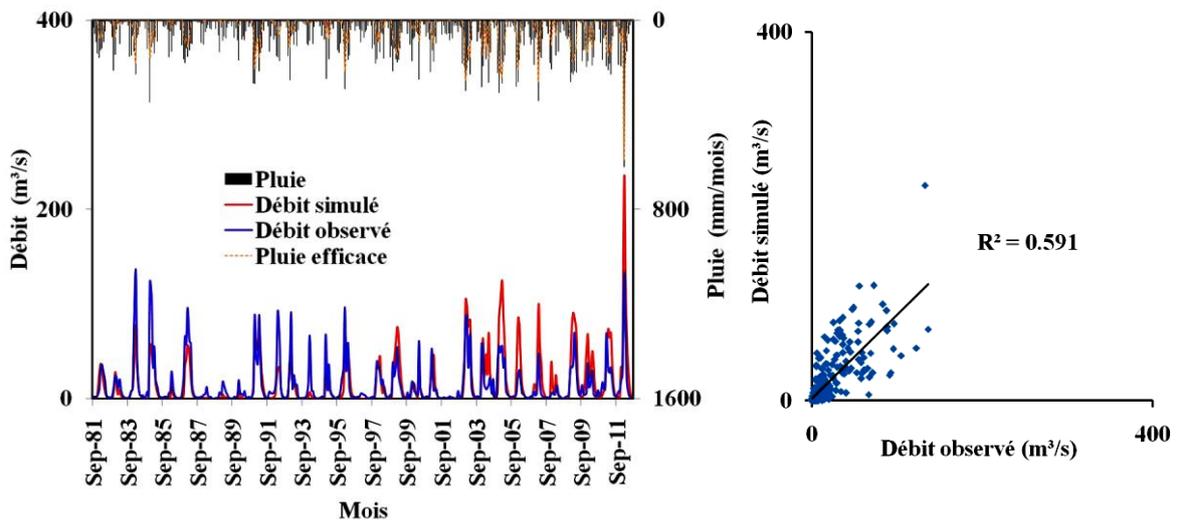
GARDENIA (Mensuel)	Calage			Validation		
	1981/1982 -2011/2012			1972/1973 - 1980/1981		
Période	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
ETP						
Correction globale des Pluies (%)	-3.44	10	-0.2	-3.44	10	-0.2
Correction globale d'ETP (%)	-8.73	-15	-15	-8.73	-15	-15
Capacité de la réserve superficielle (mm)	43.83	55.48	102.26	43.83	55.48	102.26
Capacité de la réserve superf. progress (mm)	150.02	176.36	132.89	150.02	176.36	132.89
Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	195.78	9889	54.057	195.78	9889	54.057
Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.10	0.10	2.47	0.10	0.10	2.47
Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	0.66	0.67	0.53	0.66	0.67	0.53
Retard (propagation) (pas de temps)	0.76	0.72	0.34	0.76	0.72	0.34
Facteur d'échange externe (%)	-70	-43.54	-68.93	-70	-43.54	-68.93
Coefficient de corrélation R	75.43	76.88	70.57	83.79	79.44	73.69
Coefficient de détermination R^2	56.90	59.11	49.80	70.21	63.11	54.30
Nash(Q)	98.83	98.52	97.23	17.53	20.94	64.19
Nash(\sqrt{Q})	89.54	89.32	92.07	32.28	32.55	55.31
Nash(ln(Q))	-54.52	-50.38	64.79	-169.9	-124.7	14.20
Période	1972/1973 -1996/1997			1997/1998 - 2011/2012		
ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Correction globale des Pluies (%)	0.87	4.4	9.55	0.87	4.4	9.55
Correction globale d'ETP (%)	-14.9	15	15	-14.9	15	15

Capacité de la réserve superficielle (mm)	57.7	50.33	58.46	57.7	50.33	58.46
Capacité de la réserve superf. progress (mm)	9.47	7.51	6.55	9.47	7.51	6.55
Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	56.68	23.85	39.08	56.68	23.85	39.08
Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	2.12	2.83	3.44	2.12	2.83	3.44
Retard (propagation) (pas de temps)	0.15	0.18	0.18	0.15	0.18	0.18
Facteur d'échange externe (%)	-70	-54.28	-65.29	-70	-54.28	-65.29
Coefficient de corrélation R	82.64	77.65	78.93	83.85	80.44	80.75
Coefficient de détermination R ²	68.29	60.30	62.30	70.31	64.71	65.21
Nash(Q)	99.68	99.84	99.80	-152	9.13	-17.60
Nash(√Q)	98.71	98.74	98.88	-1.92	63.22	52.71
Nash(ln(Q))	90.10	89.18	92.36	34.98	70.53	60.66
Période	1972/1973-2001/2002			2002/2003 - 2011/2012		
ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Correction globale des Pluies (%)	1.27	5.04	7.39	1.27	5.04	7.39
Correction globale d'ETP (%)	-14.9	15	14.9	-14.9	15	14.9
Capacité de la réserve superficielle (mm)	57.6	49.29	59.25	57.6	49.29	59.25
Capacité de la réserve superf. progress (mm)	10.19	8.22	5.04	10.19	8.22	5.04
Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	57.69	24.71	35.31	57.69	24.71	35.31
Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	2.11	3.07	3.20	2.11	3.07	3.20
Retard (propagation) (pas de temps)	0.15	0.18	0.18	0.15	0.18	0.18
Facteur d'échange externe (%)	-70	-54.3	-63.02	-70	-54.3	-63.02
Coefficient de corrélation R	81.12	76.35	77.59	84.38	82.04	82.46
Coefficient de détermination R ²	65.80	58.29	60.20	71.20	67.31	68.00
Nash(Q)	99.68	99.84	99.80	-32.44	-31.38	-33.20
Nash(√Q)	98.71	98.82	98.87	48.63	53.39	51.35
Nash(ln(Q))	90.21	90.78	91.97	54.88	56.42	52.90

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

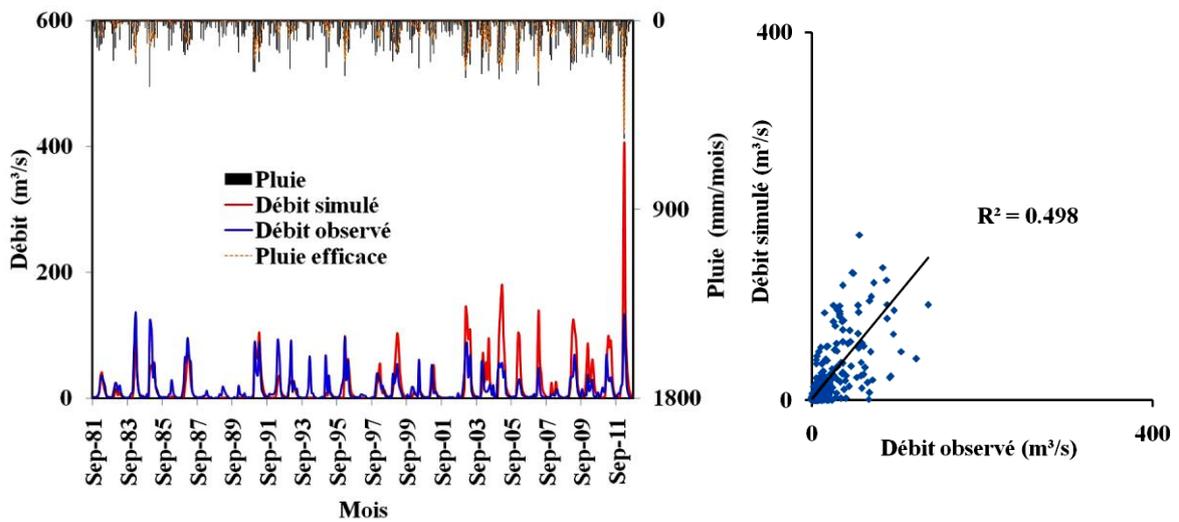
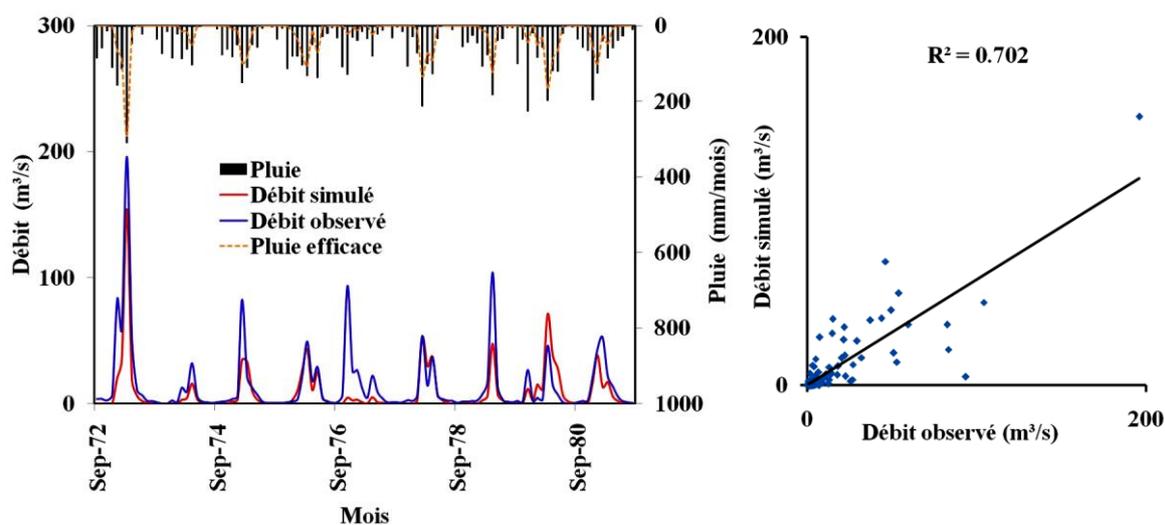
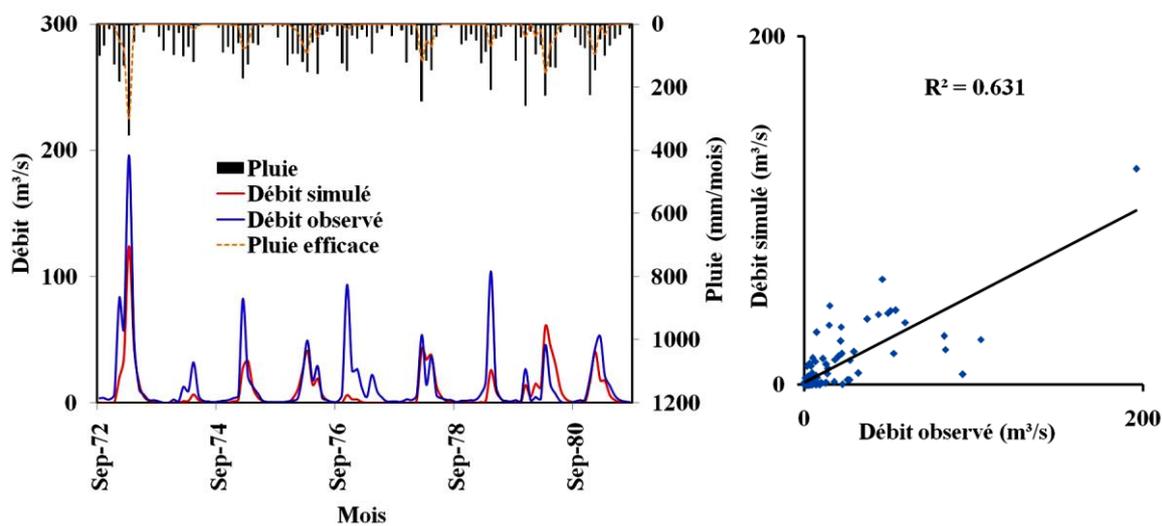


Figure VI.63. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1981/82 - 2011/12.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

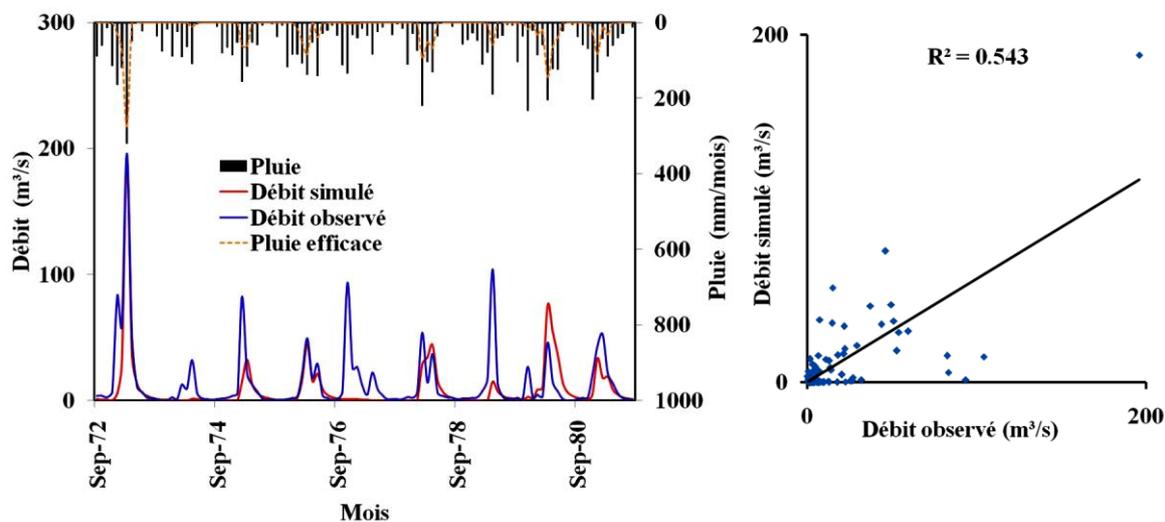
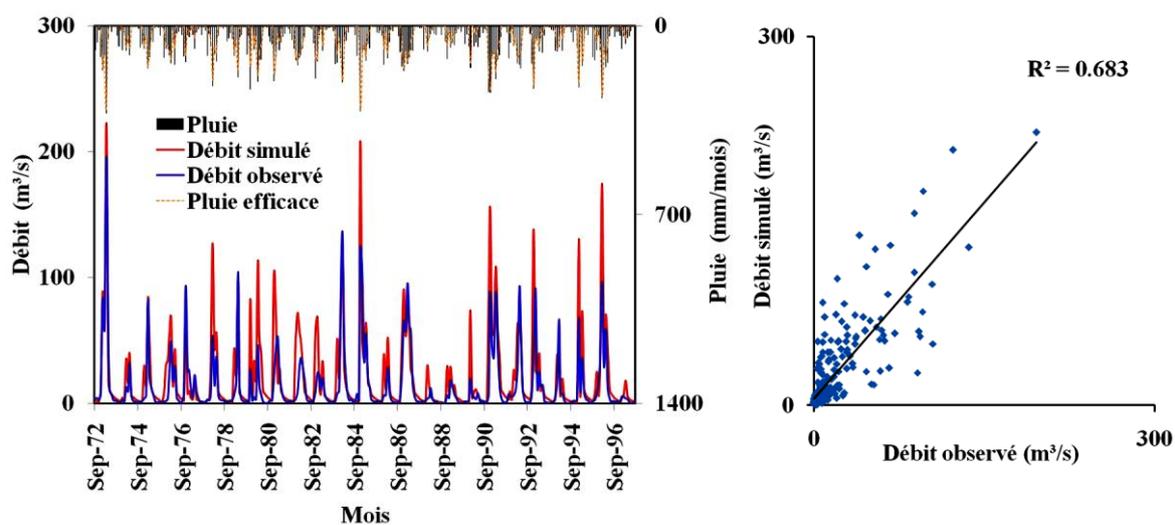
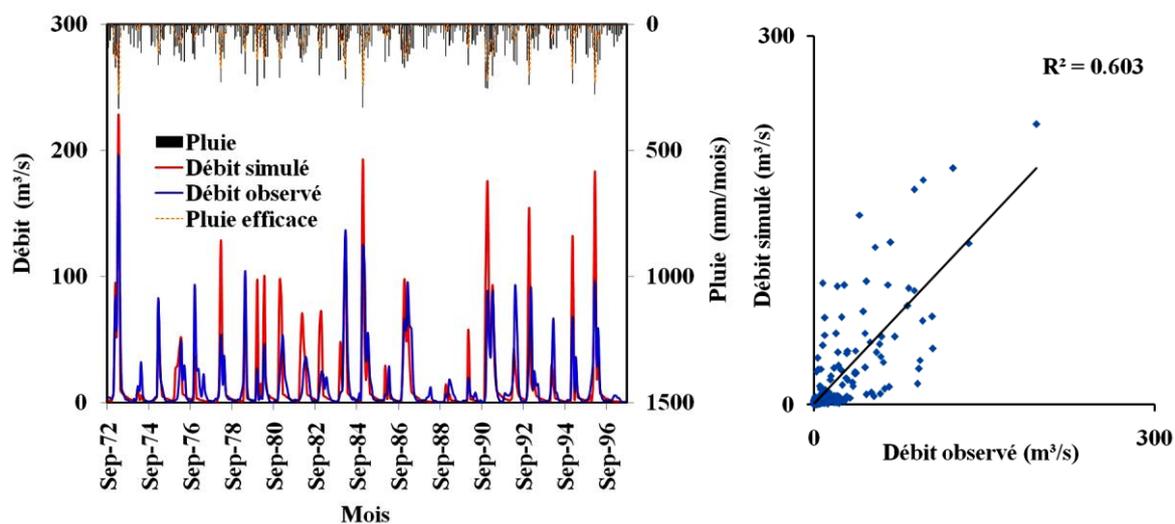


Figure VI.64. Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 1972/73 - 1980/81.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

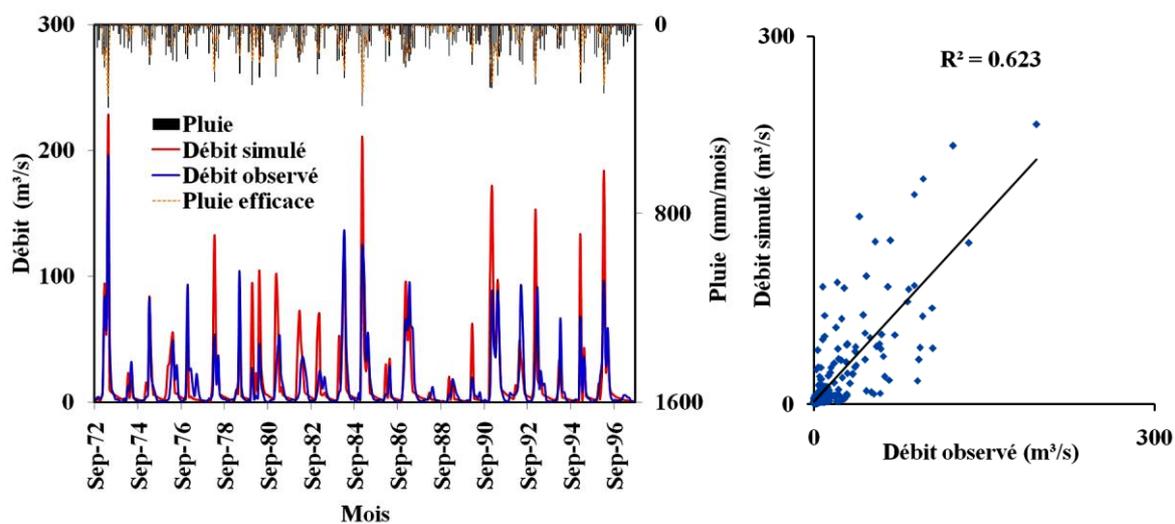
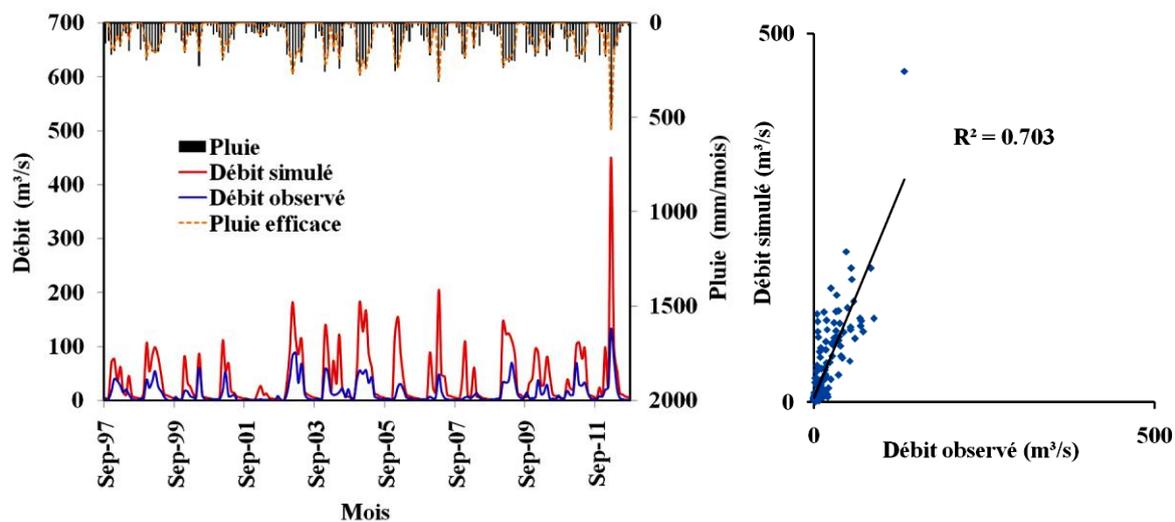
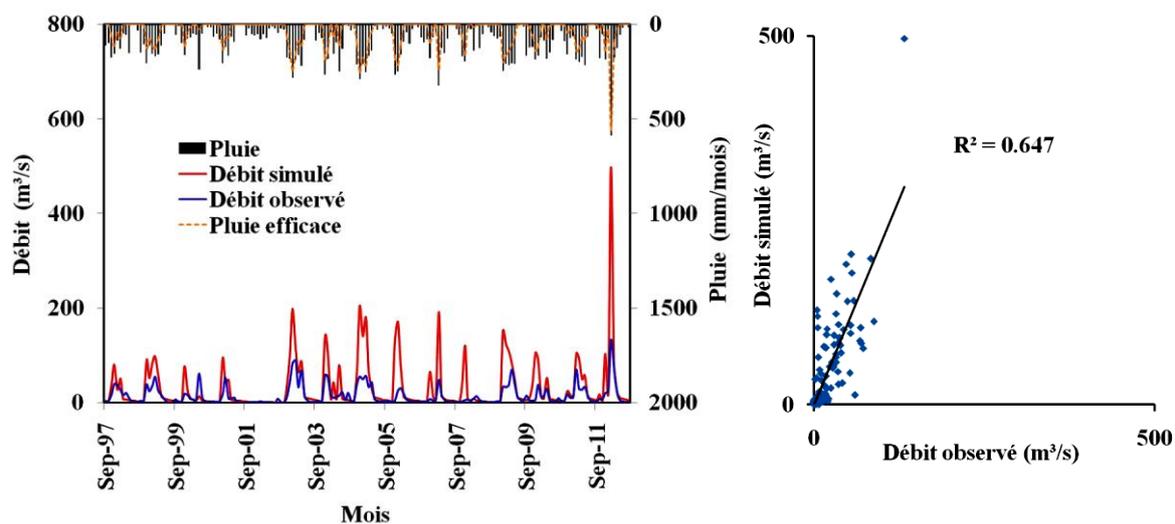


Figure VI.65. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1972/73 - 1996/97.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

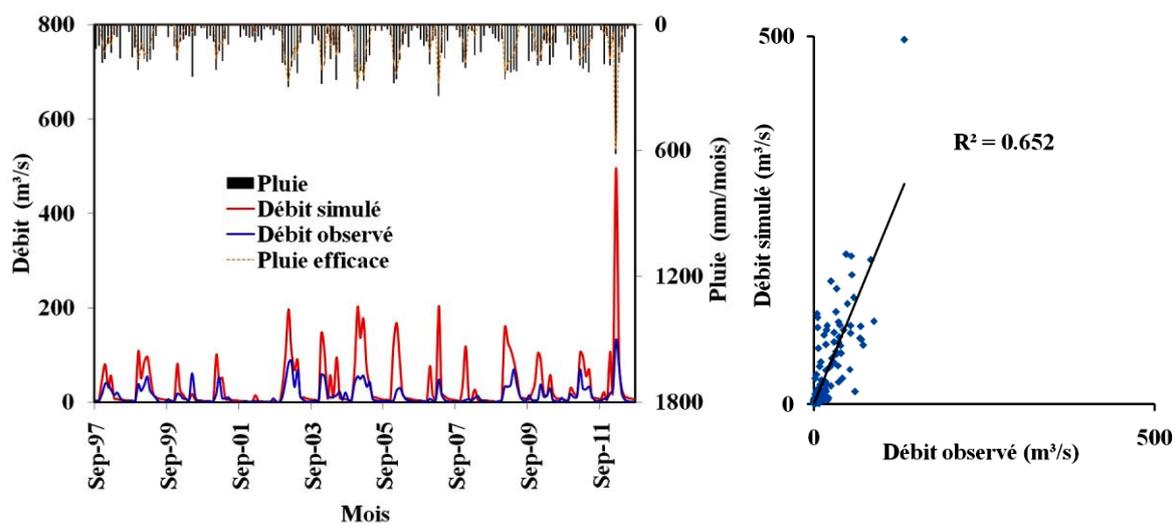
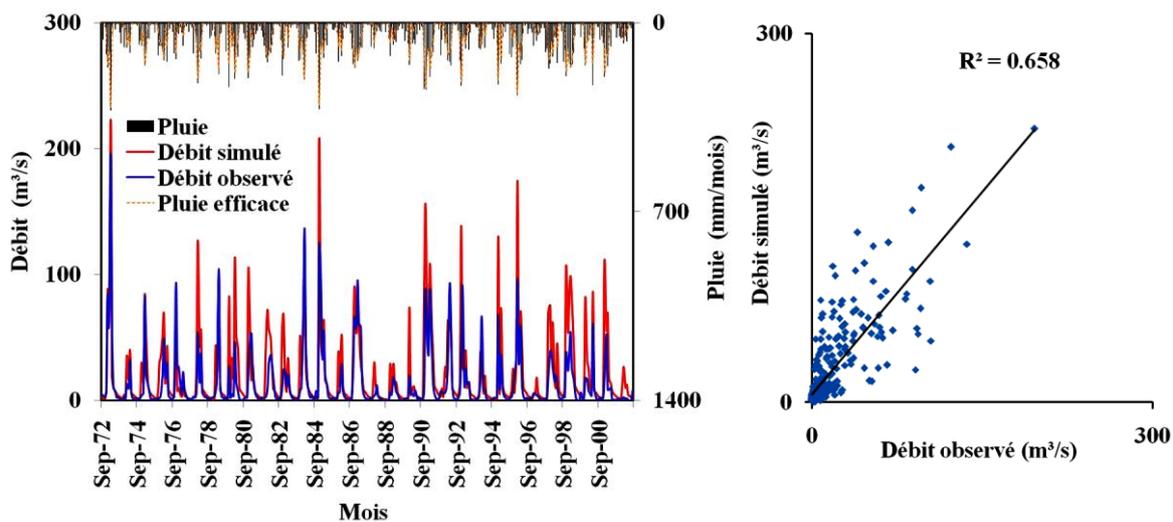
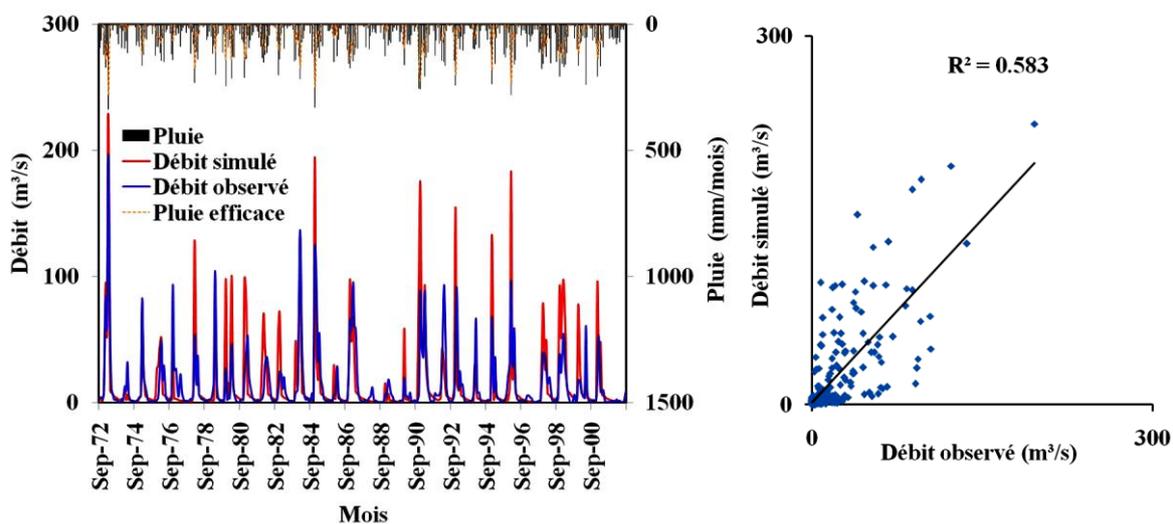


Figure VI.66. Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 1997/98 - 2011/12.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

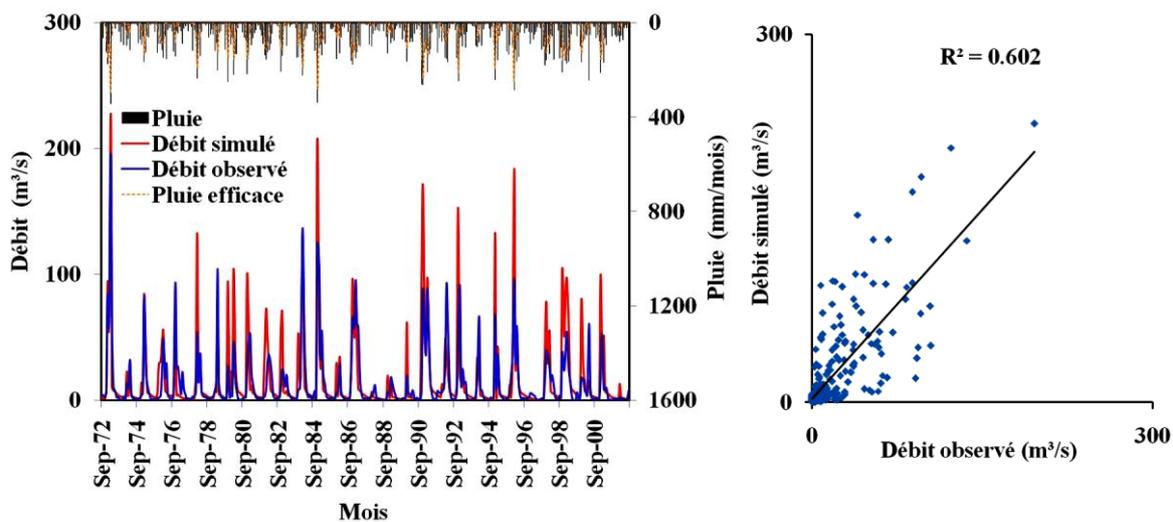
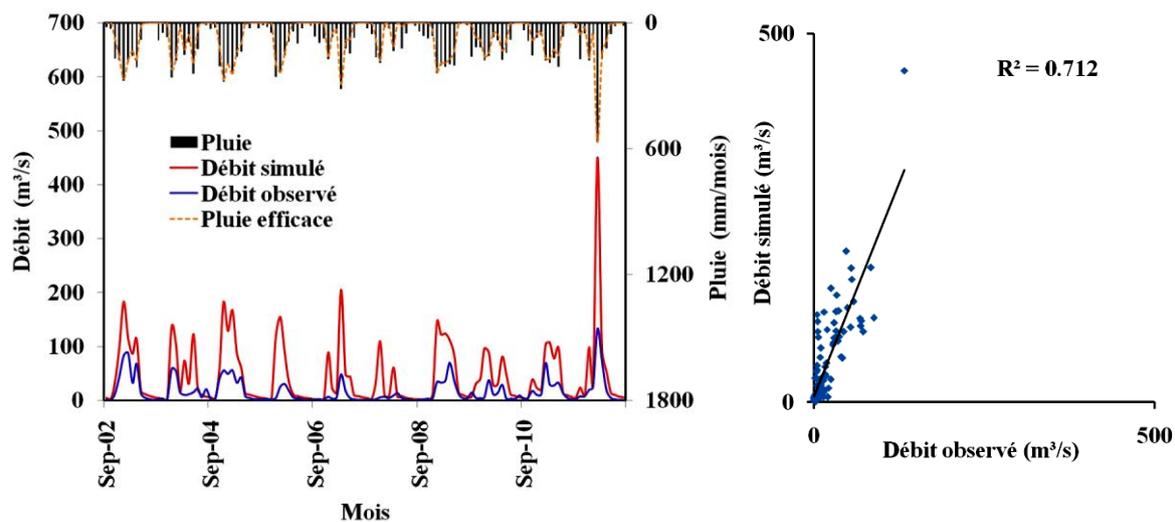
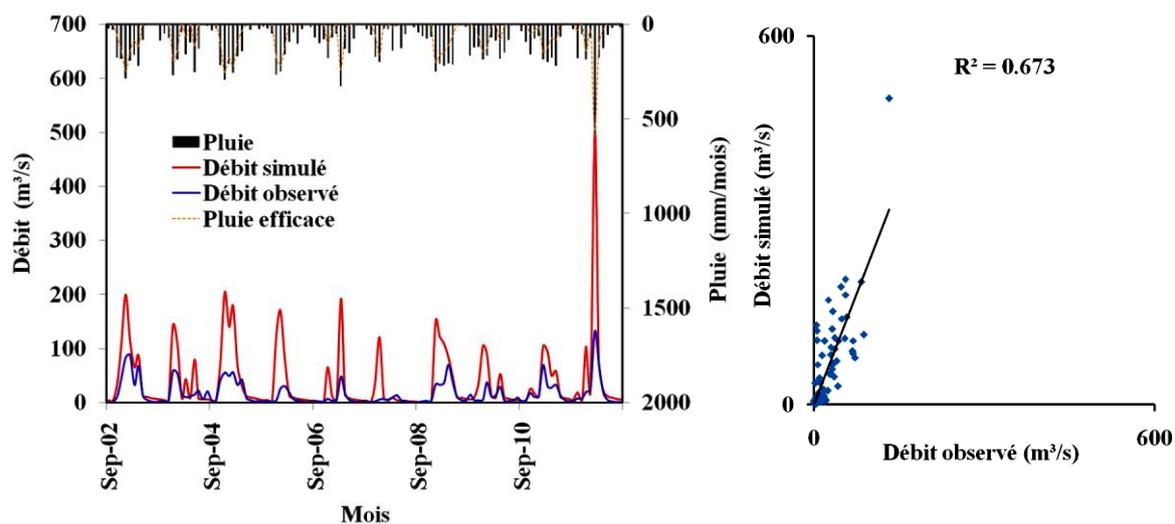


Figure VI.67. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1972/73 - 2001/02.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

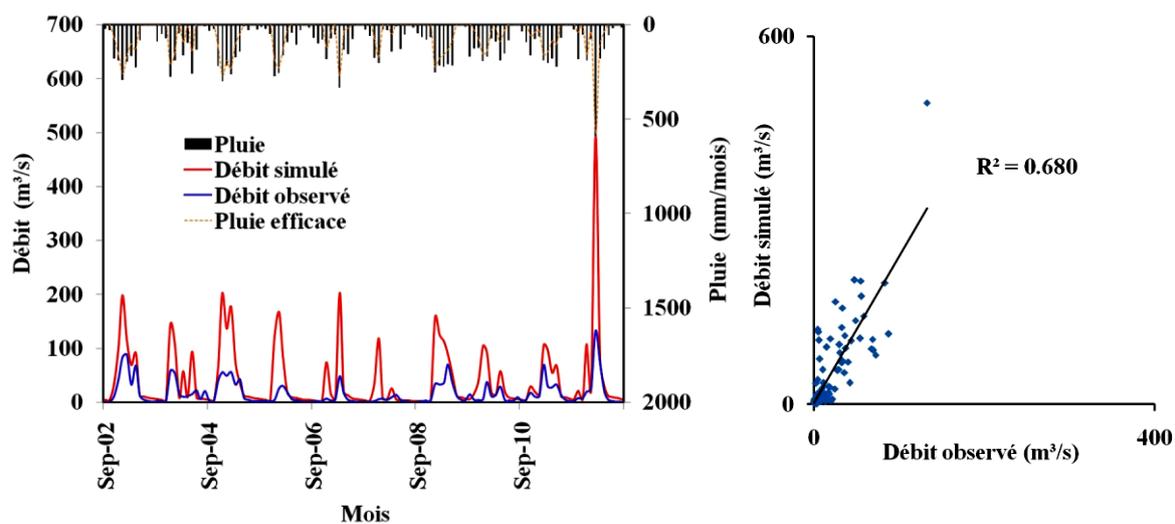


Figure VI.68. Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 2002/03 - 2011/12.

VI.3.2.2.2. Période avant et après rupture

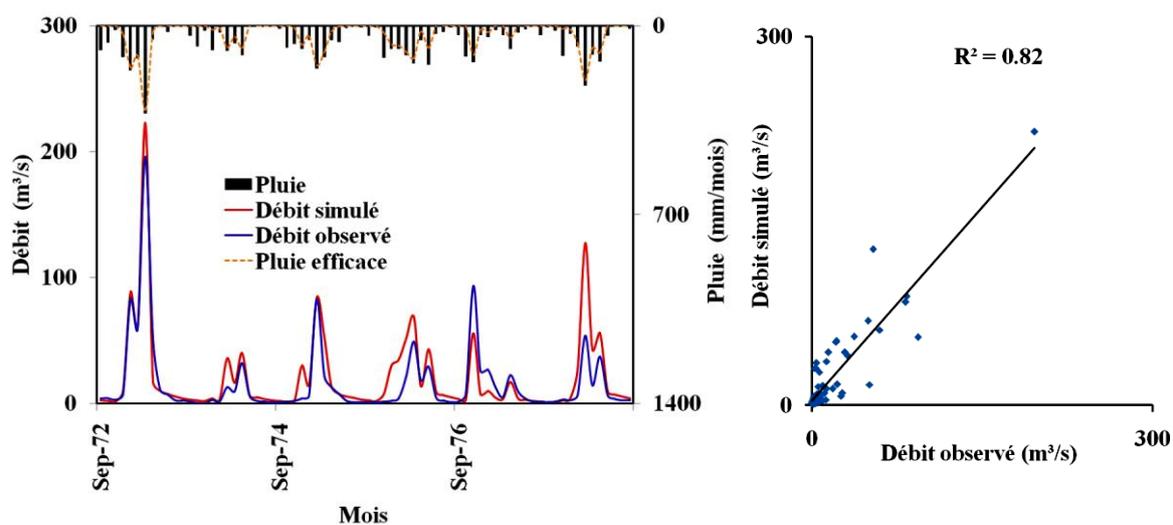
Pour les résultats du tableau VI.11 et les figures VI.69, ... , VI.78, le modèle est bien calé (Nash varie entre 70 et 90 %) aux différents périodes, la validation du modèle donne des valeurs faibles de Nash pour les deux période avant et après rupture 1996/1997. On peut dire que le modèle a bien réagi aux périodes suivantes :- Avant rupture 1980/1981 (1972/73 - 1980/81).- Avant rupture 2001/2002 (1981/82 - 2001/02).- Après rupture 2001/02 (2002/03 - 2011/12).

Tableau VI.11. Valeurs des paramètres après calibration et validation des 5 périodes.

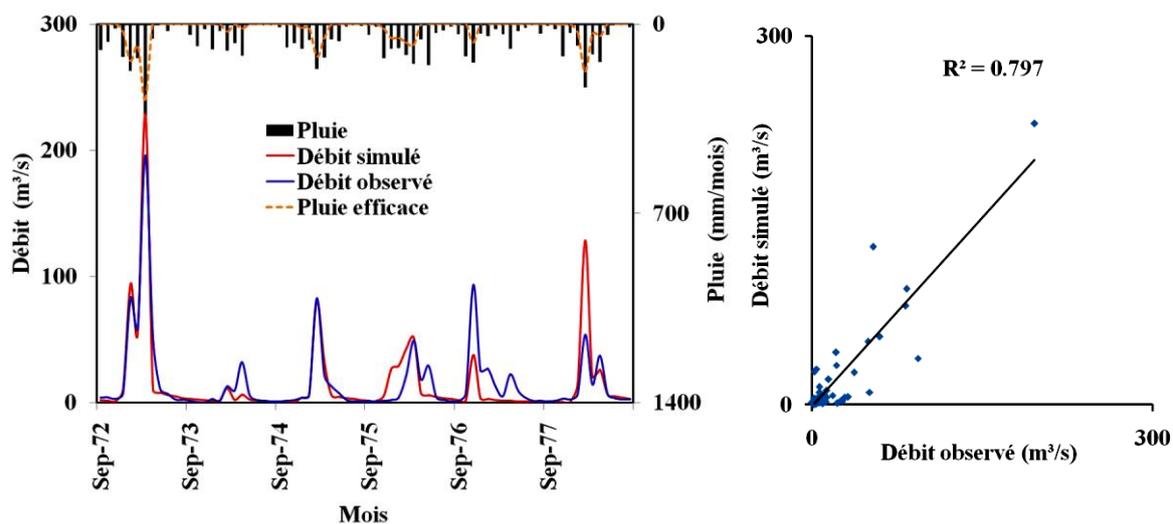
		GARDENIA (Mensuel)			Calage			Validation		
Rupture 1996/1997	Après rupture 1996/1997 (1997/1998 - 2011/2012)	Période	1997/1998 - 2006/2007			2007/2008 - 2011/2012				
		ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin		
		Correction globale des Pluies (%)	-8.03	-10	4.97	-8.03	-10	4.97		
		Correction globale d'ETP (%)	-15	15	-15	-15	15	-15		
		Capacité de la réserve superficielle (mm)	8.92	0.00	24.41	8.92	0.00	24.41		
		Capacité de la réserve superf. progress (mm)	650	0.00	650	650	0.00	650		
		Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	370	170	9997	370	170	9997		
		Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.42	0.60	0.1	0.42	0.60	0.1		
		Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	0.30	1.49	0.92	0.30	1.49	0.92		
		Retard (propagation) (pas de temps)	0.29	0.41	0.13	0.29	0.41	0.13		
		Facteur d'échange externe (%)	-46	-48	-19.5	-46	-48	-19.5		
		Coefficient de corrélation R	77.72	82.16	72.46	91.49	86.08	88.32		
		Coefficient de détermination R ²	60.40	67.50	52.50	83.70	74.10	78.00		
		Nash(Q)	73.88	93.55	84.42	-415	-1950	-847		
		Nash(√Q)	76.68	92.17	89.37	-85.2	-418	-189		
		Nash(ln(Q))	73.74	82.10	87.78	-31.2	-59.7	12.27		
		Rupture 1980/1981	Après 1980/1981 / Avant 1996/1997 (1981/1982 - 1996/1997)	Période	1981/1982 - 1990/1991			1991/1992 - 1996/1997		
				ETP	Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Correction globale des Pluies (%)	-7.37			-2.21	3.69	-7.37	-2.21	3.69		
Correction globale d'ETP (%)	3.20			9.73	-15	3.20	9.73	-15		
Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.10			0.00	0.00	0.10	0.00	0.00		
Capacité de la réserve superf. progress (mm)	167			215	395	167	215	395		
Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	172			178	156	172	178	156		
Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.39			0.56	0.68	0.39	0.56	0.68		
Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	0.55			0.73	0.17	0.55	0.73	0.17		
Retard (propagation) (pas de temps)	0.82			0.73	0.83	0.82	0.73	0.83		
Facteur d'échange externe (%)	-70			17.52	-31	-70	17.52	-31		
Coefficient de corrélation R	91.65			87.69	88.54	80.62	73.01	78.23		
Coefficient de détermination R ²	84.00			76.90	78.39	65.00	53.30	61.20		
Nash(Q)	98.77			97.83	98.41	29.16	-11.3	45.89		
Nash(√Q)	87.57			89.82	90.15	32.29	-18.8	53.76		
Nash(ln(Q))	-144			0.36	-49.7	-157	-205	33.31		

	Période	1972/1973 - 1977/1978			1978/1979 - 1980/1981		
		Thor	Turc	Oudin	Thor	Turc	Oudin
Avant rupture 1980/1981 (1972/1973 - 1980/1981)	ETP						
	Correction globale des Pluies (%)	0.80	5.50	9.07	0.80	5.50	9.07
	Correction globale d'ETP (%)	-14.9	15.00	14.59	-14.9	15.00	14.59
	Capacité de la réserve superficielle (mm)	61.01	52.52	49.22	61.01	52.52	49.22
	Capacité de la réserve superf. progress (mm)	7.20	4.38	13.20	7.20	4.38	13.20
	Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	55.21	25.83	47.12	55.21	25.83	47.12
	Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
	Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	2.31	2.69	1.85	2.31	2.69	1.85
	Retard (propagation) (pas de temps)	0.15	0.18	0.17	0.15	0.18	0.17
	Facteur d'échange externe (%)	-70	-56.5	-62.1	-70	-56.5	-62.1
	Coefficient de corrélation R	90.55	89.27	89.89	71.97	65.12	67.82
	Coefficient de détermination R ²	81.99	79.69	80.80	51.80	42.41	46.00
	Nash(Q)	99.69	99.84	99.78	85.76	75.70	82.38
	Nash(√Q)	98.81	98.70	98.34	77.42	76.36	87.33
	Nash(ln(Q))	91.78	88.48	81.27	60.56	49.17	62.14
Avant 2001/2002 / Après 1980/1981 (1981/1982 - 2001/2002)	Période	1981/1982 - 1994/1995			1995/1996 - 2001/2002		
	ETP						
	Correction globale des Pluies (%)	-0.82	0.00	5.90	-0.82	0.00	5.90
	Correction globale d'ETP (%)	-0.13	6.77	1.42	-0.13	6.77	1.42
	Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.40
	Capacité de la réserve superf. progress (mm)	339.1	214.3	456.7	339.1	214.3	456.7
	Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	45.94	183.8	9986	45.94	183.8	9986
	Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.10	0.30	0.25	0.10	0.30	0.25
	Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	15	0.75	0.17	15	0.75	0.17
	Retard (propagation) (pas de temps)	0.0	0.20	0.35	0.0	0.20	0.35
	Facteur d'échange externe (%)	-65.2	-3.86	-9.57	-65.2	-3.86	-9.57
	Coefficient de corrélation R	82.95	84.14	83.61	83.13	78.61	84.02
	Coefficient de détermination R ²	68.81	70.80	69.91	69.11	61.80	70.59
	Nash(Q)	72.98	72.17	70.51	86.37	68.43	64.86
	Nash(√Q)	68.79	70.68	53.12	73.74	47.39	60.76
Nash(ln(Q))	53.17	-59.9	-395.2	54.20	-44.0	3.76	
Rupture 2001/2002 Après rupture 2001/2002 (2002/2003 - 2011/2012)	Période	2002/2003 - 2007/2008			2008/2009 - 2011/2012		
	ETP						
	Correction globale des Pluies (%)	-10	-10	-10	-10	-10	-10
	Correction globale d'ETP (%)	-15	-15	-15	-15	-15	-15
	Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Capacité de la réserve superf. progress (mm)	650	650	650	650	650	650
	Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	45.41	20	40	45.41	20	40
	Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
	Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	15	14.96	15	15	14.96	15
	Retard (propagation) (pas de temps)	0.00	0.28	0.27	0.00	0.28	0.27
	Facteur d'échange externe (%)	-70	-70	-70	-70	-70	-70
	Coefficient de corrélation R	82.22	83.55	83.90	87.64	87.24	86.78
	Coefficient de détermination R ²	67.60	69.81	70.39	76.81	76.11	75.31
	Nash(Q)	87.49	80.92	79.03	84.37	83.51	81.72
	Nash(√Q)	82.90	85.32	81.91	80.85	87.47	80.41
Nash(ln(Q))	50.50	70.82	59.17	55.53	72.67	55.89	

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

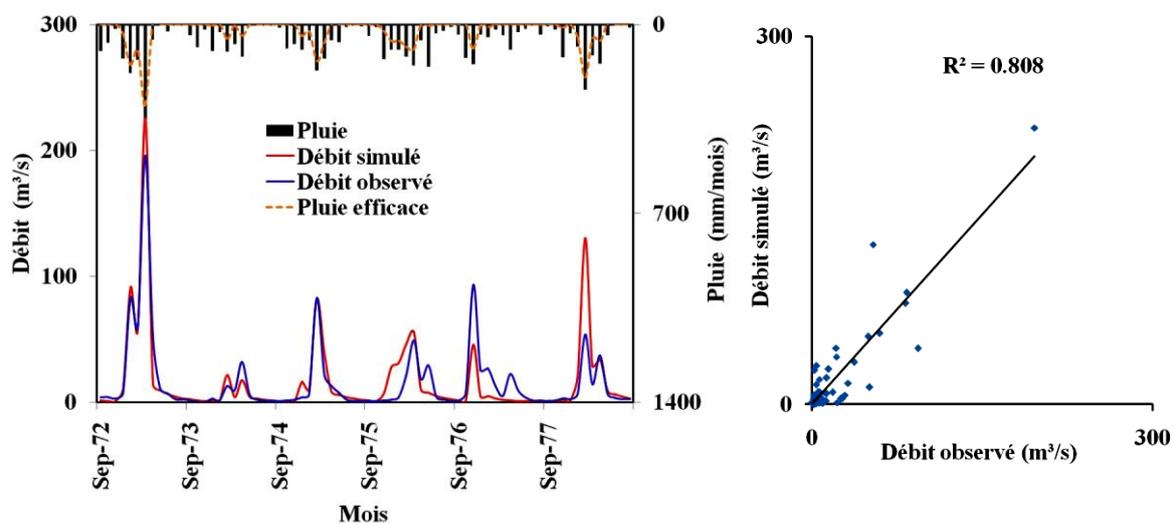


Figure VI.69. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1972/73 - 1976/77.

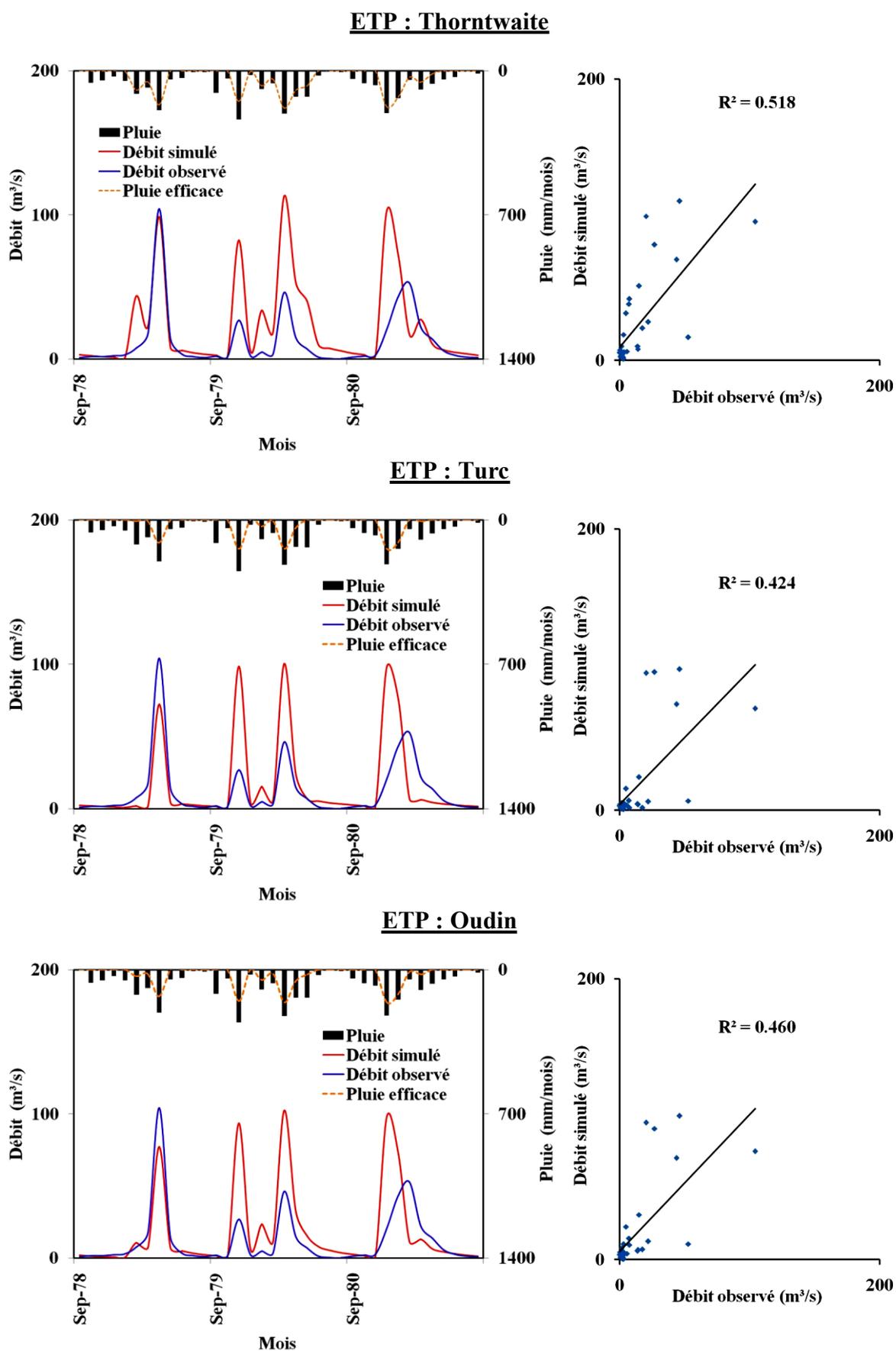
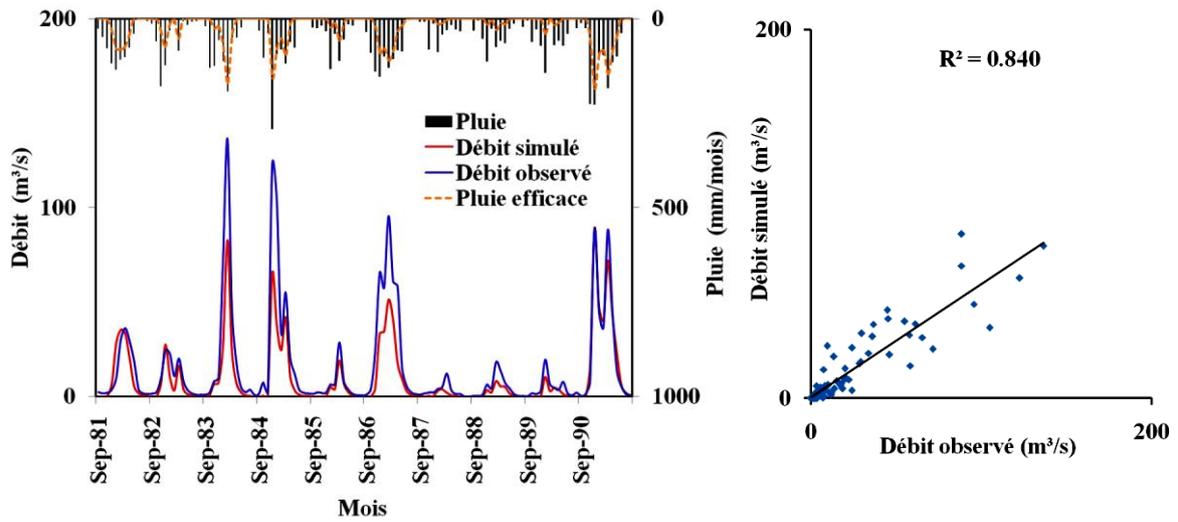
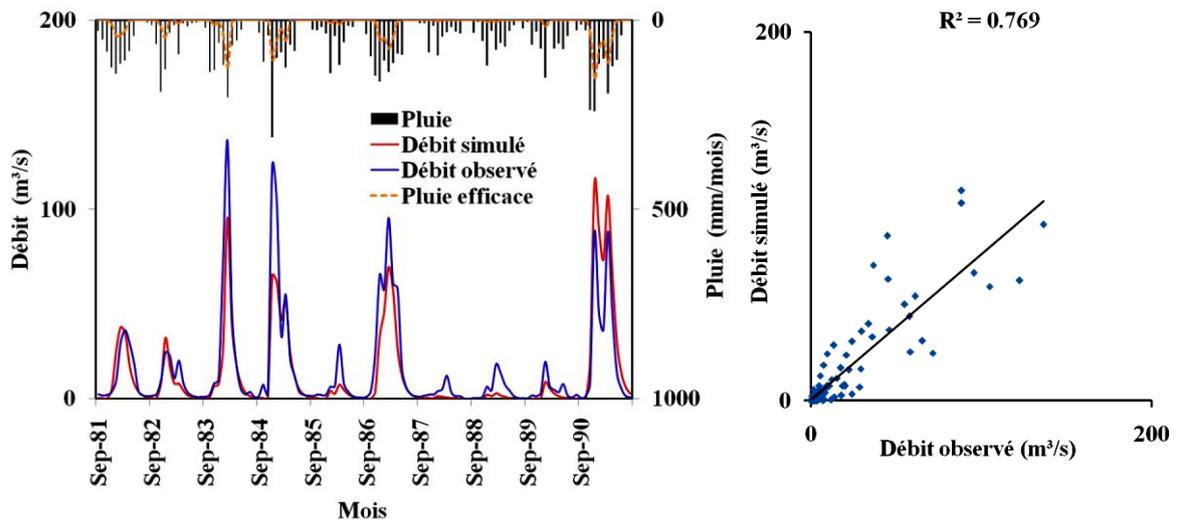


Figure VI.70. Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 1978/79 - 1980/81.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

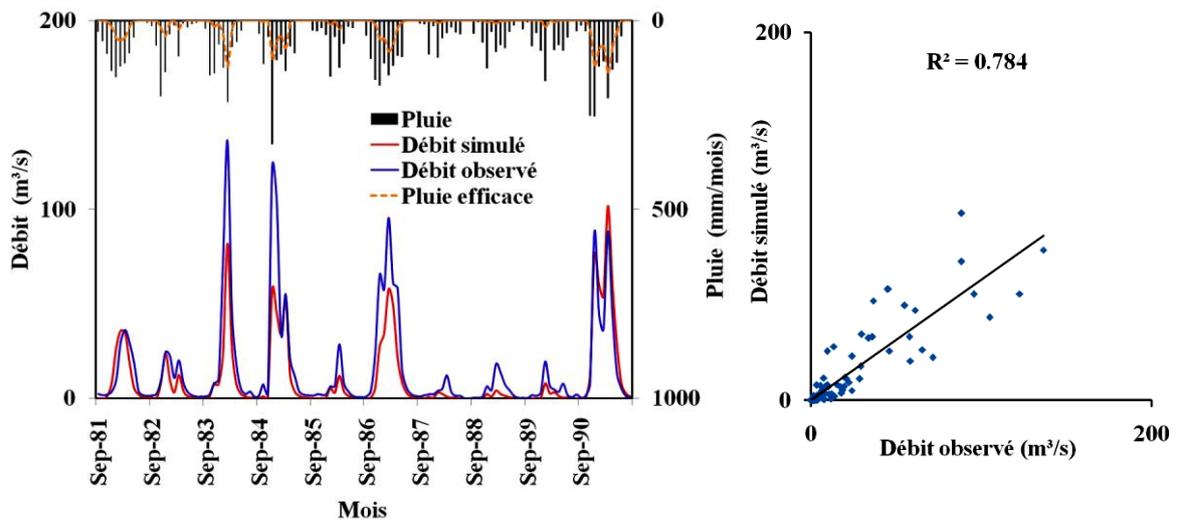
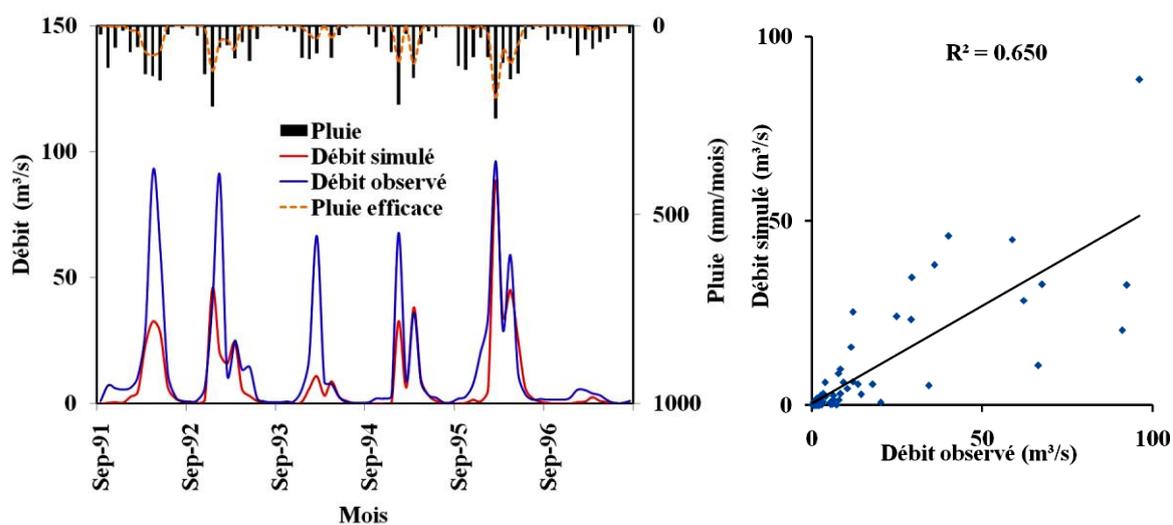
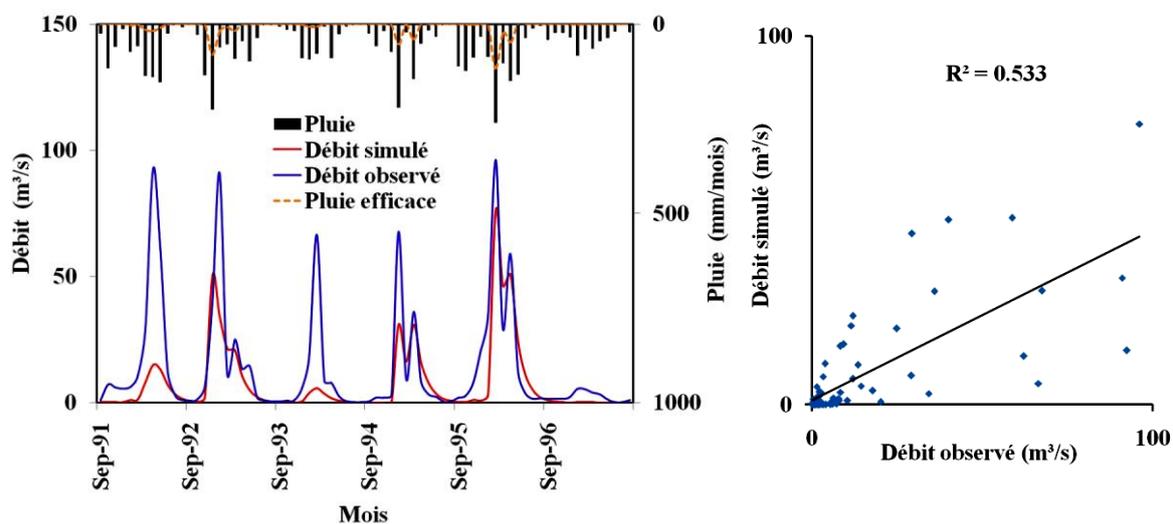


Figure VI.71. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1981/82 - 1990/91.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

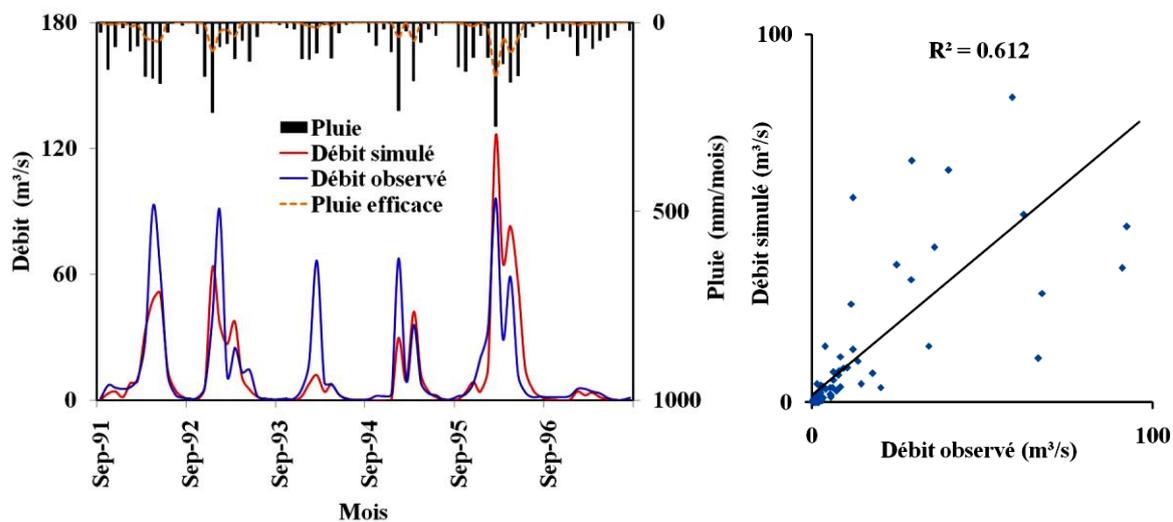
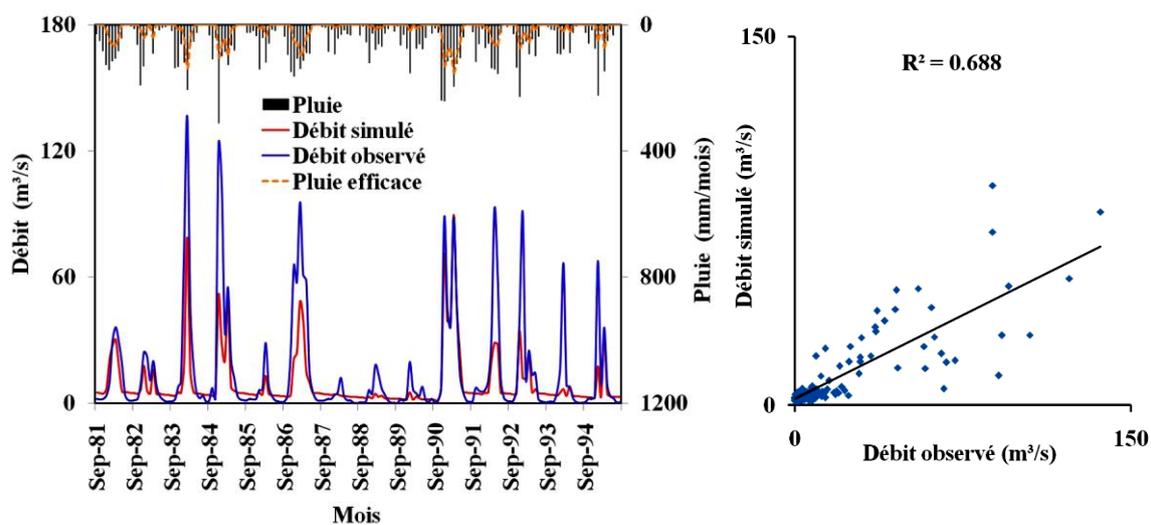
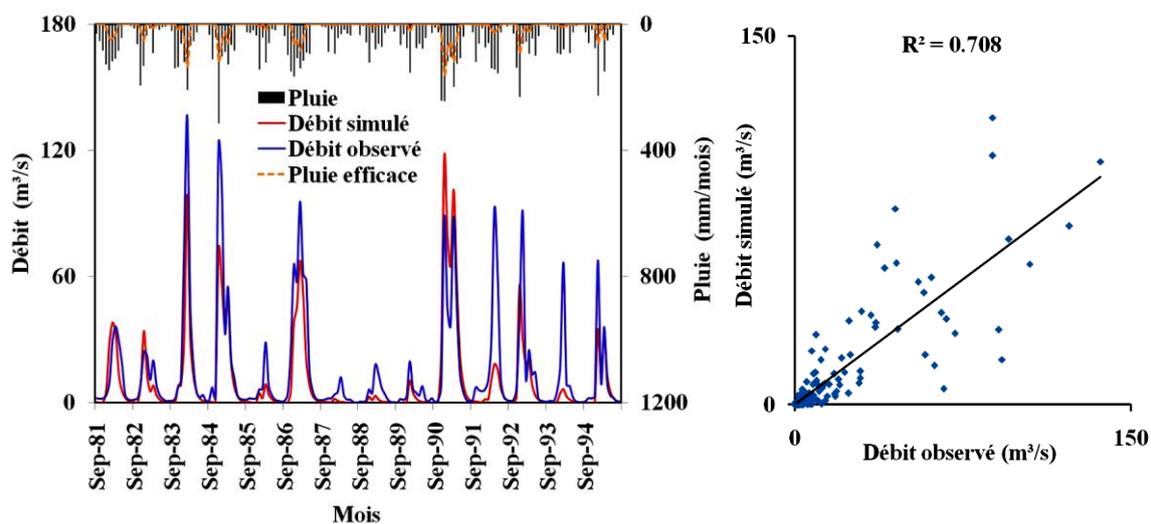


Figure VI.72. Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 1991/92 - 1996/97.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

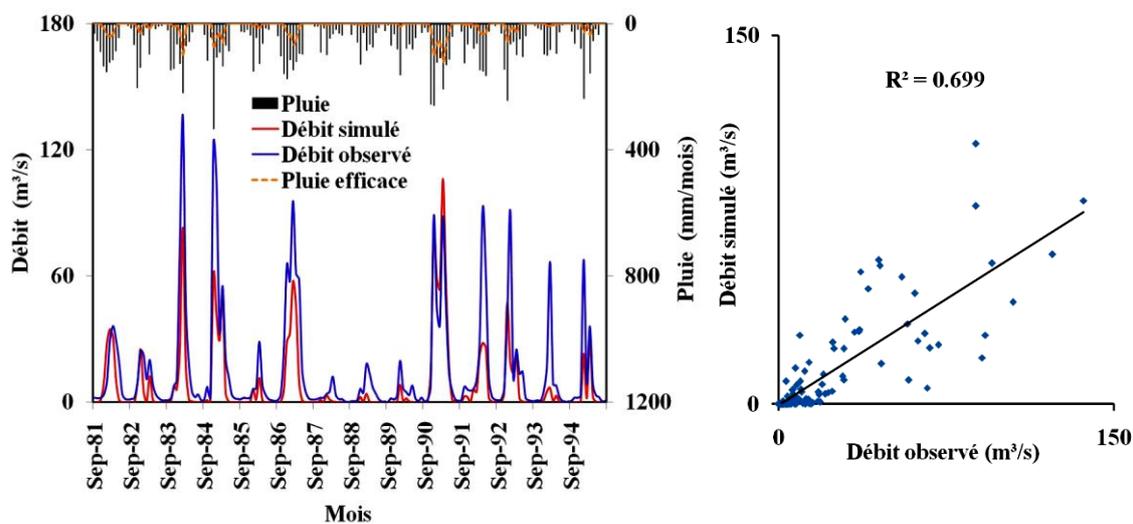
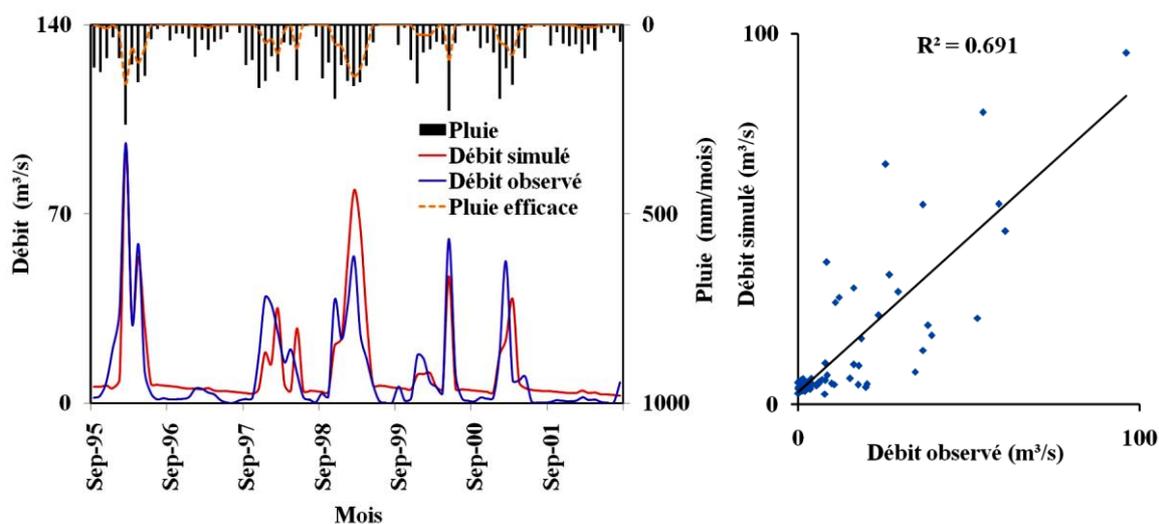
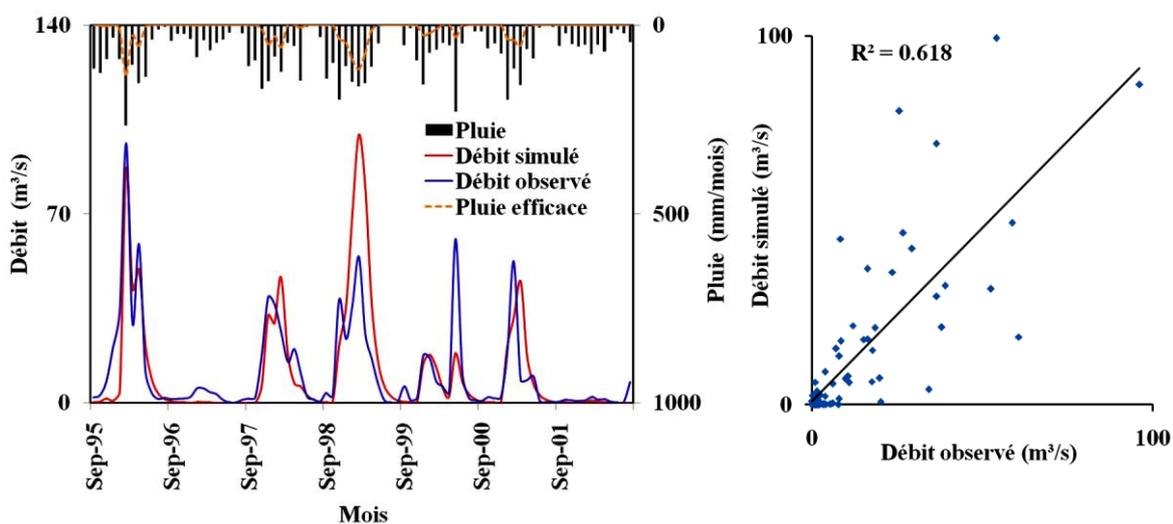


Figure VI.73. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1981/82 - 1994/95.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

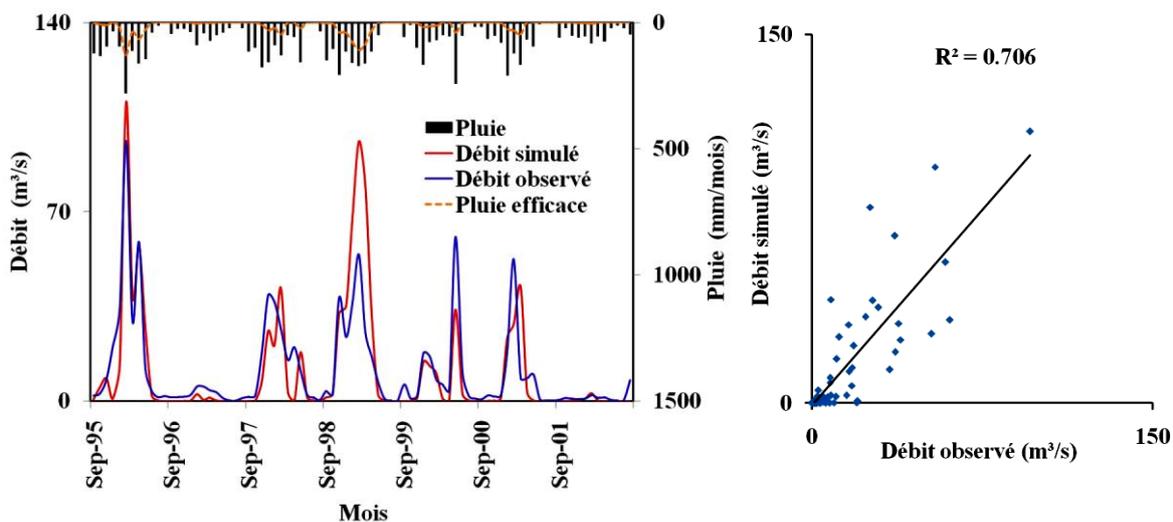
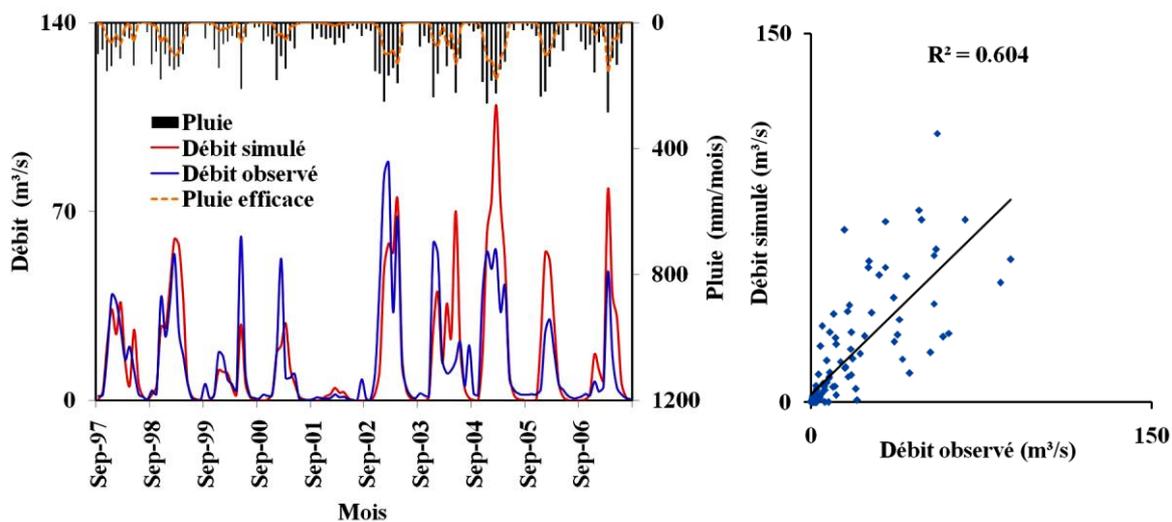
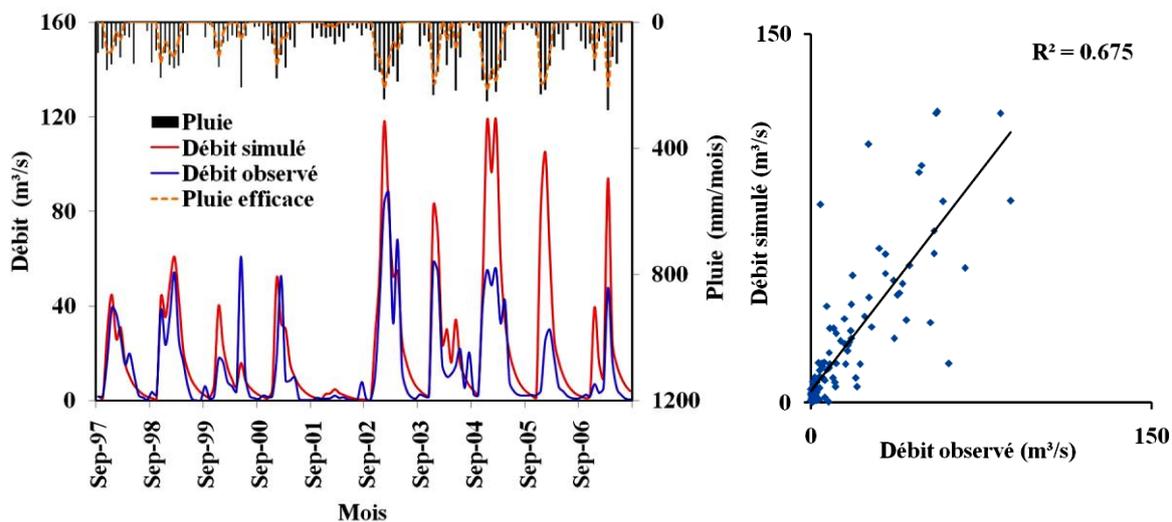


Figure VI.74. Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 1995/96 -2001/02.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

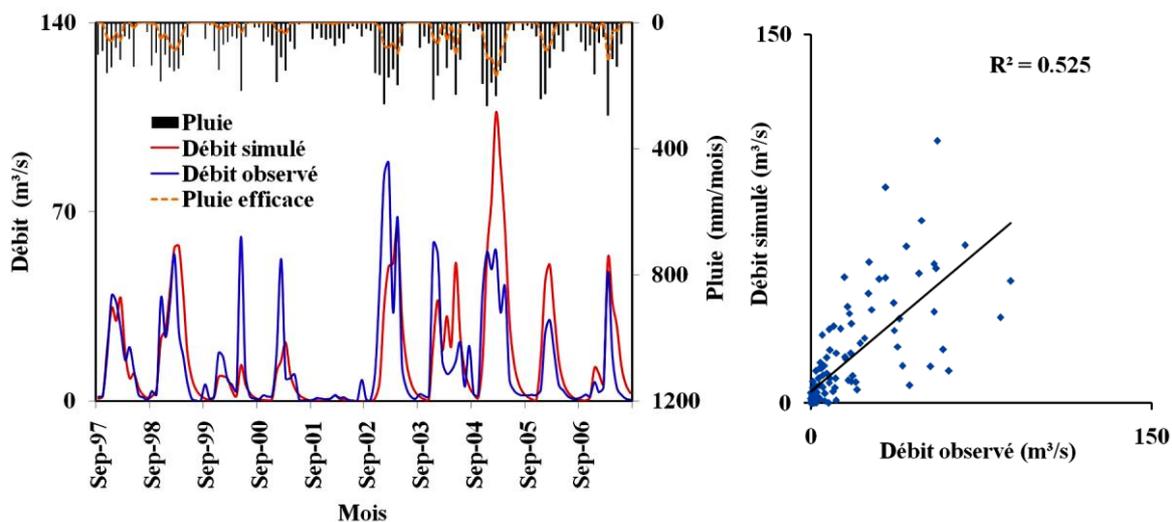


Figure VI.75. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 1997/98 - 2006/07.

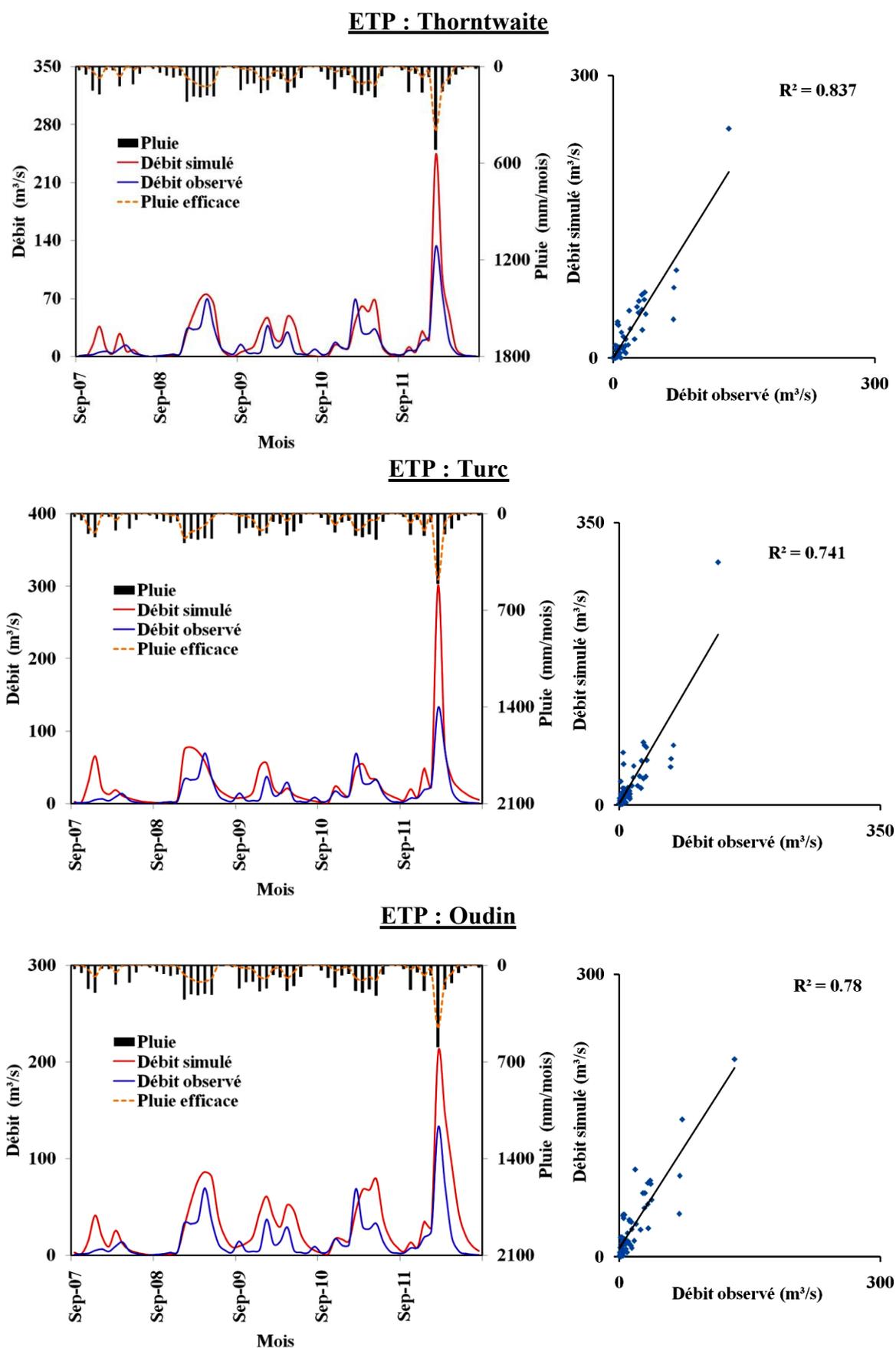
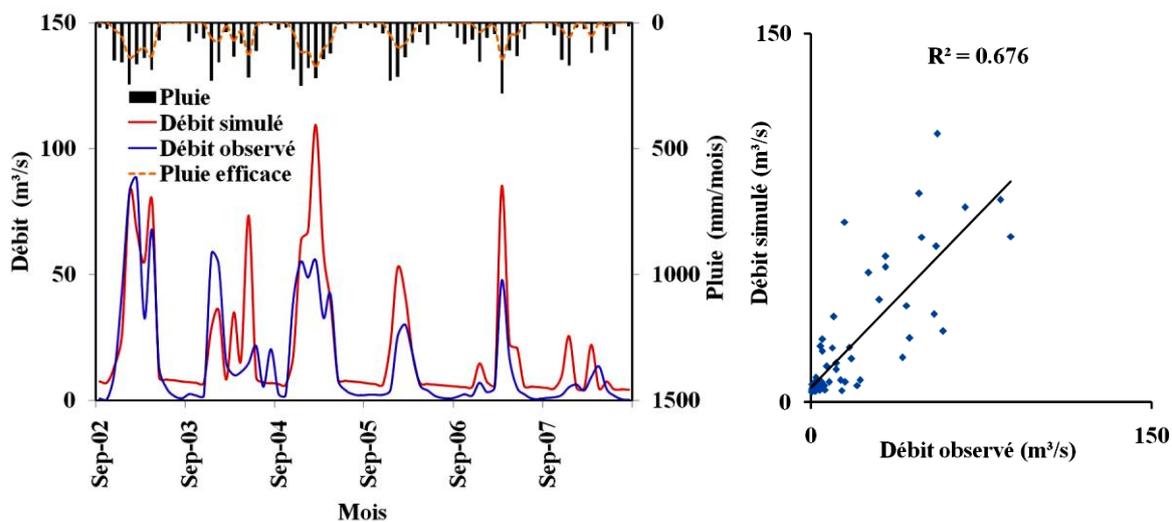
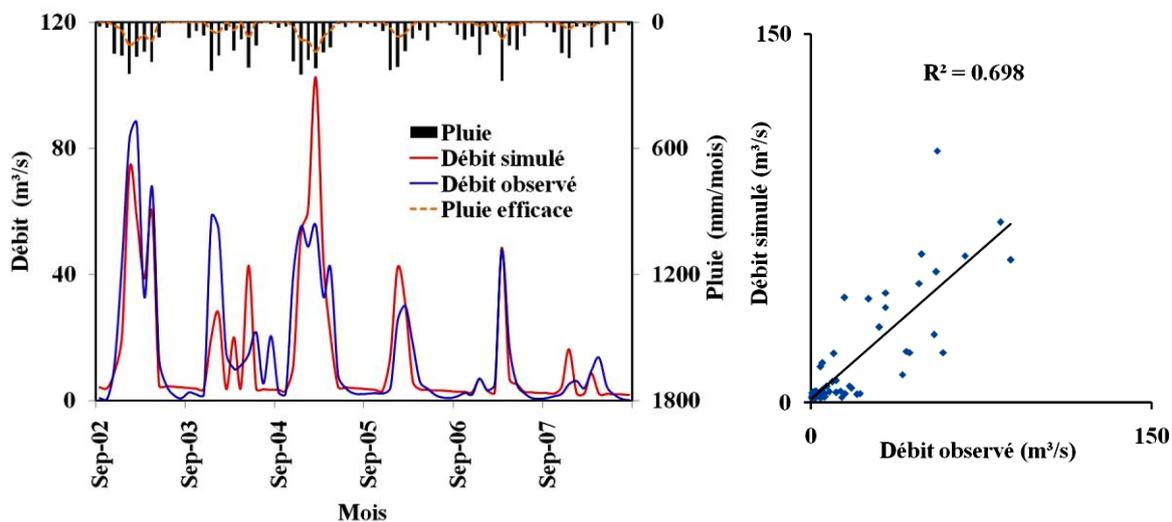


Figure VI.76. Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 2007/08 - 2011/12.

ETP : Thorntwaite



ETP : Turc



ETP : Oudin

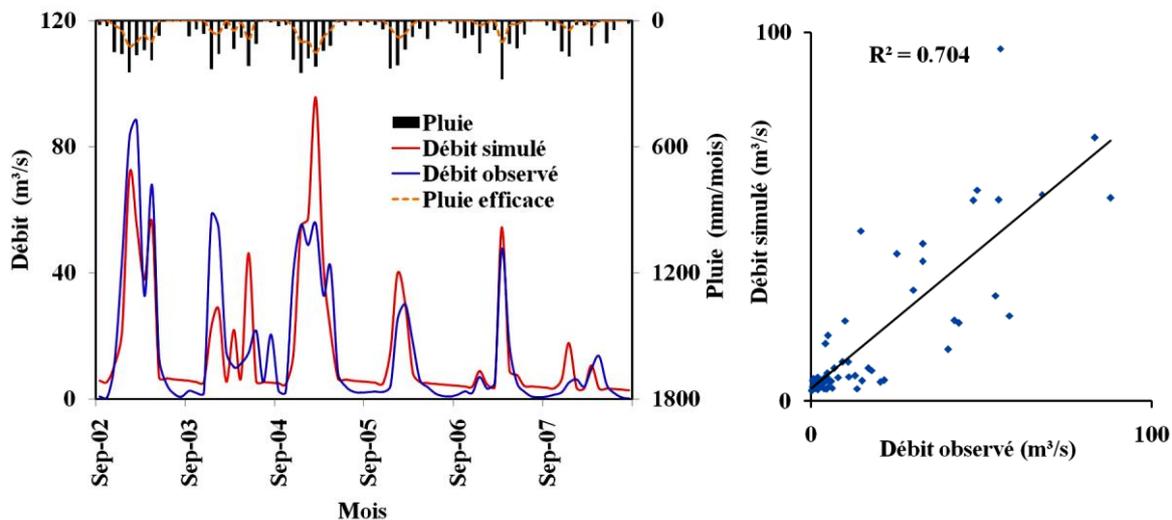


Figure VI.77. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (mensuel) 2002/03 - 2007/08.

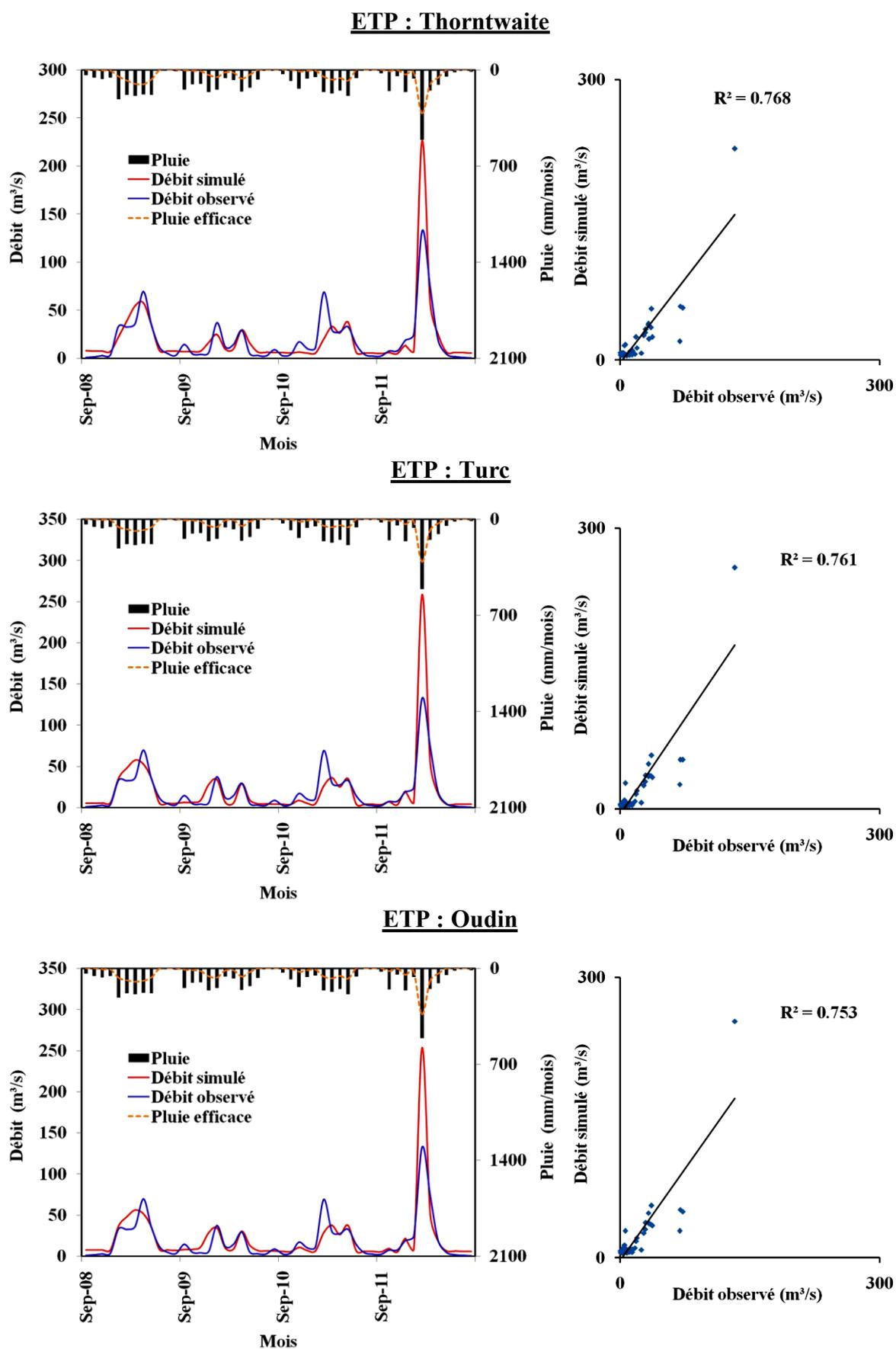


Figure VI.78. Résultats de validation du modèle GARDENIA (mensuel) 2008/09 - 2011/12.

VI.3.2.2.3. Modèle GARDENIA au pas de temps journalier

VI.3.2.2.3.1. Période totale

Les différentes valeurs de Nash en phase de calage et de validation réalisées sur la période globale (1972/1973 - 2011/2012), sont présentées dans le tableau VI.12 et les figures VI.79, VI.80, VI.81, VI.82, VI.83, VI.84.

Son analyse montre que les valeurs de Nash en phase de calage sont supérieures à 70 % pour les trois périodes. Les coefficients de détermination, en sont moins bons que Nash (tab. VI.12) (fig. VI.79, 81, 83). Alors qu'en phase de validation, les valeurs de Nash se dégradent ($Nash < << 50\%$).

Pour la période globale, nous avons trouvé une difficulté à modéliser les périodes d'application.

Tableau VI.12. Valeurs des paramètres après calibration et validation des périodes globales.

GARDENIA (journalier)	Calage	Validation
	1981/1982 -2011/2012	1972/1973 - 1980/1981
Correction globale des Pluies (%)	2.18	2.18
Correction globale d'ETP (%)	1.99	1.99
Capacité de la réserve superficielle (mm)	9.62	9.62
Capacité de la réserve superf. progress (mm)	424.43	424.43
Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	17.62	17.62
Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.053	0.053
Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	0.93	0.93
Retard (propagation) (pas de temps)	0.88	0.88
Facteur d'échange externe (%)	-21.86	-21.86
Coefficient de corrélation R	56.48	63.87
Coefficient de détermination R ²	31.90	40.49
Nash(Q)	72.30	48.59
Nash(√Q)	78.13	65.48
Nash(ln(Q))	61.27	40.89
Période	1972/1973 -1996/1997	1997/1998 - 2011/2012
Correction globale des Pluies (%)	-7.00	-7.00
Correction globale d'ETP (%)	0.00	0.00
Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00	0.00
Capacité de la réserve superf. progress (mm)	70	70
Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	12	12
Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.36	0.36
Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	4.00	4.00
Retard (propagation) (pas de temps)	0.00	0.00

Facteur d'échange externe (%)	-40	-40
Coefficient de corrélation R	79.75	68.63
Coefficient de détermination R ²	63.60	47.10
Nash(Q)	94.71	22.43
Nash(√Q)	90.16	16.06
Nash(ln(Q))	75.21	-4.02
Période	1972/1973-2001/2002	2002/2003 - 2011/2012
Correction globale des Pluies (%)	-6.00	-6.00
Correction globale d'ETP (%)	0.00	0.00
Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00	0.00
Capacité de la réserve superf. progress (mm)	70	70
Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	9.00	9.00
Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.43	0.43
Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	5.00	5.00
Retard (propagation) (pas de temps)	0.00	0.00
Facteur d'échange externe (%)	-70	-70
Coefficient de corrélation R	78.49	70.92
Coefficient de détermination R ²	61.61	50.30
Nash(Q)	93.94	-116.11
Nash(√Q)	89.65	25.62
Nash(ln(Q))	82.93	46.39

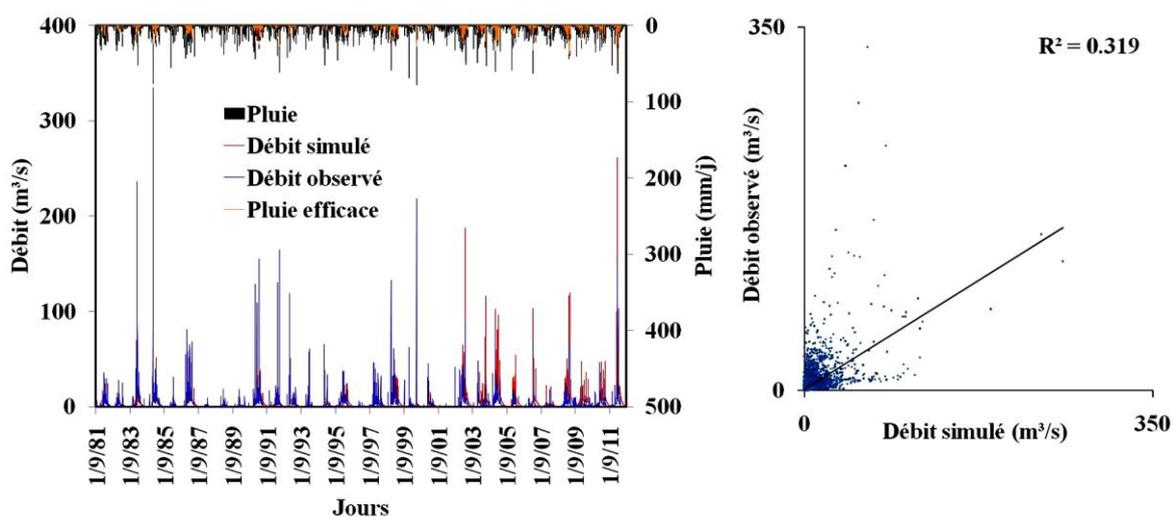


Figure VI.79. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1981/82-2011/12.

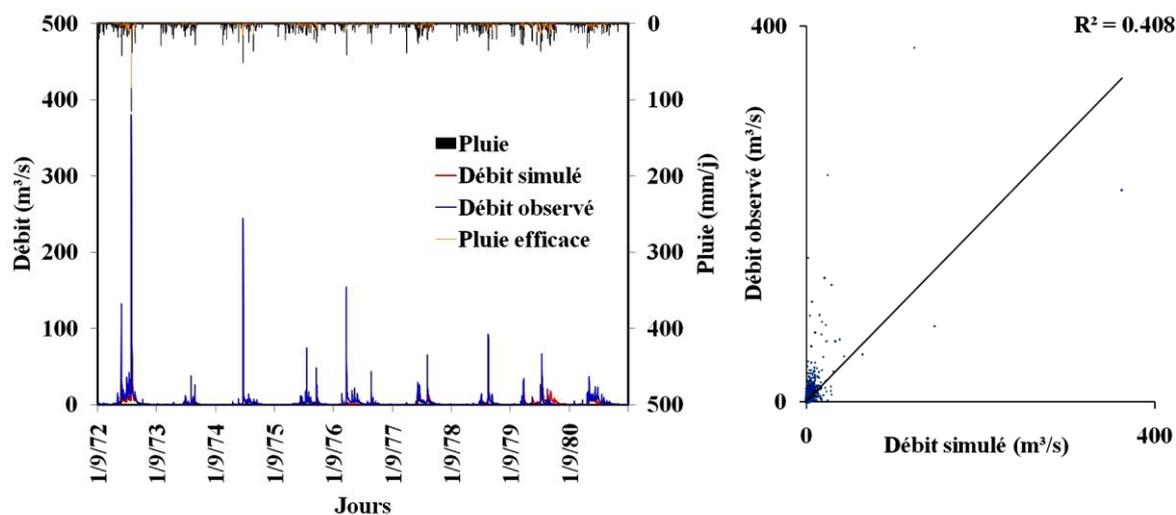


Figure VI.80. Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 1972/73-1980/81.

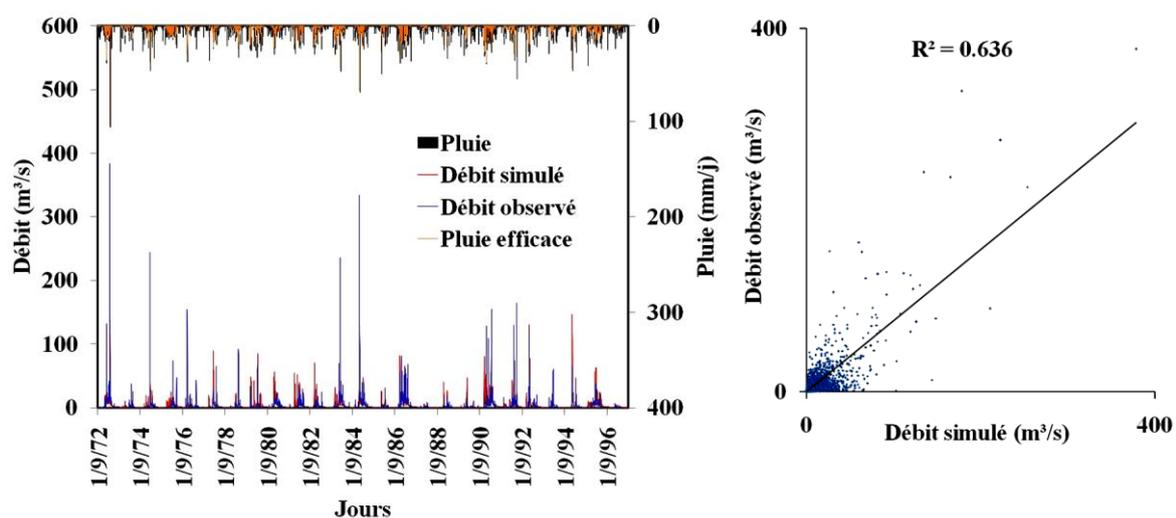


Figure VI.81. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1972/73-1996/97.

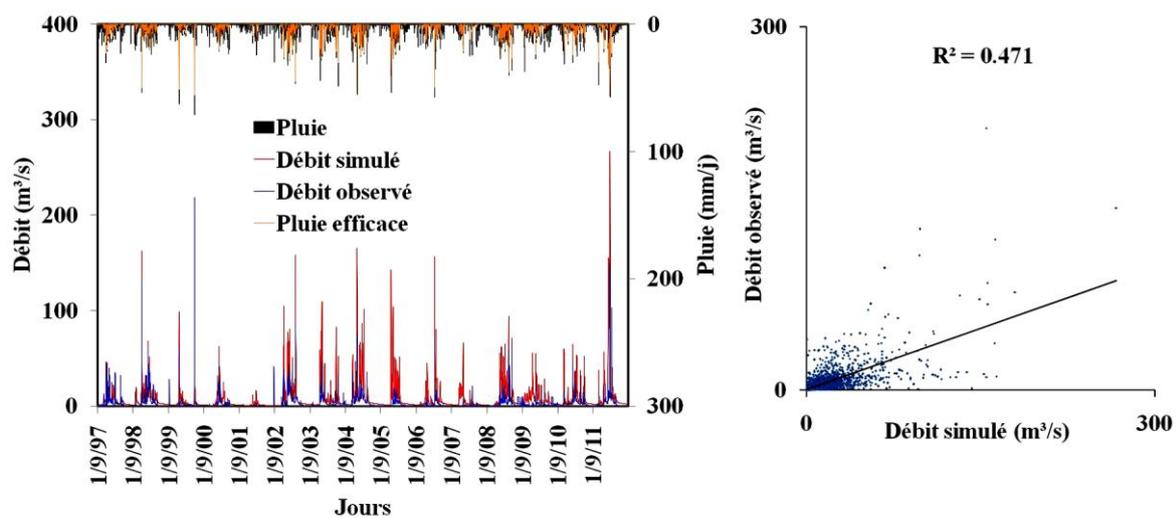


Figure VI.82. Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 1997/98-2011/12.

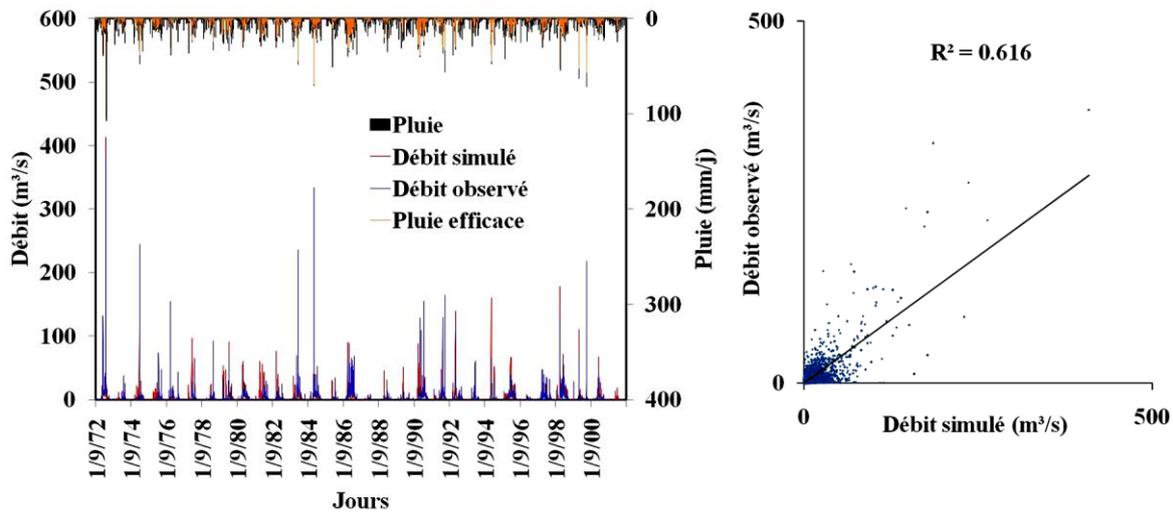


Figure VI.83. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1972/73-2001/02.

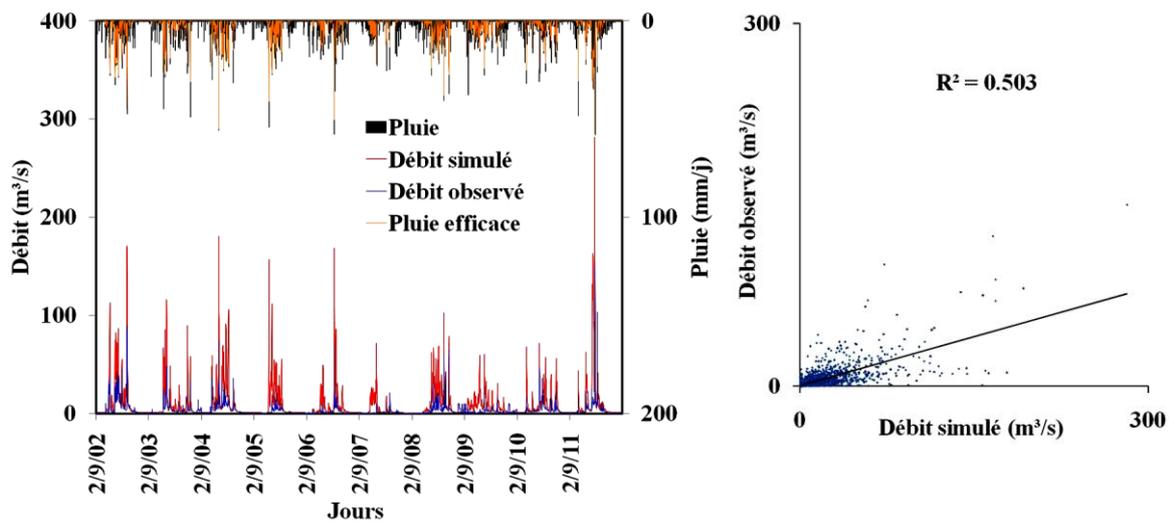


Figure VI.84. Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 2002/03-2001/12.

VI.3.2.2.3.2. Période avant et après rupture

Nous avons procédé à un découpage de la période globale (1972/1973 - 2011/2012) en cinq sous-périodes avant et après rupture (même découpage que pour les autres pas de temps).

En phase de calage, durant la période 1972/1973 - 1977/1978 (avant rupture 1980/1981), les valeurs du coefficient de détermination $R^2 = 77.60\%$ et celle de Nash = 95.05% , offrent résultats satisfaisants (tab. VI.13). Par contre, pour les autres périodes, nous notons des valeurs plus faibles de Nash variant entre 51.34% et 79.20% et R^2 entre 38% et 60.09% .

En validation pour la sous-période (1978/1979 - 1980/1981), les valeurs de Nash restent supérieures à 81% . Les autres sous-périodes sont caractérisées par une dégradation des résultats du critère de Nash qui prennent des valeurs entre -464% et 46.56% , cela signifie que la similitude entre les débits routés et les débits observés est loin d'être réalisée et que la valeur moyenne de la période de validation est plus performante que les valeurs données par le modèle.

Nous pouvons conclure que le modèle est satisfaisant pour la période de calage, avec quelques problèmes pour la validation.

Les figures (VI.85, ... , 94) permettent de comparer les débits observés et simulés en phase de calage et en validation.

Tableau VI.13. Valeurs des paramètres après calibration et performances des 5 sous périodes.

		GARDENIA (Journalier)	Calage	Validation
Rupture 1996/1997	Après rupture 1996/1997 (1997/1998 - 2011/2012)	Période	1997/1998 - 2006/2007	2007/2008 - 2011/2012
		Correction globale des Pluies (%)	-3.00	-3.00
		Correction globale d'ETP (%)	0.00	0.00
		Capacité de la réserve superficielle (mm)	7.00	7.00
		Capacité de la réserve superf. progress (mm)	650	650
		Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	2.00	2.00
		Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.05	0.05
		Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	0.50	0.50
		Retard (propagation) (pas de temps)	1.13	1.13
		Facteur d'échange externe (%)	0.00	0.00
		Coefficient de corrélation R	61.64	79.44
		Coefficient de détermination R ²	37.99	63.11
		Nash(Q)	51.34	-464.6
		Nash(√Q)	59.97	-171.6
		Nash(ln(Q))	59.13	-33.58
Rupture 1980/1981	Après 1980/1981 / Avant 1996/1997 (1981/1982 - 1996/1997)	Période	1981/1982 - 1990/1991	1991/1992 - 1996/1997
		Correction globale des Pluies (%)	5.85	5.85
		Correction globale d'ETP (%)	11.69	11.69
		Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00	0.00
		Capacité de la réserve superf. progress (mm)	524.02	524.02
		Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	15.78	15.78
		Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.08	0.08
		Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	0.75	0.75
		Retard (propagation) (pas de temps)	0.96	0.96
		Facteur d'échange externe (%)	-35.88	-35.88
		Coefficient de corrélation R	73.48	66.71
		Coefficient de détermination R ²	53.99	44.50
		Nash(Q)	72.24	46.56
		Nash(√Q)	78.88	61.02
		Nash(ln(Q))	37.22	46.93

		Période	1972/1973 - 1977/1978	1978/1979 - 1980/1981
		Avant rupture 1980/1981 (1972/1973 - 1980/1981)	Correction globale des Pluies (%)	-10
Correction globale d'ETP (%)	0.00		0.00	0.00
Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00		0.00	0.00
Capacité de la réserve superf. progress (mm)	60		60	60
Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	10		10	10
Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.37		0.37	0.37
Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	3.00		3.00	3.00
Retard (propagation) (pas de temps)	0.00		0.00	0.00
Facteur d'échange externe (%)	-70		-70	-70
Coefficient de corrélation R	88.09		74.03	74.03
Coefficient de détermination R ²	77.60		54.80	54.80
Nash(Q)	95.05		81.82	81.82
Nash(√Q)	89.59		79.64	79.64
Nash(ln(Q))	80.31		75.12	75.12
		Période	1981/1982 - 1994/1995	1995/1996 - 2001/2002
Avant 2001/2002 / Après 1980/1981 (1981/1982 - 2001/2002)	Correction globale des Pluies (%)	-0.15	-0.15	-0.15
	Correction globale d'ETP (%)	10.87	10.87	10.87
	Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00	0.00	0.00
	Capacité de la réserve superf. progress (mm)	529.03	529.03	529.03
	Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	10.49	10.49	10.49
	Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.09	0.09	0.09
	Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	0.77	0.77	0.77
	Retard (propagation) (pas de temps)	0.95	0.95	0.95
	Facteur d'échange externe (%)	-19.97	-19.97	-19.97
	Coefficient de corrélation R	73.55	58.57	58.57
	Coefficient de détermination R ²	54.10	34.30	34.30
	Nash(Q)	72.20	-19.05	-19.05
	Nash(√Q)	78.84	0.12	0.12
	Nash(ln(Q))	42.68	22.38	22.38
		Période	2002/2003 - 2007/2008	2008/2009 - 2011/2012
Après rupture 2001/2002 (2002/2003 - 2011/2012)	Correction globale des Pluies (%)	-10	-10	-10
	Correction globale d'ETP (%)	15	15	15
	Capacité de la réserve superficielle (mm)	0.00	0.00	0.00
	Capacité de la réserve superf. progress (mm)	70.36	70.36	70.36
	Hauteur Ruissellement = Percolation (mm)	69.95	69.95	69.95
	Temps de ½ montée du débit souterrain (mois)	0.05	0.05	0.05
	Temps de ½ tarissement Rapide (mois)	0.42	0.42	0.42

Retard (propagation) (pas de temps)	0.26	0.26
Facteur d'échange externe (%)	-69.25	-69.25
Coefficient de corrélation R	77.52	72.04
Coefficient de détermination R ²	60.09	51.90
Nash(Q)	79.20	20.50
Nash(\sqrt{Q})	82.06	23.39
Nash(ln(Q))	-36.75	-83.39

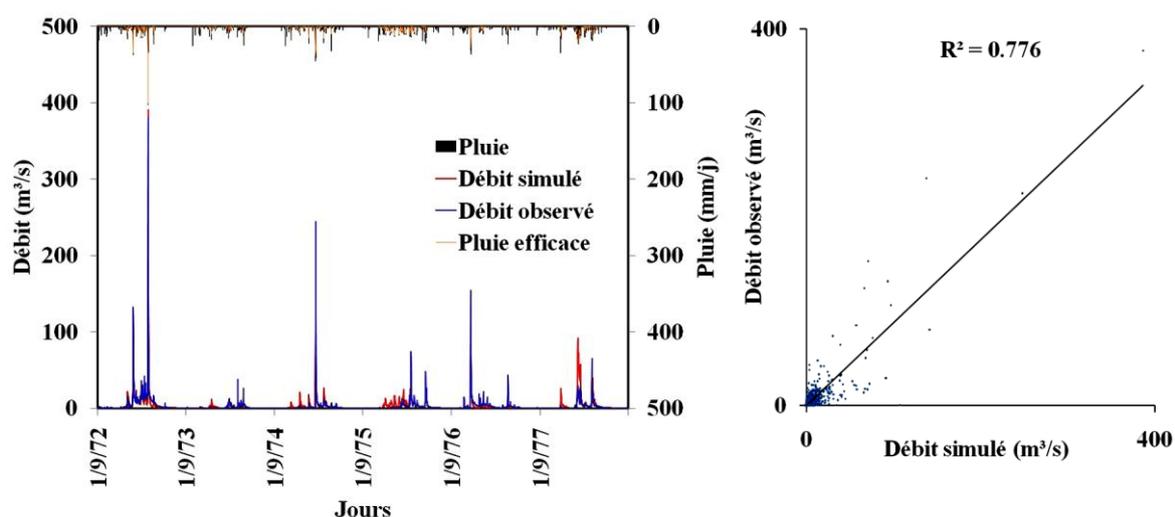


Figure VI.85. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1972/73-1977/78.

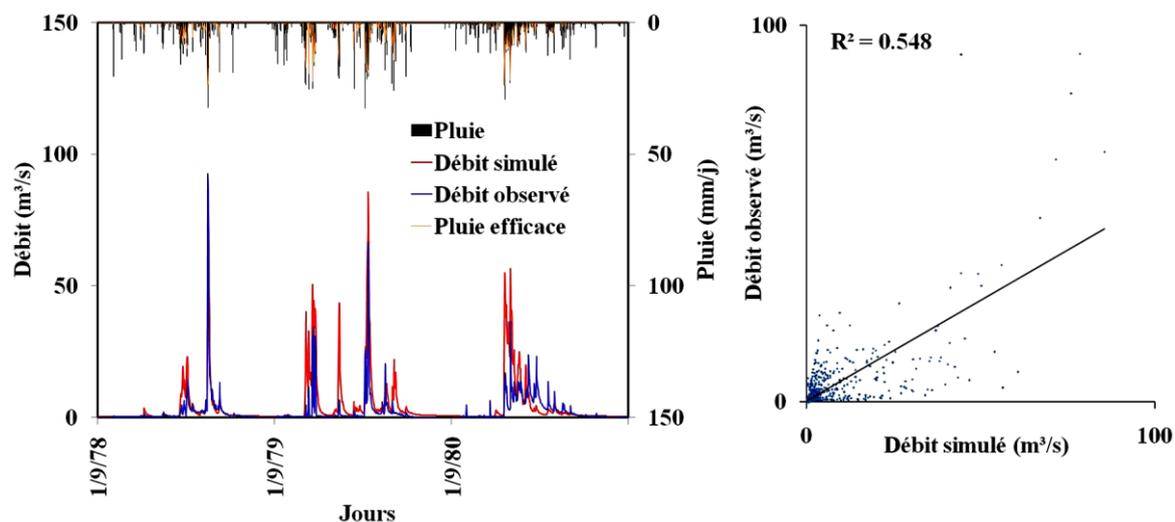


Figure VI.86. Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 1978/79-1980/81.

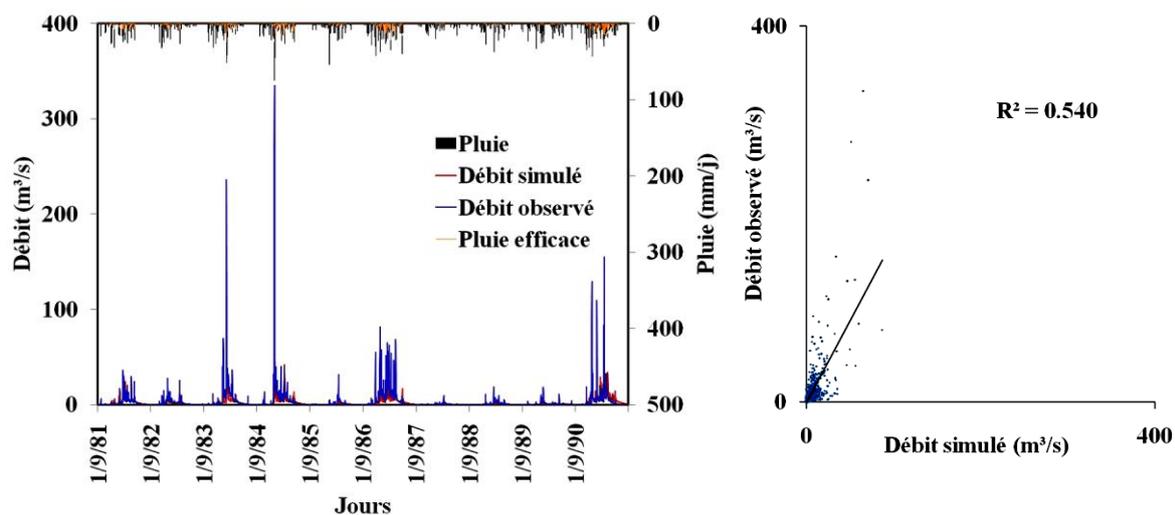


Figure VI.87. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1981/82-1990/91.

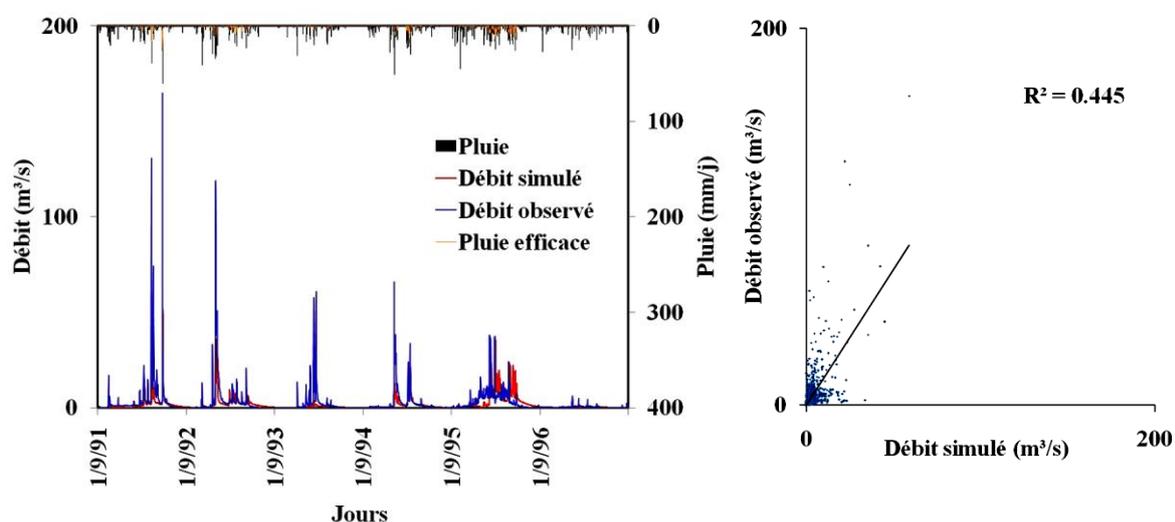


Figure VI.88. Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 1991/92-1996/97.

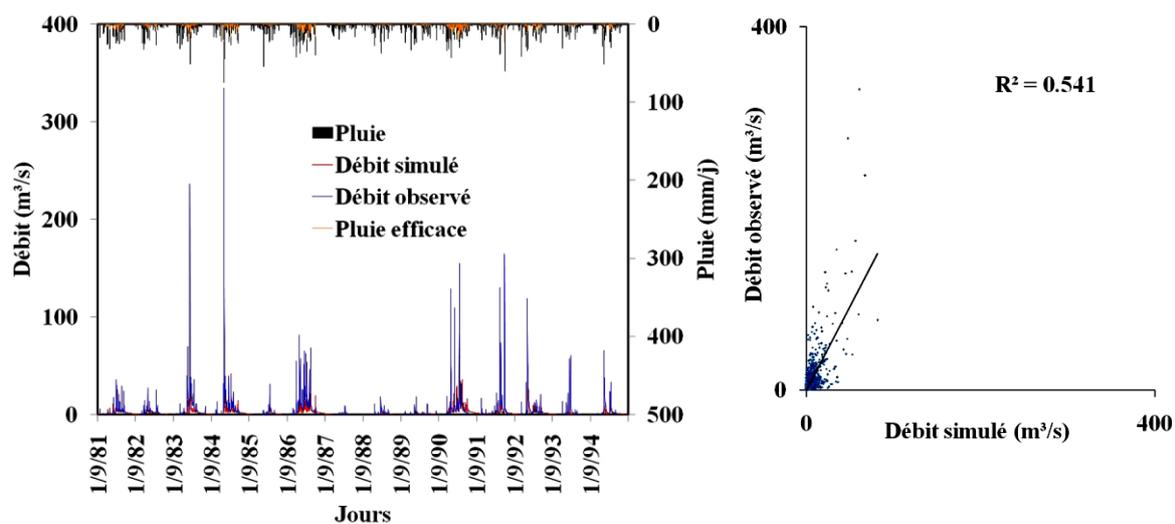


Figure VI.89. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1981/82-1994/95.

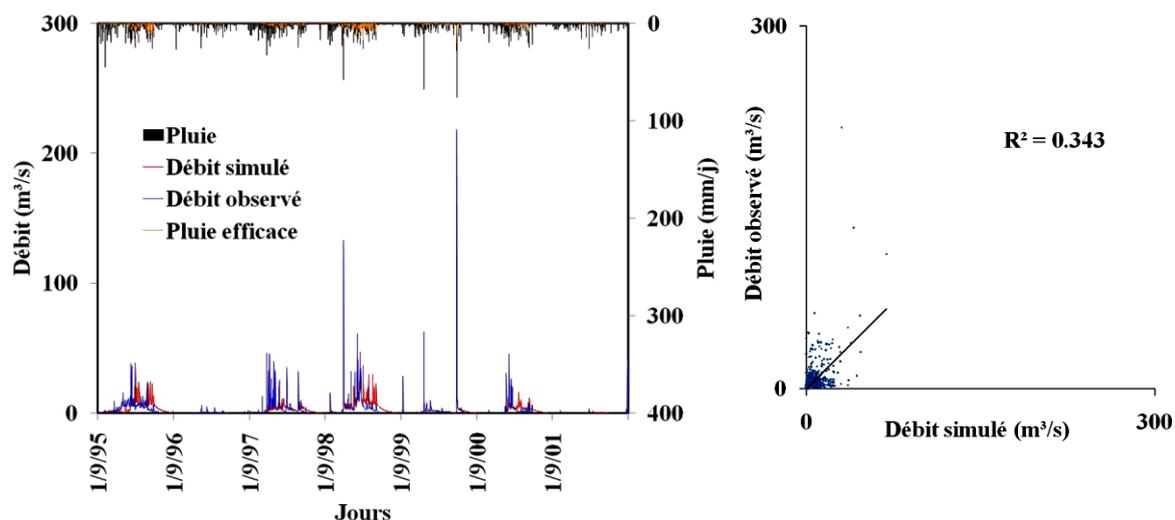


Figure VI.90. Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 1995/96-2001/02.

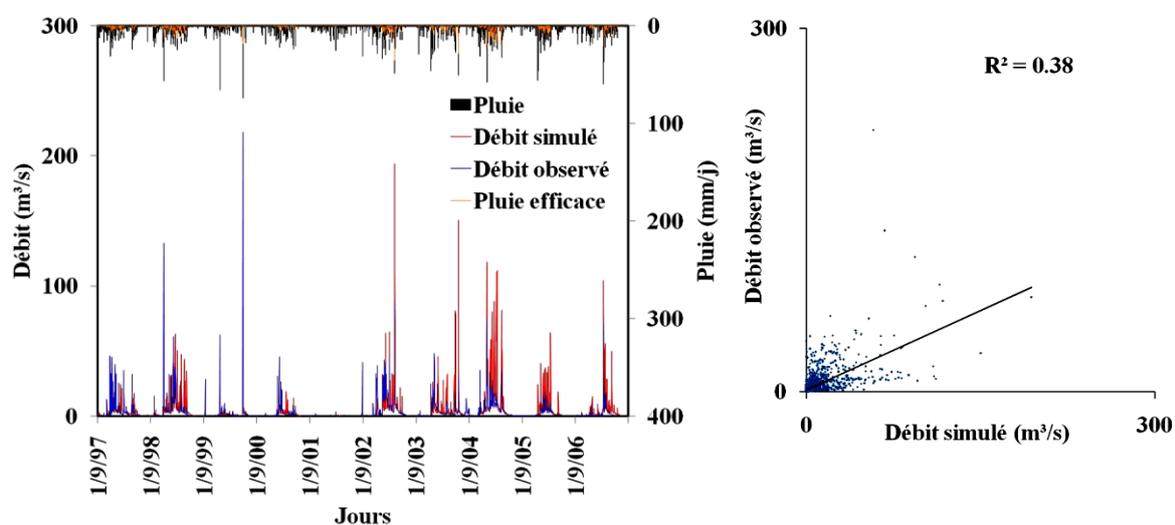


Figure VI.91. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 1997/98-2006/07.

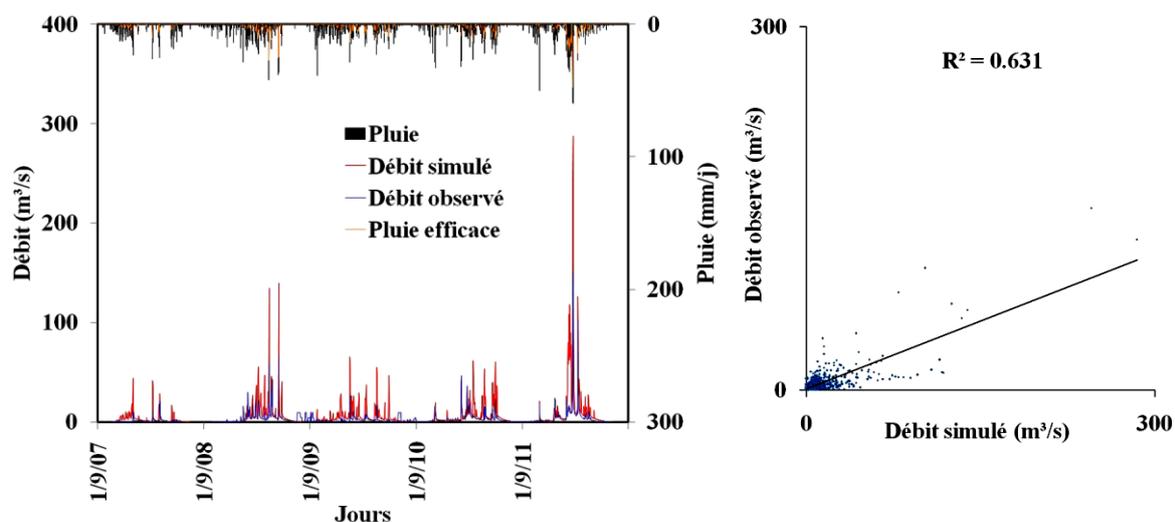


Figure VI.92. Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 2007/08-2011/12.

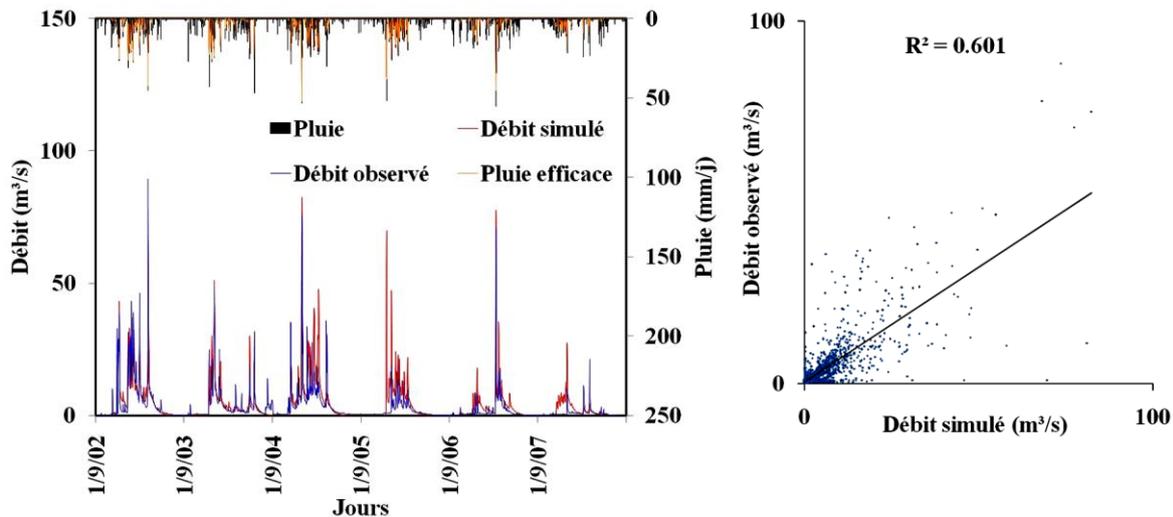


Figure VI.93. Visualisation du calage du modèle GARDENIA (journalier) 2002/03-2007/08.

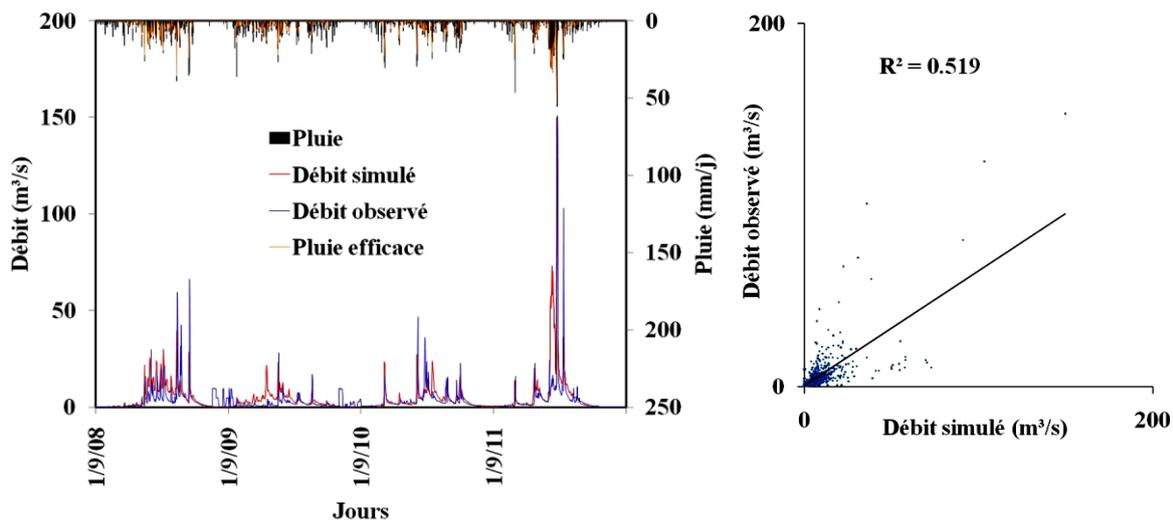


Figure VI.94. Résultats de validation du modèle GARDENIA (journalier) 2008/09-2011/12.

VI.3.2.3. Application du Modèle HBV Light sur les données du bassin d'oued Mellah

Dans le cas particulier du modèle HBV Light, la détermination des valeurs des 15 paramètres du code de calcul s'effectue arbitrairement à l'aide d'une procédure d'optimisation non linéaire minimisant un critère d'écart entre débits observés et calculés. Le processus permet à la fois : de déterminer la longueur du pas de recherche, de déterminer la période de mise en route et de tenir compte des contraintes imposées aux valeurs des paramètres.

- Température de seuil TT (°C) (-inf - inf),
- Facteur de degrés- Δt CFMAX [0 - inf),
- Facteur de correction de chutes de neige SFCF [0 - inf),
- Coefficient de regel CFR [0 - inf),
- Capacité de rétention d'eau CWH [0 - inf),
- Humidité maximale de stockage du sol FC (mm) (0 - inf),
- Valeur de l'humidité du sol au-dessus duquel AET atteint PET LP [0 - 1],

- Paramètre de la contribution relative aux eaux de ruissellement de la pluie ou de la fonte des neiges BETA (0 - inf),
- Paramètre de seuil PERC (mm/d) [0 - inf),
- Paramètre de seuil UZL (mm) [0 - inf),
- Coefficient 0 de stockage K0 (d⁻¹) [0 - 1),
- Coefficient 1 de stockage K1 (d⁻¹) [0 - 1),
- Coefficient 2 de stockage K2 (d⁻¹) [0 - 1),
- Longueur de pondération triangulaire de fonction MAXBAS (Δt) [1 - 100],
- Facteur potentiel de correction de l'évaporation Cet (°C⁻¹) [0 - 1],

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

VI.3.2.3.1. Période totale

Les résultats de calage et de validation obtenus sur toute la série de données (1972/1973 - 2011/2012) avec les trois sous périodes par le modèle HBV Light sont représentés par le tableau VI.14 et les figures VI.95, VI.96, VI.97, VI.98, VI.99, VI.100.

Le calage a fait apparaître des résultats non satisfaisants avec des coefficients de détermination de 51.90, 61.4 et 61.8 % ($R^2 < 70\%$) et un critère de Nash inférieur à 70 %. Les résultats de la validation sont aussi loin d'être significatifs, car le coefficient de détermination est resté inférieur à 70 % et le critère de Nash est de 57.24 % pour la période (1972/1973 - 1980/1981) et négatif pour les deux cas (1997/1998 - 2011/2012) et (2002/2003 - 2011/2012).

Tableau VI.14. Valeurs des paramètres après calibration et validation sur toute la série.

HBV Light (journalier)	Calage		Validation	
	1981/1982 - 2011/2012		1972/1973 - 1980/1981	
Température de seuil TT (°C)	2.00		2.00	
Facteur de degrés- Δt CFMAX (mm/d °C)	1.00		1.00	
Facteur de correction de chutes de neige SFCF	0.50		0.50	
Coefficient de regel CFR	0.001		0.001	
Capacité de rétention d'eau CWH	0.10		0.10	
Humidité maximale de stockage du sol FC (mm)	80 000		80 000	
Valeur de l'humidité du sol au-dessus LP	0.567		0.567	
Paramètre de la contribution relative aux eaux BETA	1.95		1.95	
Paramètre de seuil PERC (mm/d)	0.65		0.65	
Paramètre de seuil UZL (mm)	9.9		9.9	
Coefficient 0 de stockage K0 (d ⁻¹)	0.99		0.99	
Coefficient 1 de stockage K1 (d ⁻¹)	0.088		0.088	
Coefficient 2 de stockage K2 (d ⁻¹)	0.022		0.022	
Longueur de pondération triangulaire MAXBAS (Δt)	2.60		2.60	
Facteur de correction de l'évaporation Cet (°C ⁻¹)	10 ⁻⁵		10 ⁻⁵	
Coefficient de corrélation R	72.04		81.30	
Coefficient de détermination R ²	51.90		66.10	
Efficacité du modèle	48.66		57.24	
Efficacité du modèle (log(Q))	2.20		-13.99	

Période	1972/1973 -1996/1997	1997/1998 - 2011/2012
Température de seuil TT (°C)	2.13	2.13
Facteur de degrés- Δt CFMAX (mm/d °C)	2.20	2.20
Facteur de correction de chutes de neige SFCF	1.90	1.90
Coefficient de regel CFR	0.10	0.10
Capacité de rétention d'eau CWH	0.10	0.10
Humidité maximale de stockage du sol FC (mm)	59 000	59 000
Valeur de l'humidité du sol au-dessus LP	0.628	0.628
Paramètre de la contribution relative aux eaux BETA	2.00	2.00
Paramètre de seuil PERC (mm/d)	0.75	0.75
Paramètre de seuil UZL (mm)	18.9	18.9
Coefficient 0 de stockage K0 (d ⁻¹)	0.998	0.998
Coefficient 1 de stockage K1 (d ⁻¹)	0.015	0.015
Coefficient 2 de stockage K2 (d ⁻¹)	0.023	0.023
Longueur de pondération triangulaire MAXBAS (Δt)	2.22	2.22
Facteur de correction de l'évaporation Cet (°C ⁻¹)	0.13	0.13
Coefficient de corrélation R	78.61	67.60
Coefficient de détermination R ²	61.80	45.70
Efficacité du modèle	56.80	-49.13
Efficacité du modèle (log(Q))	-25.89	-67.45
Période	1972/1973-2001/2002	2002/2003 - 2011/2012
Température de seuil TT (°C)	2.19	2.19
Facteur de degrés- Δt CFMAX (mm/d °C)	2.70	2.70
Facteur de correction de chutes de neige SFCF	1.70	1.70
Coefficient de regel CFR	0.10	0.10
Capacité de rétention d'eau CWH	0.001	0.001
Humidité maximale de stockage du sol FC (mm)	60 000	60 000
Valeur de l'humidité du sol au-dessus LP	0.644	0.644
Paramètre de la contribution relative aux eaux BETA	2.00	2.00
Paramètre de seuil PERC (mm/d)	0.80	0.80
Paramètre de seuil UZL (mm)	19.80	19.80
Coefficient 0 de stockage K0 (d ⁻¹)	0.998	0.998
Coefficient 1 de stockage K1 (d ⁻¹)	0.014	0.014
Coefficient 2 de stockage K2 (d ⁻¹)	0.02	0.02
Longueur de pondération triangulaire MAXBAS (Δt)	2.27	2.27
Facteur de correction de l'évaporation Cet (°C ⁻¹)	0.12	0.12
Coefficient de corrélation R	78.36	69.21
Coefficient de détermination R ²	61.40	47.90
Efficacité du modèle	56.40	-146.19
Efficacité du modèle (log(Q))	-44.67	-78.53

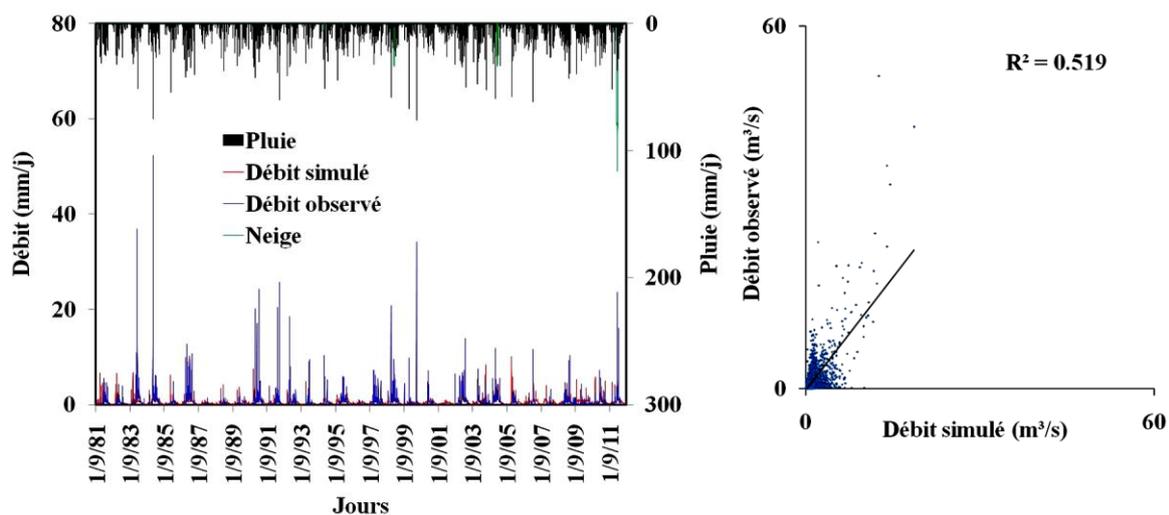


Figure VI.95. Visualisation du calage du modèle HBV Light 1981/82-2011/12.

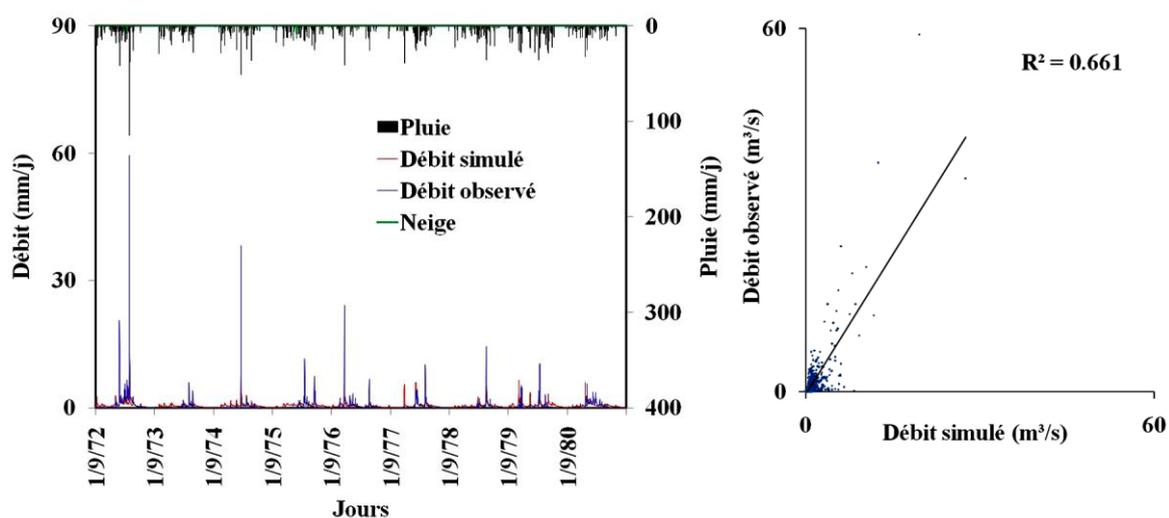


Figure VI.96. Résultats de validation du modèle HBV Light 1972/73-1980/81.

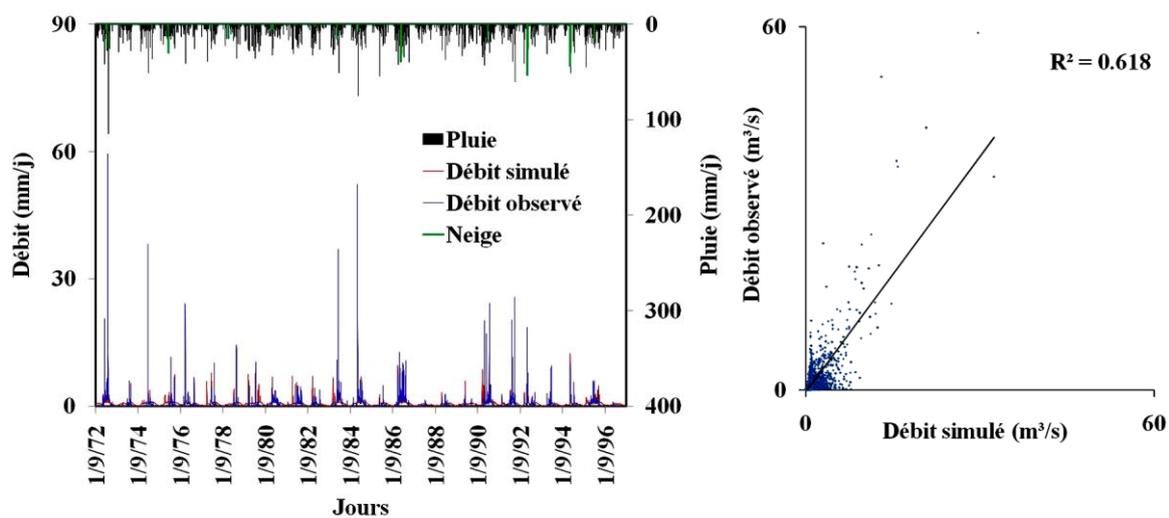


Figure VI.97. Visualisation du calage du modèle HBV Light 1972/73-1996/97.

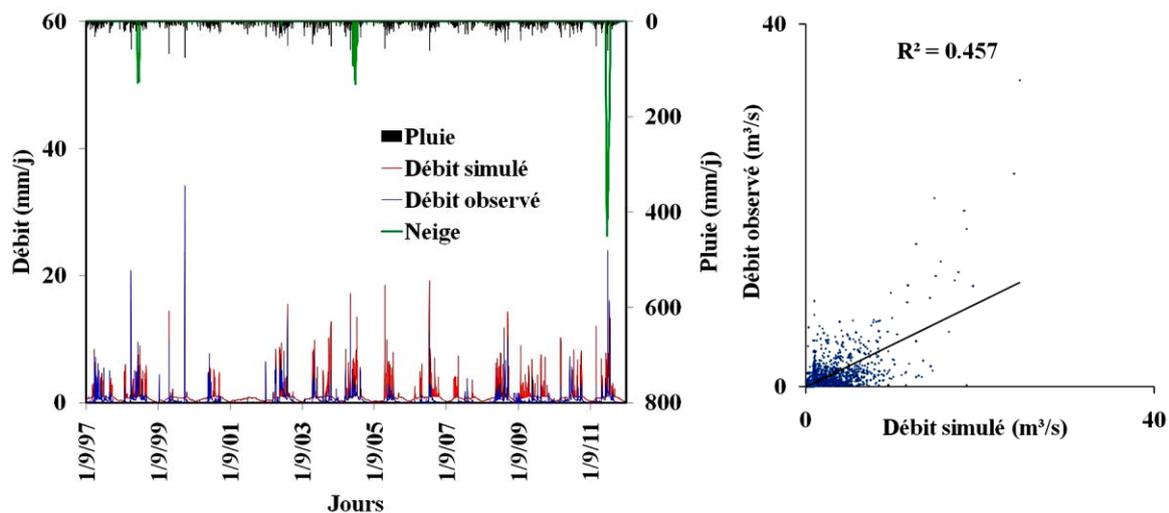


Figure VI.98. Résultats de validation du modèle HBV Light 1997/98-2011/12.

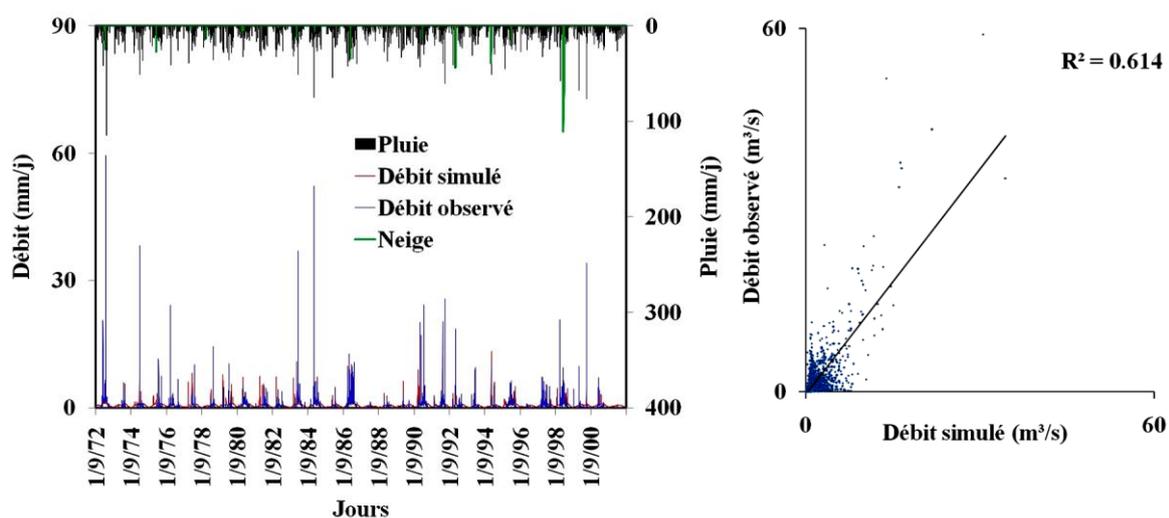


Figure VI.99. Visualisation du calage du modèle HBV Light 1972/73 - 2001/2002.

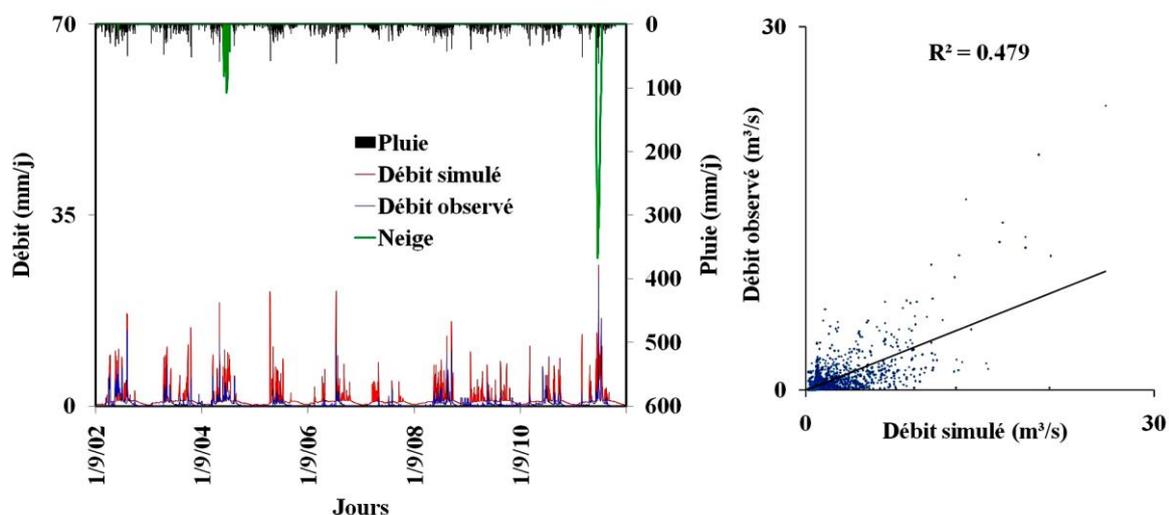


Figure VI.100. Résultats de validation du modèle HBV Light 2002/2003 - 2011/2012.

VI.3.2.3.2. Période avant et après rupture

Le calage du modèle a été réalisé après le passage par un certain nombre de simulations. Nous avons procédé au calage de quinze paramètres du modèle en appliquant des changements sur ces derniers tout en restant à l'intérieur des limites de l'espace des intervalles requis pour ce modèle et jusqu'à l'obtention d'un critère de Nash optimum et un coefficient de détermination entre les débits simulés et les débits observés plus acceptable.

Les résultats des simulations du modèle HBV Light pour les sous périodes avant et après rupture sont consignés dans le tableau VI.15 et les figures VI.1001, VI.1002, VI.1003, VI.1004, VI.1005, VI.1006, VI.1007, VI.1008, VI.1009, VI.1010, ils indiquent que les valeurs de Nash et le coefficient de détermination sont meilleurs durant la période (1972/1973 - 1977/1978) avec respectivement des valeurs de 72.94 % et 75.71 %.

L'évaluation de la phase de calage reste moyenne pour les autres périodes. Toutefois, en phase de validation les critères diminuent enregistrant des valeurs comprises entre 36 et 65 %. Il est à noter que la période (1972/1973 - 1977/1978) marque une validation qui reste toujours meilleure par rapport aux autres périodes.

Tableau VI.15. Valeurs des paramètres après calibration et validation des 5 périodes.

		HBV Light	Calage	Validation
Rupture 1996/1997 Après rupture 1996/1997 (1997/1998 - 2011/2012)	Période		1997/1998 - 2006/2007	2007/2008 - 2011/2012
	Température de seuil TT (°C)		1.90	1.90
	Facteur de degrés-Δt CFMAX (mm/d °C)		0.00	0.00
	Facteur de correction de chutes de neige SFCF		0.00	0.00
	Coefficient de regel CFR		0.00	0.00
	Capacité de rétention d'eau CWH		0.00	0.00
	Humidité maximale de stockage du sol FC (mm)		22 600	22 600
	Valeur de l'humidité du sol au-dessus LP		0.782	0.782
	Paramètre de la contribution relative aux eaux BETA		2.335	2.335
	Paramètre de seuil PERC (mm/d)		1.242	1.242
	Paramètre de seuil UZL (mm)		35.00	35.00
	Coefficient 0 de stockage K0 (d ⁻¹)		0.966	0.966
	Coefficient 1 de stockage K1 (d ⁻¹)		0.05	0.05
	Coefficient 2 de stockage K2 (d ⁻¹)		10 ⁻⁷	10 ⁻⁷
	Longueur de pondération triangulaire MAXBAS (Δt)		1.99	1.99
	Facteur de correction de l'évaporation Cet (°C ⁻¹)		0.00	0.00
	Coefficient de corrélation R		78.61	70.71
	Coefficient de détermination R ²		61.80	50.00
	Efficacité du modèle		60.42	36.07
	Efficacité du modèle (log(Q))		44.28	8.01

	Période	1981/1982 - 1990/1991	1991/1992 - 1996/1997
Après 1980/1981 / Avant 1996/1997 (1981/1982 - 1996/1997)	Température de seuil TT (°C)	0.00	0.00
	Facteur de degrés- Δt CFMAX (mm/d °C)	0.20	0.20
	Facteur de correction de chutes de neige SFCF	3.60	3.60
	Coefficient de regel CFR	0.00	0.00
	Capacité de rétention d'eau CWH	0.10	0.10
	Humidité maximale de stockage du sol FC (mm)	298 000	298 000
	Valeur de l'humidité du sol au-dessus LP	0.8032	0.8032
	Paramètre de la contribution relative aux eaux BETA	1.967	1.967
	Paramètre de seuil PERC (mm/d)	1.01	1.01
	Paramètre de seuil UZL (mm)	91.70	91.70
	Coefficient 0 de stockage K0 (d ⁻¹)	0.89	0.89
	Coefficient 1 de stockage K1 (d ⁻¹)	0.0091	0.0091
	Coefficient 2 de stockage K2 (d ⁻¹)	10 ⁻⁸	10 ⁻⁸
	Longueur de pondération triangulaire MAXBAS (Δt)	2.54	2.54
	Facteur de correction de l'évaporation Cet (°C ⁻¹)	0.00	0.00
	Coefficient de corrélation R	83.25	76.68
	Coefficient de détermination R ²	69.31	58.80
	Efficacité du modèle	69.06	47.64
Efficacité du modèle (log(Q))	54.73	59.20	
	Période	1972/1973 - 1977/1978	1978/1979 - 1980/1981
Rupture 1980/1981 Avant rupture 1980/1981 (1972/1973 - 1980/1981)	Température de seuil TT (°C)	0.00	0.00
	Facteur de degrés- Δt CFMAX (mm/d °C)	0.21	0.21
	Facteur de correction de chutes de neige SFCF	2.33	2.33
	Coefficient de regel CFR	0.10	0.10
	Capacité de rétention d'eau CWH	0.01	0.01
	Humidité maximale de stockage du sol FC (mm)	14 000	14 000
	Valeur de l'humidité du sol au-dessus LP	0.777	0.777
	Paramètre de la contribution relative aux eaux BETA	2.10	2.10
	Paramètre de seuil PERC (mm/d)	0.99	0.99
	Paramètre de seuil UZL (mm)	39.00	39.00
	Coefficient 0 de stockage K0 (d ⁻¹)	0.999	0.999
	Coefficient 1 de stockage K1 (d ⁻¹)	0.024	0.024
	Coefficient 2 de stockage K2 (d ⁻¹)	2 10 ⁻⁵	2 10 ⁻⁵
	Longueur de pondération triangulaire MAXBAS (Δt)	1.70	1.70
	Facteur de correction de l'évaporation Cet (°C ⁻¹)	0.10	0.10
	Coefficient de corrélation R	87.01	81.18
	Coefficient de détermination R ²	75.71	65.90
	Efficacité du modèle	72.94	58.87
Efficacité du modèle (log(Q))	53.00	4569	

		Période	1981/1982 - 1994/1995	1995/1996 - 2001/2002
Avant 2001/2002 / Après 1980/1981 (1981/1982 - 2001/2002)		Température de seuil TT (°C)	0.00	0.00
		Facteur de degrés-Δt CFMAX (mm/d °C)	0.00	0.00
		Facteur de correction de chutes de neige SFCF	0.00	0.00
		Coefficient de regel CFR	0.00	0.00
		Capacité de rétention d'eau CWH	0.00	0.00
		Humidité maximale de stockage du sol FC (mm)	700 000	700 000
		Valeur de l'humidité du sol au-dessus LP	0.781	0.781
		Paramètre de la contribution relative aux eaux BETA	2.08	2.08
		Paramètre de seuil PERC (mm/d)	0.95	0.95
		Paramètre de seuil UZL (mm)	85.6	85.6
		Coefficient 0 de stockage K0 (d ⁻¹)	0.9	0.9
		Coefficient 1 de stockage K1 (d ⁻¹)	0.009	0.009
		Coefficient 2 de stockage K2 (d ⁻¹)	10 ⁻⁵	10 ⁻⁵
		Longueur de pondération triangulaire MAXBAS (Δt)	2.58	2.58
		Facteur de correction de l'évaporation Cet (°C ⁻¹)	0.10	0.10
		Coefficient de corrélation R	82.64	69.57
		Coefficient de détermination R ²	68.29	48.40
	Efficacité du modèle	67.90	24.81	
	Efficacité du modèle (log(Q))	55.52	25.49	
Rupture 2001/2002 Après rupture 2001/2002 (2002/2003 - 2011/2012)		Période	2002/2003 - 2007/2008	2008/2009 - 2011/2012
		Température de seuil TT (°C)	2.00	2.00
		Facteur de degrés-Δt CFMAX (mm/d °C)	0.00	0.00
		Facteur de correction de chutes de neige SFCF	0.00	0.00
		Coefficient de regel CFR	0.00	0.00
		Capacité de rétention d'eau CWH	0.00	0.00
		Humidité maximale de stockage du sol FC (mm)	7 300	7 300
		Valeur de l'humidité du sol au-dessus LP	0.74	0.74
		Paramètre de la contribution relative aux eaux BETA	2.26	2.26
		Paramètre de seuil PERC (mm/d)	1.24	1.24
		Paramètre de seuil UZL (mm)	32.7	32.7
		Coefficient 0 de stockage K0 (d ⁻¹)	0.88	0.88
		Coefficient 1 de stockage K1 (d ⁻¹)	0.059	0.059
		Coefficient 2 de stockage K2 (d ⁻¹)	10 ⁻⁵	10 ⁻⁵
		Longueur de pondération triangulaire MAXBAS (Δt)	1.68	1.68
		Facteur de correction de l'évaporation Cet (°C ⁻¹)	0.00	0.00
		Coefficient de corrélation R	80.25	72.04
	Coefficient de détermination R ²	64.40	51.90	
	Efficacité du modèle	64.14	51.74	
	Efficacité du modèle (log(Q))	50.86	23.06	

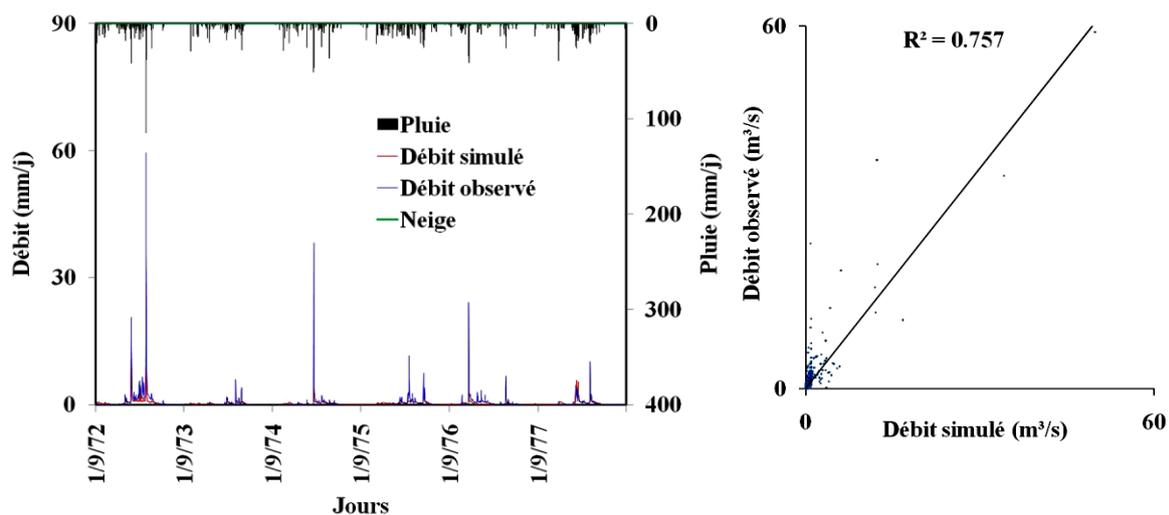


Figure VI.101. Visualisation du calage du modèle HBV Light 1972/73 - 1977/1978.

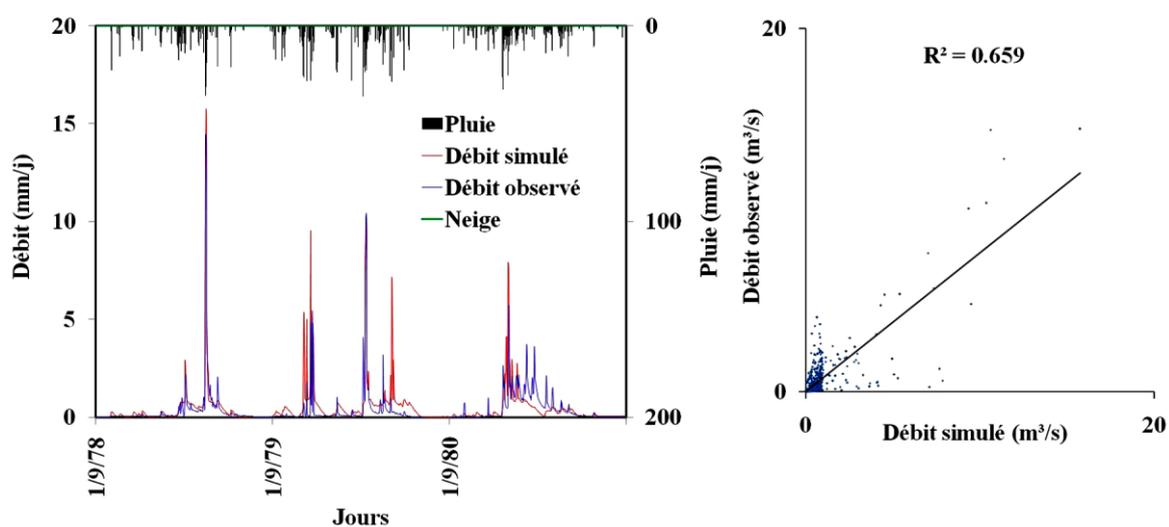


Figure VI.102. Résultats de validation du modèle HBV Light 1978/1979 - 1980/1981.

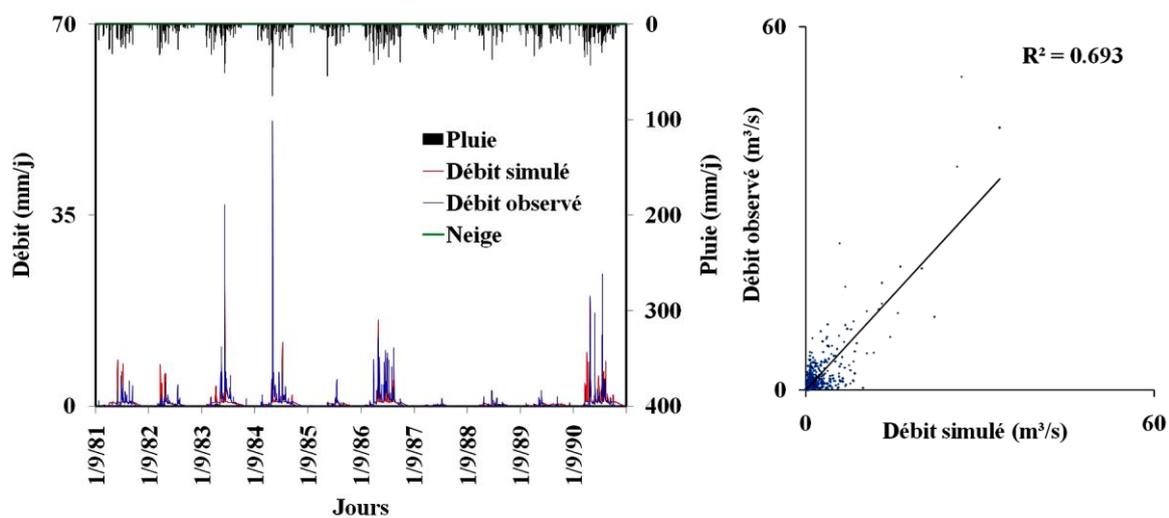


Figure VI.103. Visualisation du calage du modèle HBV Light 1981/1982 - 1990/1991.

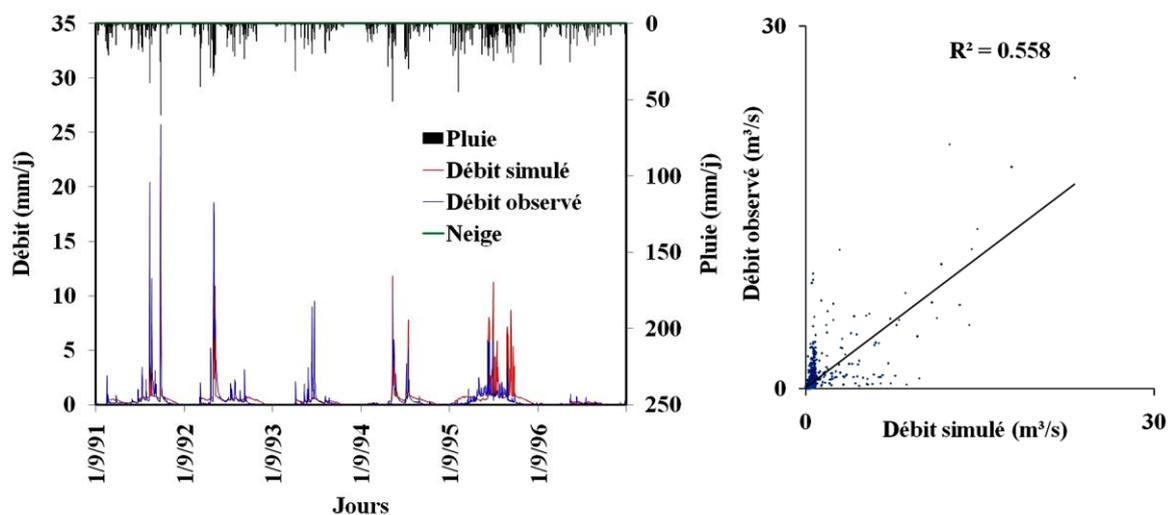


Figure VI.104. Résultats de validation du modèle HBV Light 1991/1992 - 1996/1997.

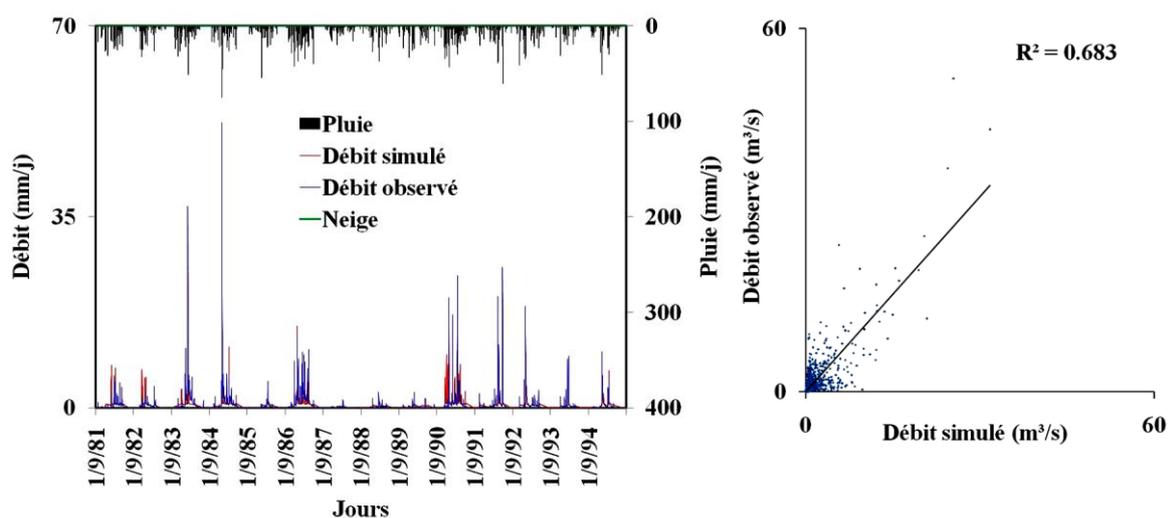


Figure VI.105. Visualisation du calage du modèle HBV Light 1981/1982 - 1994/1995.

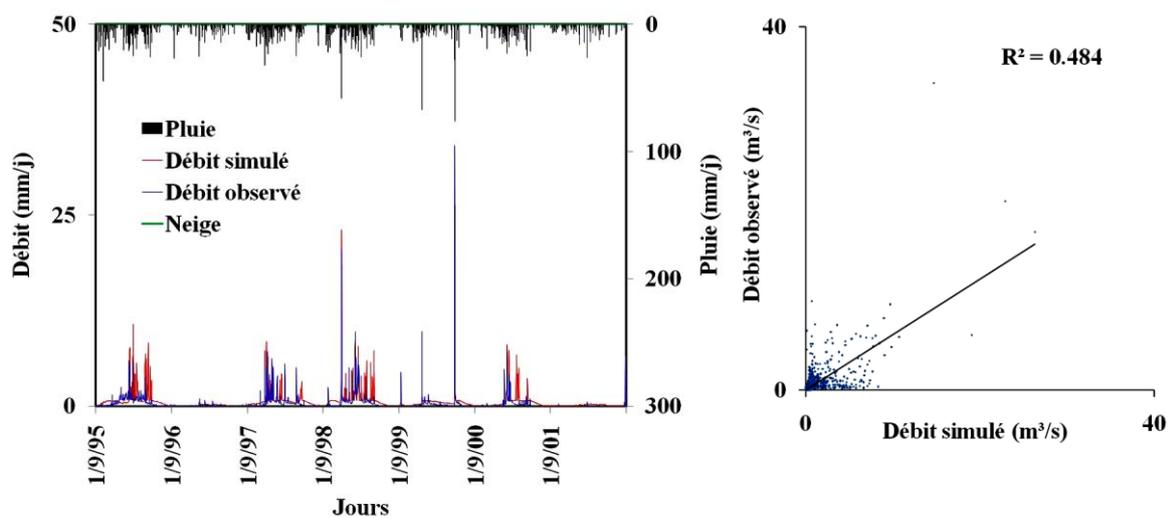


Figure VI.106. Résultats de validation du modèle HBV Light 1995/1996 - 2001/2002.

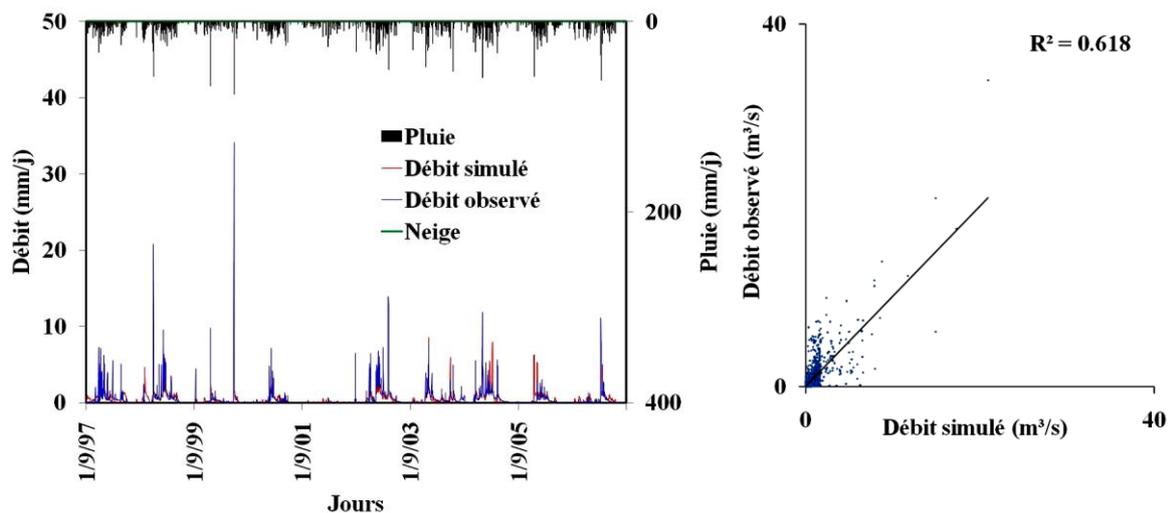


Figure VI.107. Visualisation du calage du modèle HBV Light 1997/1998 - 2006/2007.

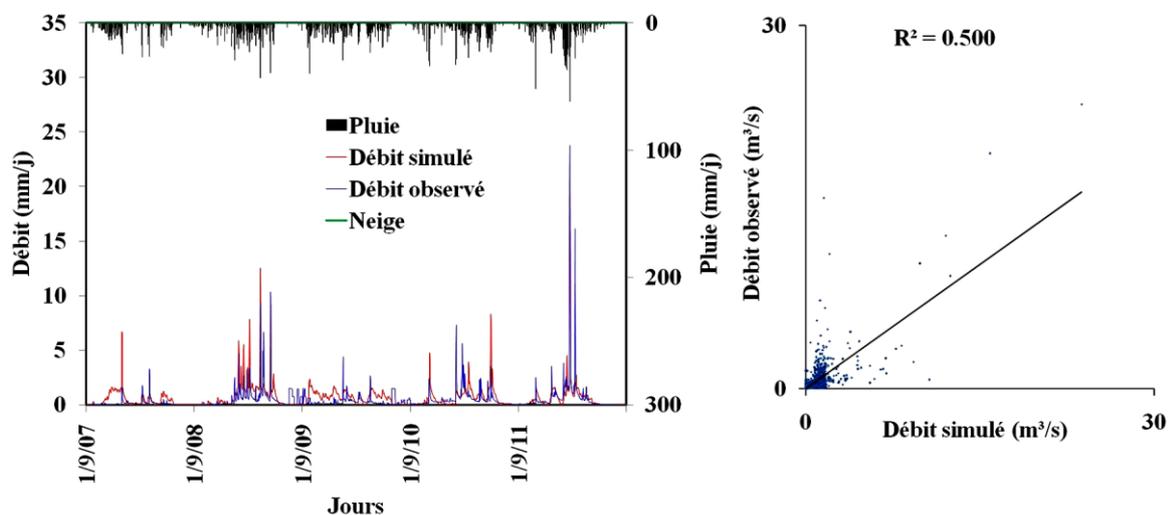


Figure VI.108. Résultats de validation du modèle HBV Light 2007/2008 - 2011/2012.

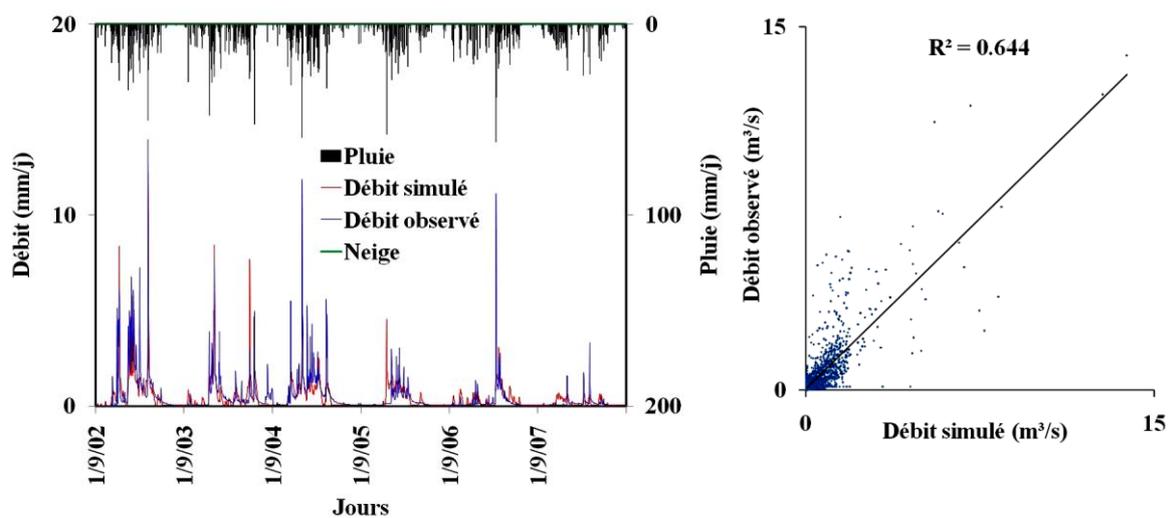


Figure VI.109. Visualisation du calage du modèle HBV Light 2002/2003 - 2007/2008.

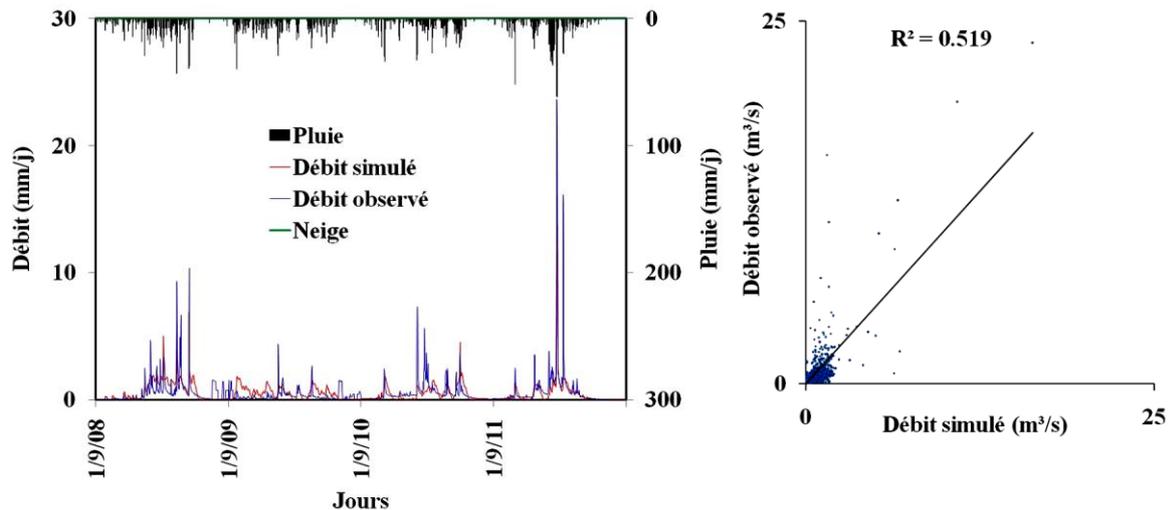


Figure VI.110. Résultats de validation du modèle HBV Light 2008/2009 - 2011/2012.

VI.4. Conclusion

Avec l'objectif d'utiliser trois modèles pour simuler les écoulements pour des périodes climatiques différentes, l'analyse de sensibilité s'est avérée essentielle. Axée sur les variations de la valeur des paramètres et des données d'entrée, elle souligne l'importance des précipitations dans la modélisation hydrologique. De ces tests nous retiendrons que les modèles sont particulièrement sensibles aux précipitations en comparaison avec les données d'évapotranspiration potentielle. Cette analyse pose également le problème de la modification de l'état de la surface drainée qui participe à la détermination de la réserve en eau du sol et qui est maintenue plus ou moins constante avec l'utilisation des modèles globaux. Afin d'assurer une comparaison entre les modèles employés pour l'étude d'impact de la variabilité climatique, nous avons retenu les ruptures observées sur nos séries pluviométriques et hydrologiques pour caler et valider nos modèles. Les résultats susmentionnés dans ce chapitre ont permis l'établissement des figures VI.111, 112 et 113, pour nous aider à comparer aisément les critères de performance des modèles GR, Gardenia et HBV Light en phase de calage et de validation pour les différentes périodes et les différentes échelles de temps (annuelle, mensuelle et journalière) et les différentes méthodes employées pour le calcul de l'évapotranspiration.

L'examen de ces figures met en évidence les points suivants:

- L'emploi des méthodes de Thorntwaite, de Turc ou d'Oudin pour le calcul de l'évapotranspiration donne des résultats presque similaires concernant la performance des modèles utilisés.
- La simulation des modèles au pas de temps mensuel offre de meilleurs résultats par rapport à ceux annuel et journalier.
- La modélisation des périodes avant et après rupture donne des résultats plus ou moins acceptables par rapport à la modélisation de la période globale (totale) particulièrement au cours de la phase de validation.
- Pour l'ensemble des pas de temps journalier, mensuel et annuel, le modèle GARDENIA a donné de meilleurs résultats que GR et HBV Light pour le critère de Nash. Par contre le modèle GR a donné de meilleurs résultats que GARDENIA et HBV Light vis-à-vis du coefficient de détermination R^2 .

- D'une manière générale, les résultats entre la phase de calage et la phase de validation ne sont pas très satisfaisants, compte tenu des faibles valeurs de Nash et R^2 , qui en général ne dépassaient pas 70 % pour la validation.

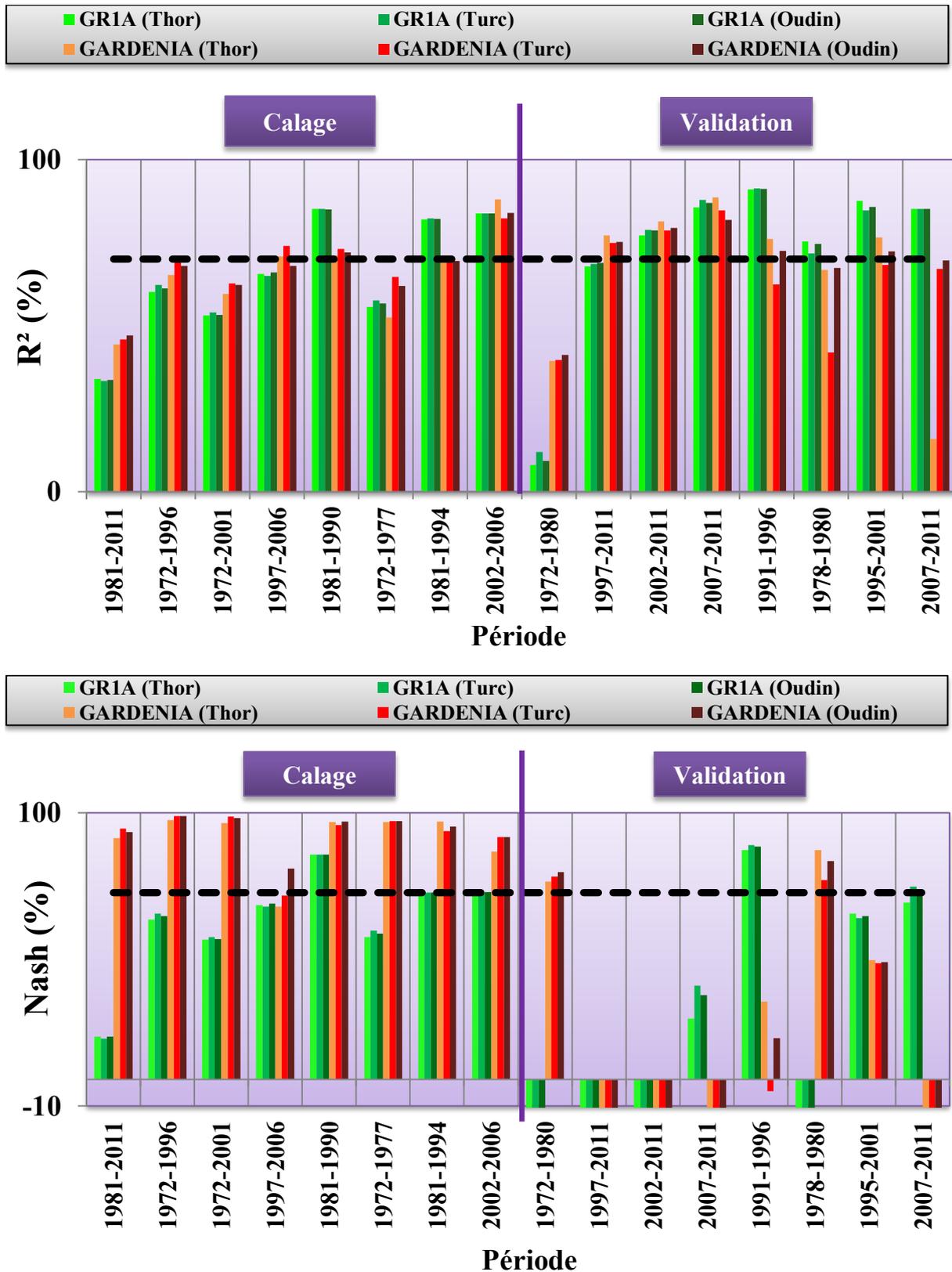


Figure VI.111. Comparaison des modèles au pas du temps annuel en fonction de l'évolution du critère de Nash et du coefficient détermination R^2 .

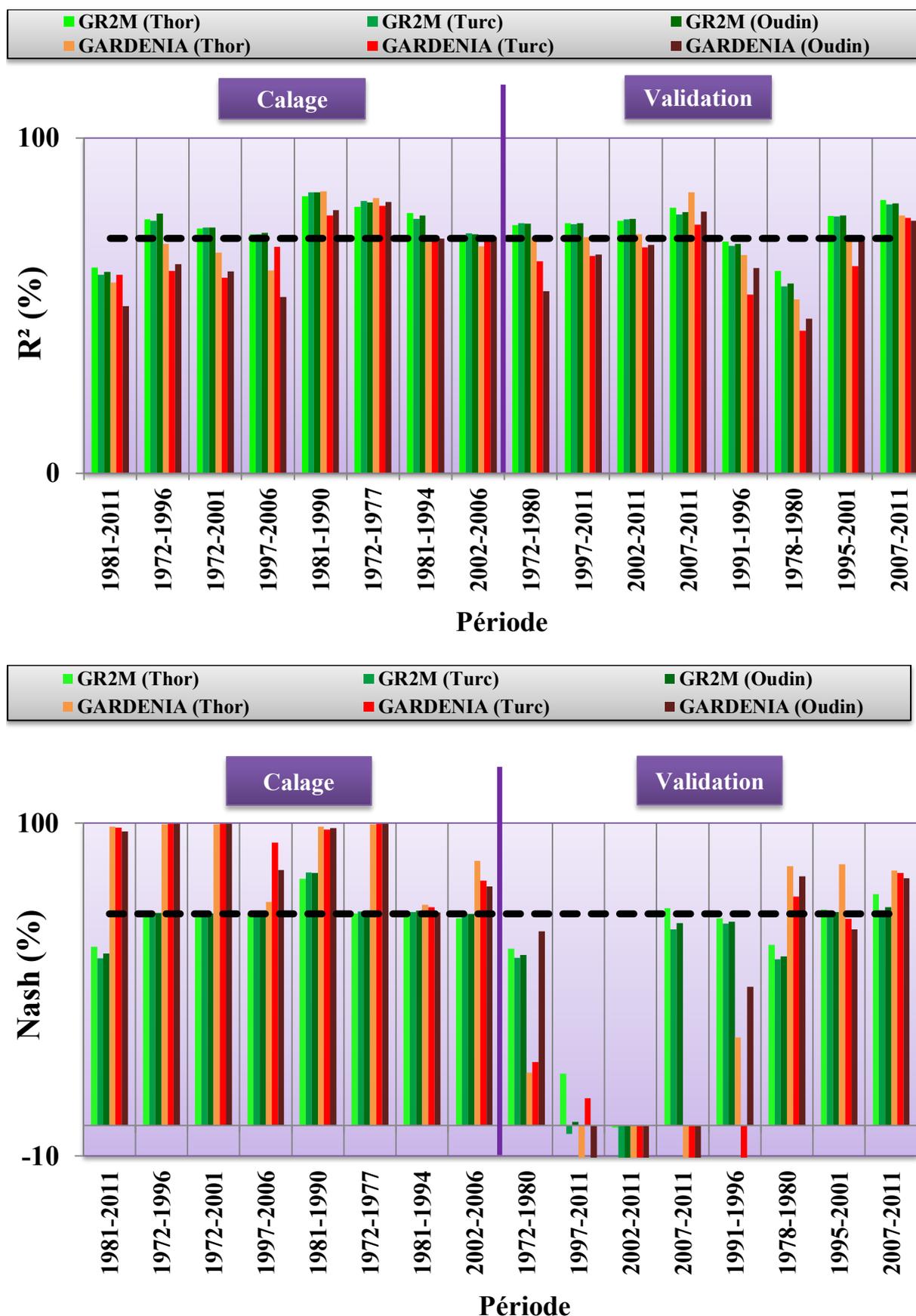


Figure VI.112. Comparaison des modèles au pas du temps mensuel en fonction de l'évolution du critère de Nash et du coefficient détermination R^2 .

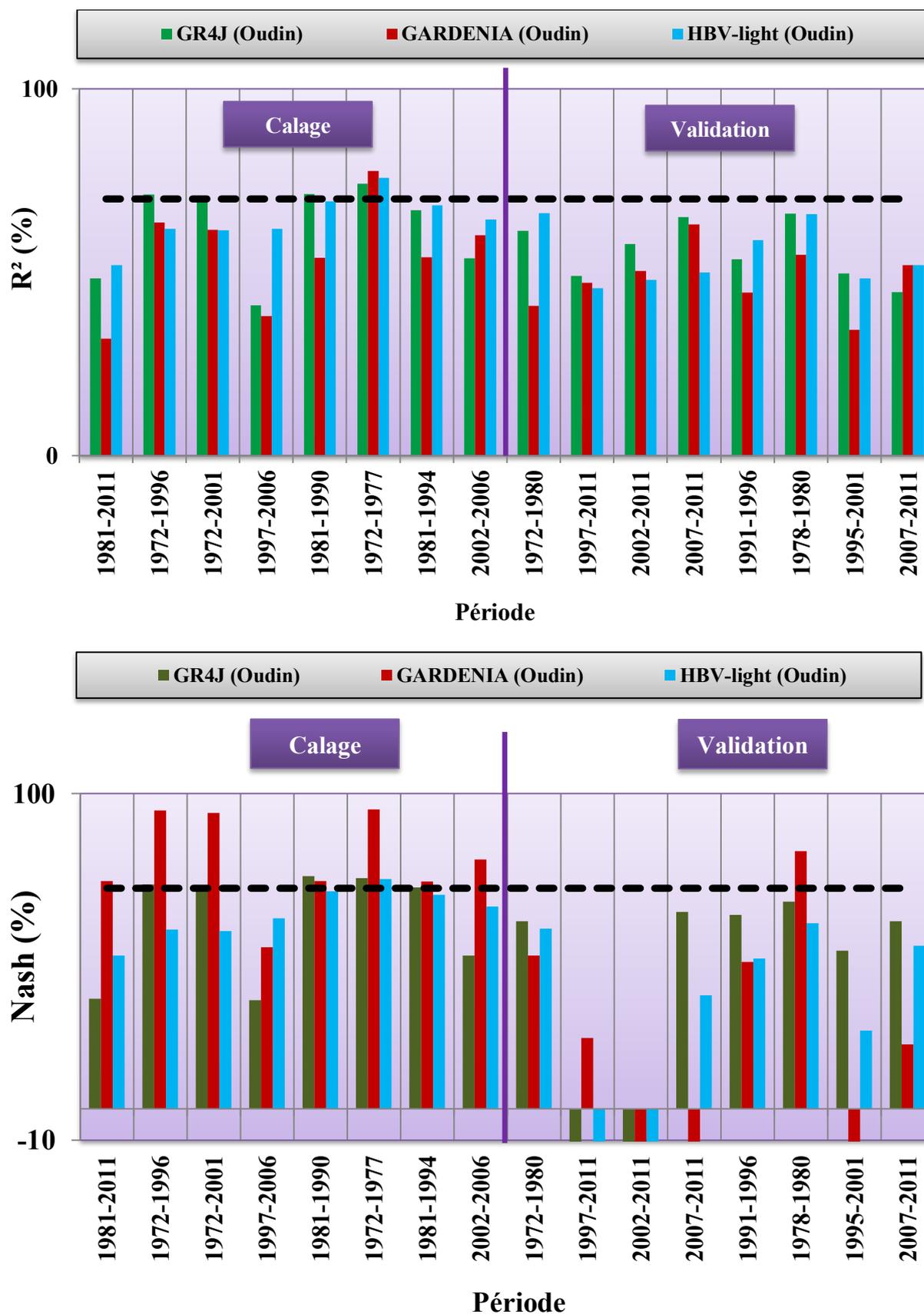


Figure VI.113. Comparaison des modèles au pas du temps journalier en fonction de l'évolution du critère de Nash et du coefficient détermination R².

Conclusion générale

L'objectif premier de cette thèse est d'apporter des éléments précis quant aux manifestations de la variabilité climatique et son lien avec les ressources en eau. Le second objectif est d'utiliser les modèles hydrologiques pour l'amélioration des connaissances à propos de cette variabilité climatique.

Dans cette perspective, l'étude des effets de la variabilité climatique sur les ressources en eau exige la mise en place d'outils qui soient capable de présenter convenablement les écoulements. La modélisation hydrologique nous a aidés à répondre à certaines questions que pose la dynamique des eaux, indispensable pour de nombreuses applications de gestion de la ressource en eau. Nous avons essayé d'utiliser plusieurs approches statistiques d'analyse des données, en conceptualisant puis traduisant mathématiquement les processus attenants à la relation pluie-débit. Ce travail, s'est avéré délicat compte tenu de toutes les difficultés existant au niveau de l'oued Mellah situé au Nord Est algérien, pour alimenter les modèles en données et les caler (souvent manuellement).

La sécheresse étant l'une des conséquences directes de ces changements climatiques, est considérée comme une réalité évidente dans les régions méditerranéennes. Dans cette optique, nous avons essayé de mettre en évidence à travers cette thèse l'existence de ce phénomène à l'échelle temporelle, et à évaluer son impact sur les écoulements, ainsi que la caractérisation hydrologique du sous bassin d'Oued Mellah.

Pour aboutir à l'évaluation de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau, cette étude s'est appuyée sur un grand nombre de données météorologique (pluie et température), hydrologique (les lames d'eau écoulées) et caractéristiques de l'état de la surface de la zone d'étude).

Un premier niveau d'analyse des résultats a été présenté au chapitre 3. Il montre que le bassin versant d'Oued Mellah s'étendant sur une superficie de 552.38 km² appartient à une région montagneuse formée d'une chaîne imposante, se caractérise par un relief fort, très hétérogène et accidenté contrasté à pentes fortement inclinées. Le type de formations géologiques qui affleurent dans le bassin versant a une influence sur la répartition des écoulements superficiels et le type des dépôts alluvionnaires.

Les caractéristiques lithologiques du bassin font ressortir des niveaux géologiques distincts s'étendant du Trias au Quaternaire (Trias, Crétacé supérieur (Coniacien-Maestrichtien), Eocène inférieur et moyen (Ypresien et Lutétien inférieur), Oligocène, Miocène inférieur, Mio-Pliocène, Quaternaire (Holocène)). Ce bassin est dominé par de grands ensembles lithologiques, constitués de calcaires hyprésiens et de marnes et marno-calcaires. Au contact des calcaires et des assises marneuses, une réserve aquifère s'est constituée, comportant un niveau d'émergence à leur base. Ces bancs calcaires sont suffisamment importants et perméables pour assurer une régularisation des niveaux aquifères en dépit de leur forte fissuration. Le secteur amont du Mellah peut être considéré comme un château d'eau de la région.

Nous y distinguons diverses formations à potentiels aquifères différents tels que les aquifères continus ou discontinus possédant des ressources locales très limitées présents dans la plus grande partie du bassin avec une dominance de 51.64 % situés au Sud Ouest et les formations non aquifères couvrant 30.91 % de la surface concentrés dans la partie Nord Est du bassin versant.

La couverture végétale conditionne et influence la rapidité du ruissellement superficiel, le taux d'évaporation et la capacité de rétention du bassin versant qui est occupé par les forêts

(10.93 %) principalement au niveau des massifs montagneux à l'Est et au Nord Est du bassin, les maquis couvrent 17.56 % de la superficie globale, les reboisements de moindre importance en étendue s'installent sur des terrains complètement dénudés ou des forêts incendiées et se situent au nord du bassin. Les terrains de parcours sont matérialisés par des surfaces occupées par une végétation basse et dégradée, par contre, les terrains de cultures comportant les terrains à vocation agricole cultivés ou laissés en jachère occupent 56.48 % de la surface du bassin versant.

Le bassin versant assez allongé et très étirée à tendance amiboïde, orientée SSW–NNE, implique une réponse lente (T_c environ 8 heures). Le relief culmine à une altitude de 1320 m au sommet de Ras El Allia, tandis que l'altitude à l'exutoire est de 85 m. La longueur totale du thalweg principal d'oued Mellah est de 53 km, où nous pouvons distinguer une rupture de pente très nette et importante allant de 0.55% à 10.24%, indiquant vraisemblablement la présence de failles et/ou des changements de facies géologiques passant de formations durs à d'autres moins durs ou tendres. La présence de falaises, peut impliquer des écoulements torrentiels.

En Plus des facteurs morphologiques, géologiques et géographiques, les conditions climatiques d'un bassin versant jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau. Le bassin de Mellah soumis à un climat semi-aride avec un Été et un Automne caractérisés par une période courte chaude et sèche, l'Hiver et le Printemps sont définis par une période dominante froide et humide. Les précipitations sont étroitement liées aux conditions atmosphériques, à l'éloignement par rapport à la mer et au relief. La température se comporte d'une manière plus ou moins régulière avec une légère variation d'une période à une autre. Cette posture est parfaitement applicable à l'évapotranspiration. L'irrégularité du régime pluvial a eu pour conséquence une instabilité au niveau de l'écoulement

L'analyse statistique de la variabilité des séries pluviométriques et hydrologiques a mis l'accent sur la présence de ruptures (1980/1981 - 1996/1997 -2001/2002), témoin d'une modification du régime pluviométrique et par conséquent hydrologique. L'application des indices SPI, SSFI, STI et RDI a permis l'appréciation de la variabilité climatique en mettant en évidence une alternance de phases humides et sèches et des fréquences d'écoulement déficitaires et excédentaires. En général, le bassin a connu globalement des périodes d'humidité et de sécheresse liée à une modification de la circulation atmosphérique avec une tendance à l'humidité durant la période (2002/2003 - 2011/2012).

L'utilisation des modèles hydrologiques (GR, GARDENIA et HBV Light) a permis d'approfondir le diagnostic quant à la variabilité climatique et son impact sur la ressource en eau. Leur évaluation offre un panel assez complet de leurs caractéristiques et la quantification des conséquences.

L'avantage des modèles pluie-débit retenus réside dans leur simplicité (modèles conceptuels globaux), ils nécessitent uniquement des données de pluie, d'évapotranspiration potentielle et de débits. Cependant leur application a donné des résultats contraignants quant à la simulation des écoulements sous un forçage climatique au pas de temps annuel, mensuel et journalier. Elle a fait ressortir les limites des modèles utilisés et leur difficulté de reproduction temporelle des bilans hydrologiques de la chronique complète de la série de données durant les phases de calage et de validation.

Suite à cette incapacité, nous avons essayé d'améliorer les résultats de nos modèles en utilisant les ruptures détectées dans les séries de données et avons procédé au calage et à la validation sur différentes sous périodes (avant et après rupture) qui ont donné des résultats

plus satisfaisants aidant à mieux comprendre les variations du comportement du bassin versant de l'oued Mellah. Il est à souligner que les décalages des hydrogrammes correspondent vraisemblablement à un changement dans le régime hydrologique d'une période à une autre.

Ainsi, les situations de pertes de performances mises en évidence par l'utilisation de l'intégralité de la série ne résultent pas de la sélection de paramètres non robustes car inadaptés, elles découlent plutôt d'un changement de régime durant les sous périodes considérées pendant les phases de calage et de validation, mettant ainsi en évidence une variabilité climatique.

La comparaison des modèles pluie-débit vis-à-vis du pas de temps, souligne la fidélité des modèles au pas de temps mensuel à décrire le comportement hydrologique de l'oued Mellah qui offrent une bonne concordance entre les débits simulés et ceux mesurés.

En outre, les modèles retenus sont peu sensibles à l'évapotranspiration potentielle.

Perspectives :

A partir des résultats obtenus et pour une meilleure gestion de la ressource en eau il serait nécessaire de :

- Elargir la base de données pour une meilleure analyse et gestion des extrêmes hydrologiques,
- Le suivi continu de l'évolution de la sécheresse par application de nouveaux indices qui permettent de la mettre en évidence,
- introduction de nouvelles informations sur des variables comme le couvert végétal ou l'occupation du sol permettant une large connaissance spatio-temporelle de la capacité en eau du sol.
- Application des modèles distribués qui seront sans doute plus performants afin qu'ils puissent mieux simuler les écoulements au niveau du bassin versant.
- L'utilisation des informations disponibles par télédétection en utilisant les données satellitaires qui donnent une meilleure vision du milieu physique et améliorent les modèles hydrologiques.

Références bibliographiques

Référence

ABEBE E., KEBEDE A. 2017. Assessment of Climate Change Impacts on the Water Resources of Megech River Catchment, Abbay Basin, Ethiopia. *Journal of Modern Hydrology*. 7. p. 141-152. Doi.org/10.4236/ojmh.2017.72008.

AGOUMI A., SENOUSI S., YACOUBI M., FAKHREDINE A., SAYOUTI E.H., MOKSSIT A., CHIKRI N. 1999. Changements climatiques et ressources en eau. *Hydrogéologie Appliquée* Vol. 12. N°. 11. p. 163-182.

AHATTAB J. 2016. Réadaptation des méthodes d'estimation de crues aux données hydrologiques extrêmes récentes des bassins versants de Tensift et Essaouira, Thèse de doctorat. Faculté des sciences Semlalia – Université Cadi Ayyad Marrakech. 215 p.

AIDOUDI L. 2012. Etude du bilan hydrologique de la retenue du barrage de Fom El Gherza (wilaya de Biskra). Thèse de Magister. Université Mohamed Khider - Biskra. 141 p.

ALCAMO J., DO'LL P., HENRICHS T., KASPAR F., LEHNER B., ROSCH T., SIEBERT S. 2003. Development and testing of the Water GAP 2 global model of water use and availability. *Hydrol Sci J*. Vol. 48. p. 317-338.

ALLEN M. 2003. Liability for Climate Change. *Nature*. Vol. 421. N°. 6926. p. 891-892. Doi:10.1038/421891a.

ALLEN R.G., PEREIRA L.S., RAES D. SMITH M. 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO irrigation and drainage paper, Rome - Italy. N°. 56. 300 p.

ALMEIDA I.K., ALMEIDA A.K., ANACHE J.A.A., STEFFEN J.L., ALVES SOBRINHO T. 2014. Estimation on time of concentration of overland flow in watersheds:areview. São Paulo, UNESP, Geociências. Vol. 33. N°. 4. p. 661-671.

AMBROISE B. 1994. Du BVRE, bassin versant représentatif et expérimental, au BVR, bassin versant de recherche. Acte du séminaire national HydrOsystemes : Du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales. CEMAGREF Editions. Paris. 10-11 mai 1994. p. 11-24.

ANCTILL F., ROUSSELLE J., LAUZON N. 2005. Hydrologie, cheminement de l'eau. Presses internationales Polytechnique. 2^{ème} Edition. Canada. 392 p.

ANDREASSIAN V. 2002. Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants. Thèse de Doctorat, Université de Pierre et Marie Curie Paris VI, Cemagref (Antony), 276 p

ANDREASSIAN V., CHARLES P., CLAUDE M. 2007. Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR). Cemagref, UR Hydrosystemes et Bioprocédés. 16 p.

ANDREASSIAN V., PARENT E., MICHEL C. 2003. A distribution-free test to detect gradual changes in watershed behavior. *Water Resources Research*. Vol. 39. N°. 9. p. 1252. doi:10.1029/2003WR002081.

AOUN SEBAITI B. 2010. Gestion optimisée des ressources en eau d'une nappe côtière, application à la plaine d'Annaba (Nord-est Algérien). Thèse de Doctorat. Université Lille1 Scienceset Technologies. 203 p.

- ARGENCE S., LAMBERT D., RICHARD E., CHABOUREAU J.P., SÖHNE N. 2008. Impact of initial conditions uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the Mediterranean: A case study, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* Vol. 134. p. 1775-1788.
- ARIZONA DEPT. OF TRANSPORTATION (ADOT). 1993. Highway drainage design manual hydrology. Research projet N°. HPR-PL-1-43 (281). Phoenix. 338 p.
- AZIZIAN A. 2018. Uncertainty Analysis of Time of Concentration Equations based on First-Order-Analysis (FOA) Method. *American Journal of Engineering and Applied Sciences*, 11 (1). p. 327-341. DOI: 10.3844/ajeassp.2018.327.341.
- BAAHMED D. 2015. Bilan hydrique et évaluation des ressources en eau superficielle du bassin de la Macta. Thèse de Doctorat. Université de Mohamed Boudiaf - Oran. 167 p.
- BAKHLOUTI A. 2012. Modélisation hydrologique pluie-niveaux piézométrique du Bassin versant d'Oued Chiba (Cap Bon Nord Est de la Tunisie). *Projet de Fin d'Etudes du cycle d'ingénieur*. 118 p.
- BATES B.C., KUNDZEWICZ Z.W., WU S., PALUTIKOF J.P. 2008. Le changement climatique et l'eau. Document technique publié par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Secrétariat du GIEC - Genève. 236 p. ISBN: 978-92-9169-223-1.
- BAUWENS A., SOHIER C., DEGRÉ A. 2011. Hydrological response to climate change in the Lesse and the Vesdre catchments: contribution of a physically based model (Wallonia, Belgium). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* Vol. 15. p. 1745-1756.
- BAUWENS A., SOHIER C., DEGRE A. 2013. Impacts du changement climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau du bassin de la Meuse (synthèse bibliographique). *Biotechnol. Agron. Soc. Environ.* Vol. 17. N°. 1. p. 76-86.
- BECK C., GRIESER J., RUDOLPH B. 2005. A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. DWD, *Klimastatusbericht 2004*. p. 181-190.
- BECKERS E., DEGRE A. 2011. Revue bibliographique : la prise en compte des transferts horizontaux dans les modèles hydrologiques. *Biotechnol. Agron. Soc. Environ.* Vol. 15. N°. 1. p. 143-151.
- BEKKOUSSA B., MEDDI M., JOURDE H. 2008. Forçage climatique et anthropique sur la ressource en eau souterraine d'une région semi-aride : cas de la plaine de Ghriss (Nord-Ouest algérien). *Science et changements planétaires/Sécheresse*. Vol. 19. N°. 3. p. 173-184. DOI: 10.1684/sec.2008.0134.
- BELOUZ K. 2009. Modélisation de l'évapotranspiration de référence et du déficit hydrique par les réseaux de neurones artificiels à différent pas de temps. Thèse de Magister. ENSA - Alger. 137 p.
- BENKACI A.T. 2006. Modélisation pluie-débit mensuelle et journalière par les modèles conceptuels et les systèmes NEURO-FLOUS (Application aux bassins algériens). Thèse de Doctorat. Institut nationale agronomique d'Alger. 214 p.
- BERAN M. 1980. The Bransby Williams formulas-an evaluation. *Proc. Instn. Civ. Engrs.*, Part 1. p. 293-299.

- BERGSTRÖM S. 1976. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. Swedish Meteorological and Hydrological Institute. Report RHO. N°. 7. Norrköping. 134 p.
- BERGSTRÖM S. 1992. The HBV model its structure and applications. SMHI Reports RH N°. 4. Norrköping. Sweden.
- BERGSTRÖM S. 1995. The HBV model. In: V.P.E. In: Singh (Editor), Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Colorado, p. 443-476.
- BERGSTRÖM S., HARLIN J., LINDSTRÖM G. 1992. Spillway design floods in Sweden. I: New guidelines. Hydrological Sciences Journal. Vol. 37. N° 5. p. 505-519.
- BESSIERE H. 2008. Assimilation de données vibrationnelle pour la modélisation hydrologique distribuée des crues à cinétique rapide. Thèse de doctorat. Institut National Polytechnique de Toulouse. 207 p
- BEUHLER M. 2003. Potential impacts of global warming on water resources in southern California. Water Sci. Technol. Vol. 47. N°. 7-8. p. 165-168.
- BIGG G.R., JICKELLS T.D., LISS P.S., OSBORN T.J. 2003. The role of the oceans in climate. International journal of climatology. Vol. 3. p. 1127-1159. DOI: 10.1002/joc.926.
- BOIS P.H. 1991. Hydrologie générale. Institut national polytechnique de Grenoble.
- BONNET M., DELAROZIERE-BOUILLIN O., JUSSERAND C., ROUX P. 1970. Calcul automatique des "Bilans d'eau" mensuels et annuels par les méthodes de Thornthwaite et de Turc. Rapport 70 SGN 107 HYD, Bureau de recherches géologiques et minières - Paris. 17 p.
- BOOIJ M.J., 2005. Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial model resolutions. J. Hydrol. 303. p. 176-198.
- BOUAICHA R., BENABDELFADEL A. 2010. Variabilité et gestion des eaux de surface au Maroc. Sécheresse. Vol. 21. p. 1-5.
- BOUANANI R. 2010. Modélisation de la fonction pluie - débit. Application au bassin versant de la Tafna (NW - algérien). Mémoire de Magister. Université Abou Bekr Belkaid-Tlemcen. 110 p.
- BOUDAHRAA H. 2007. Modélisation pluie-débit à base géomorphologique en milieu semi-aride rural Tunisien: Association d'approches directe et inverse. Thèse de Doctorat. Université 7 novembre Carthage - Tunisie. 227 p.
- BOUGUERNE A. 2017. Relation pluie- débit et concentration des polluants dans les Oueds Boussalem et Rhumel. Est Algérien. Thèse de Doctorat. Université Batna 2. 248 p.
- BOUKHELFA M. 2011. Contribution à la modélisation de la relation "Pluie-Débit" en absence de données hydrométriques : cas d'une zone urbaine (Ville de Tipasa). Thèse de Magister. Ecole nationale supérieure de l'hydraulique Arbaoui Abdallah-Algérie. 147 p.
- BOUZERIA H. 2018. Quantification et modélisation des transports solides, cartographie des zones à risques d'érosion hydrique à partir d'une base de données gérée par un SIG : application aux bassins de Bounamoussa et Mellah (Nord-Est algérien). Thèse de Doctorat. Université Abou BakrBelkaid-Tlemcen. 163 p.

- BOYER J.F. 1998. Khronostat version 1.0. Logiciel de statistiques analyse des séries chronologiques [en ligne]. ORSTOM Ed. Paris. Montpellier. Hydrosociences, IRD-Maison des sciences de l'eau. [Access 12.12.2018] Availableat: <http://www.hydrosociences.org/spip.php?article1000>.
- BRUNEAU P., CLAUDE J.C. 1983. Application d'un modèle bayésien de détection de changements de moyennes dans une série. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 28. N°. 3. p. 341–354.
- BRUNO V., GUY J. 2000. *El Niño: fact and fiction*. UNESCO Publishing. 128 p. ISBN :978-92-3-103649-1, 92-3-103649-1.
- CARTER R.W. 1961. Magnitude and frequency of floods in suburban areas [Ampleur et fréquence des inondations dans les zones suburbaines]. Professional Paper 424-B. U.S. Geological Survey. Reston (U.S.A). p. 9-11.
- CCP (California Culvert Practice). 1955. *Culvert Design* [Conception de ponceau]. 2nd ed. Sacramento (U.S.A). Department of Public Works, Division of Highways.
- CHAOUI W., BOUSNOUBRA H., BENHAMZA M., BOUCHAMI T. 2013. Etude de la pollution des eaux des oueds Seybouse et Mellah (Région de l'Est Algérien). Synthèse: *Revue des Sciences et de la Technologie*. N°. 26. p. 50–56.
- CHARLIER J.B. 2008. *Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical*. Thèse de doctorat. Université de Montpellier II. 246 p.
- CHEN M., XIE P., JANOWIAK J.E. 2002. Global land precipitation: a 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *J. Hydrometeorol*. Vol. 3. p. 249-266.
- CHEN Z., GRASBY S.E., OSADETZ K.G. 2003. Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, Southern Manitoba. Canada. *Journal of Hydrology*. Vol. 290. p. 43-62. Doi:10.1016/j.jhydrol.2003.11.029.
- 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. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées de Paris. 327 p.
- CHOCAT B. 1997. *Encyclopédie de l'hydrologie urbaine et de l'assainissement*. Paris: Lavoisier TEC & DOC. 1124 p.
- CHOW V.T. 1962. Hydrologicdetermination of waterway areas for the design of drainage structures in small drainage basins. University of Illinois. Engineering Experiment Station Bulletin No. 462. 104 p.
- CHOW V.T., MAIDMENT D.R., MAYS L.W. 1988. *Applied hydrology*. McGraw-Hill Book company. New York. 572 P.
- CLAUSSEN M., BROVKIN V., GANOPOLSKI A. 2003. Climate change in northern Africa: the past is not the future. *Climatic Change*. Vol. 57. N°. 1-2. p. 99-118.
- CRABBE P. ROBIN M. 2006: Institutional adaptation of water resource infrastructures to climate change in Eastern Ontario. *Climatic Change*. Vol. 78. N°. 1. p. 103-133.

- CRAWFORD N.H., LINSLEY R.K. 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford watershed model IV. Université de Stanford. Californie. 210 p.
- CROWLEY T.J. 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*. Vol. 289. p. 270-277.
- DAGNELIE P. 1975. Théorie et méthodes statistiques : Applications agronomiques. Vol. 2. Les méthodes de l'inférence. Gembloux. PA de Gembloux. 463 p. ISBN 978-2-87016-010-7.
- DAI A., TRENBERTH K.E. 2002. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations. *J. Hydrometeorol.* Vol. 3. p. 660-687.
- DAMAGNEZ J., RIOU C, DEVILLELE O., EL AMMAMI S. 1963. Estimation et mesure de l'évapotranspiration potentielle en Tunisie. *AIHS*. Vol. 62. p. 98-113.
- DAO A. 2013. Caractérisation des composantes du cycle de l'eau et processus de production de l'écoulement : cas du bassin versant transfrontalier de Kolondieba au sud du Mali en milieu tropical desocle. Thèse de Doctorat, Université Nangui Abrogoua. 225 p.
- DE WIT M.J.M., VAN DEN HURK B., WARMERDAM P.M.M., TORFS P.J.J.F., ROULIN E., VAN DEURSEN W.P.A. 2007. Impact of climate change on low-flows in the river Meuse. *Climatic Change*. Vol. 82. N°. 3. p. 351-372. DOI 10.1007/s10584-006-9195-2.
- DELGIUDICE G., PADULANO R., RASULO G. 2012. Factors affecting the runoff coefficient. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. Vol. 9 .p. 4919-4941. Doi:10.5194/hessd-9-4919-2012.
- DHAKAL N., FANG X., THOMPSON D.B., CLEVELAND T.G. 2013. Modified rational unit hydrograph method and applications. *Water Management*. Institution of civil engineers publishing. p. 1-13.
- DI BALDASSARRE G., MONTANARI A., LINS H., KOUTSOYIANNIS D., BRANDIMARTE L., BLÖSCHL G. 2010. Flood fatalities in Africa: From diagnosis to mitigation. *Geophysical Research Letters*. Vol. 37. N°.22. 13 p. Doi:10.1029/2010GL045467.
- DJELLOULI F., BOUANANI A., BABA-HAMED K. 2016. Efficiency of some meteorological drought indexes in different time scales, case study: wadi Louza basin NW-Algeria. *Journal of Water and Land Development*. No. 31 p. 33-41. DOI 10.1515/jwld-2016-0034.
- DJIKOU SM. 2006. Calcul de l'ETP PENMAN-MONTEITH à différents pas de temps sur quatre sites du Haut Bassin de l'Ouémé. *IRD*. 34 p.
- DONAT MG., PETERSON T.C., 2014. Changes in extreme temperature and precipitation in the Arab region: Long-term trends and variability related to ENSO and NAO. *International Journal of Climatology*. Vol. 34. p. 581-592. DOI: 10.1002/joc.3707.
- DONIGAN A., BICKNELL B., IMHOFF J.C. 1995. Hydrological simulation program-Fortran (HSPF). In: V.P.E. In: Singh (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Colorado, p. 395-442.
- DOOGE J.C.I. 1973. Linear Theory of Hydrologic Systems [Théorie linéaire des systèmes hydrologiques]. Agricultural Research Service. United states department of agriculture. Technical Bulletin N°. 1468. 327 p.

DOUGLAS I., KURSHID A., MAGHENDA M., MCDONNELL Y., MCLEAN L., CAMPBELL J. 2008. Unjust waters: climate change, flooding and the urban poor in Africa. *Environ. Urban.* Vol. 20. p. 187-205.

DREAN-EST (NJ-32-II-4). 1/50 000. Complété sur le terrain en 1997. Carte d'Algérie. Ministère de la défense nationale. Institut nationale de Cartographie et de Télédétection. 123 Rue de Tripoli Hussein-Dey (Alger). Edition N°. 01. Visa N°. 114. L1 2183.

DRIESSEN T.L.A., HURKLANS R.T.W.L., TERINK W., HAZENBERG P., TORFS P.J.J.F., UIJLENHOET R. 2010. The hydrological response of the Ourthe catchment to climate change as modelled by the HBV model. *Hydrology and Earth System Sciences.* Vol. 14. N°. 14. P. 651-665. DOI: 10.5194/hess-14-651-2010.

DUAN Q.Y., GUPTA H., SOROOSHIAN S., ROUSSEAU A., TURCOTTE R. 2002. *Calibration of Watershed Models.* American Geophysical Union. Washington, DC. 346 p.

DUBAND D. 1982. *Hydrologie statistique approfondie.* Ecole nationale supérieure d'hydraulique de Grenoble. 270 p.

DUCHARNE A., KOSTER R., SUAREZ M., STIEGLITZ M., KUMAR P. 2000. A catchment based approach to modeling land surface processes in a general circulation model. *Journal of Geophysical Research.* p. 24809-24822.

EDIJATNO C., MICHEL C. 1989. Un modèle pluie-débit à trois paramètres. *La Houille Blanche.* N°. 2. p. 113-121.

EDIJATNO. 1991. Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat. Université de Louis Pasteur/ENGEES. Strasbourg. 242 p.

EDIJATNO., NASCIMENTO N.O., YANG X., MAKHLOUF Z., MICHEL C. 1999. GR3J : a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal.* Vol. 44. N°. 2. p. 263-278.

EU (European Union) . 2000. water framework directive: Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council establishing a framework for the Community action in the field of water policy. *EU Official Journal (OJ L 327, 22 December 2000).*

FANG X., THOMPSON D.B., CLEVELAND T.G., PRADHAN P., MALLA R. (2008). Time of concentration estimated using watershed parameters determined by automated and manual methods. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering.* Vol. 134. N°. 2. p. 202–211. DOI: 10.1061/ASCE0733-94372008134:2202.

FAO (Food and Agriculture Organization). 2003. *World Agriculture Towards 2015/2030.* http://www.fao.org/documents/show_cdr.asp?url_file=/docrep/004/y3557e/y3557e00.htm.

FARAH A.K. 2014. *Changement climatique ou variabilité climatique dans l'Est Algérien.* Thèse de Magister. Université de Constantine1. 125 p.

FAYE C. 2018. Caractérisation d'un bassin versant par l'analyse statistique des paramètres morphométriques : cas du bassin versant de la Gambie. (bassin continental Guineo-Sénégalais). *Revue Marocaine de géomorphologie.* N°. 2. p. 110-127. ISSN: 2508-9382.

FILIPPI C., MILVILLE F., THIERY D. 2014. Evaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat soudano sahélien par modélisation hydrologique globale : application à dix sites au Burkina Faso. *Hydrological Sciences Journal*, Taylor. p. 29-48.

FOLLAND C.K., KARL T.R., CHRISTY J.R., CLARKE R.A., GRUZA G.V., JOUZEL J., MANN M.E., OERLEMANNS J., SALINGER M.J., WANG S.W. 2001. Observed climate variability and change. *Climate Change: The Scientific Basis*, Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press - Cambridge, UK. p. 99-182.

FONTAINE B., JANICOT S., MONERIE P-A. 2013. Recent changes in air temperature, heat waves occurrences and atmospheric circulation in Northern Africa. *Journal of geophysical research: Atmospheres*. Vol. 118. N°. 15. p. 8536-8552. Doi.org/10.1002/jgrd.50667.

FOSSEY M. 2016. Contribution à un cadre de modélisation hydrologique des milieux humides des Basses-terres du Saint-Laurent: fonctionnement, dynamique et impacts en contexte de changement climatique. Thèse de Doctorat. Université du Québec. 201 p.

FREER J., BEVEN K., AMBROISE B. 1996. Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: An application of the glue approach [Estimation bayésienne de l'incertitude dans la prévision du ruissellement et de la valeur des données: une application de l'approche par colle]. *Water Resources Research*. Vol. 32. N°. 7. p. 2161-2174.

GAALOUL N. 1992. Modélisation mathématique du système aquifère multicouche Application : Bassin Nord - Aquitain (Oligocène-Eocène). Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I en Sciences et Techniques de l'Eau. 283 p.

GAALOUL N. 2002. Peut-on construire un modèle simple et général en gestion des ressources en eau ? *Ressources et développement durable*.

GAALOUL N., GRIRA M., NAJET S. 2008. Gestion intégrée des ressources en eaux souterraines: cas de la plaine du Cap Bon. *La Houille Blanche, Revue Internationale de l'Eau*. Publications SHF. N°. 5. p. 60-87.

GARCIA-RUIZ J.M., LOPEZ-MORENO J.I., VICENTE-SERRANO S.M. LASANTA-MARTINEZ T., BEGUERIA S. 2011. Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth-Science and Reviews*. Vol. 105. N° 3-4. p. 121-139.

GASCOIN S, DUCHARNE A, RIBSTEIN P, CARLI M, HABETS F. 2009. Adaptation of a catchment-based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin (France). *Journal of Hydrology* 368. p. 1-4.

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.

GENDZH N. 2015. Statistical analysis of hydrological data using the HBV-Light Model for the Boyne catchment. Maynooth University. 28 p. DOI: 10.13140/RG.2.2.25980.03207.

GERICKE O.J., SMITHERS J.C. 2014. Review of methods used to estimate catchment response time for the purpose of peak discharge estimation. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 59. N°. 11. p. 1935-1971. DOI: 10.1080/02626667.2013.866712.

GERICKE O.J., SMITHERS J.C. 2016. Are estimates of catchment response time inconsistent as used in current flood hydrology practice in South Africa?. *Journal of the*

South African institution of civil engineering. Vol. 58 .N°. 1. p 2-15. Paper 1261. Doi.org/10.17159/2309-8775/2016/v58n1a1.

GHENIM A., MEGNOUNIF A., SEDDINI A., TERFOUS A. 2010. Fluctuations hydropluviométriques du bassin versant de l'oued Tafna à Béni Bahdel (Nord Ouest algérien). Sécheresse. Vol. 2, N° 2. p. 115-120.

GHENIM A.N., MEGNOUNIF A. 2011. Caractérisation de la sécheresse par les indices SPI et SSFI (Nord-Ouest del'Algérie). Le Journal de l'Eau et de l'Environnement.Vol. 10. N°. 18. p. 59-77.

GHENIM A.N., MEGNOUNIF A. 2013. Ampleur de la sécheresse dans le bassin d'alimentation du barrage Meffrouche (Nord-Ouest de l'Algérie). GéographiePhysique et Environnement. Vol. 7. p. 35-49. DOI 10.4000/physio-geo.3173.

GHERISSI R. 2018. Modélisation hydrologique d'un bassin versant en climat méditerranéen par l'approche conceptuelle globale. cas de l'oued Lakhdar (ex : Chouly) (Tafna nord ouest algérien). These de Doctorat. Université Abou Bekr Belkaid - Tlemcen. 212 p.

GIANDOTTI M. 1934. Previsione delle piene e delle magre dei corsi d'acqua [Prévision des crues et des cours d'eau maigres], Ministero LL.PP, Memorie studi idrografici. ServizioIdrografico Italiano. Italy. Vol. 8. N° 2. 107 p.

GINESTE P. 1997. TELEDETECTION spatiale et modélisation du fonctionnement hydrologique des petits bassins versants. I. Problématique de la modélisation. Proceedings of the international workshop, organized by LCT - CEMAGREF - ENGREF ORSTOM, Water report 16 - FAO.

GNOUMA R. 2006. Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : Application au bassin versant de l'Yzeron. Thèse de doctorat. Institut national des sciences appliquées. Lyon. France. 446 p.

GOOSSE H. 2015. Climate System Dynamics and Modelling [Dynamique et modélisation du système climatique]. Cambridge University Press. 378 p. ISBN: 9781107445833.

GRAHAM L.P. 2000. Large-scale hydrologic modelling in the Baltic basin. Thèse de Doctorat. Dept of Civil and Environ. Engng, Division of Hydraulic Engineering, The Royal Inst. of Technology. Sweden.

GRAVELIUS H. 1914. Grundrifi der gesamtenGewässerkunde [Grundrifi de l'ensemble de l'hydrologie]. Flufikunde (Compendium of Hydrology). Rivers, enallemand. Goschen, Berlin. Vol. 1.

GREPPI M. 2005. Idrologia. 4. ed. Milano, Ed. UlricoHoepli. 371 p.

GUILLAUD C., TRABELSI M. 1991. Gestion des ressources hydriques en Tunisie centrale: Les projets Sidi Saad et El Haouareb. Hydrology for the water management of large river basins, International symposium, General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, proceedings of the Vienna symposium (20 ; 1991-08-11). N°. 201. p. 129-138.

HABETS F., BOONE A., CHAMPEAUX J.L.. 2008. The SAFRAN-ISBA- MODCOU hydrometeorological model applied over France. Journal of Geophysical Research. 113 : D06113. 18.

HAFMANN N., MORTSCH L., 1998. Climate change and variability: impacts on Canadian water. Canada Country Study: Climate Impacts and Adaptation. Environment Canada, through its Environmental Adaptation Research Group. Vol. 7. p. 1-121.

HAKTANIR T., SEZEN N. 1990. Suitability of two-parameter gamma and three-parameter beta distributions as synthetic unit hydrographs in Anatolia. Hydrological Sciences Journal. Vol. 35. N°. 2. p. 167-184. DOI: 10.1080/02626669009492416.

HAMADI H., CHIRAZ M. 2003. Calcul des besoins en eau des principales cultures exploitées au nord de la Tunisie : estimation de l'évapotranspiration de référence par différentes formules empiriques (cas des régions de Tunis, Béja et Bizerte). Revue sécheresse Vol. 14. N°. 4. p. 257-265.

HAMEL K. 2005. la ville compacte, une forme urbaine d'une ville durable en régions arides, Etude du cas de la ville de Biskra. Thèse de magistère. Département d'Architecture, Université de Biskra. 278 p.

HEBAL A., REMINI B. 2012. Étude de la variabilité spatiotemporelle des pluies dans le Nord algérien. Regards croisés Nord / Sud Actes du 1^{er} colloque: Eau et climat au Maghreb. Revue Eau et Climat au Maghreb N° 1 - Université de Rouen 31/12/2012. 13 p.

HERR D., GALLAND G.R. 2009. The Ocean and Climate Change. Tools and Guidelines for Action. IUCN, Gland, Switzerland. 72 p. ISBN: 978-2-8317-1201-7.

HOTCHKISS R.H., MCCALLUM B.E. 1995. Peak discharge for small agricultural watersheds. Journal of Hydraulic Engineering. Vol. 121. N°. 1. p. 36-47. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1995)121:1(36).

HOUMADI M.A. 2015. Analyse piézométrique et modélisation des signaux hydrologiques et gravimétriques dans les aquifères du socle en région soudano - sahélienne : cas de Ouagadougou. Thèse de Doctorat. Université de Montpellier. 193 p.

HUFFMAN G.J., CHANG A., FERRARO R., 2003: The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). Journal of Hydrometeorology. Vol. 4. N°. 6. p. 1147-1167.

IBRAHIM B. 2012. Caractérisation des saisons de pluies au Burkina Faso dans un contexte de changement climatique et évaluation des impacts hydrologiques sur le bassin du Nakanbé. Thèse de Doctorat. Université Pierre and Marie Curie-Paris. 240 p.

IRATNI N. 2014. Modélisation hydrologique de quelques sous bassins versant de la Tafna. Thèse de magister, Université Mohamed BOUDIAF - Oran. 146 p.

IRDA (Institut de recherche et de développement en agroenvironnement). Étude des volumes de précipitation et d'évaporation pour le calcul des structures d'entreposage de fumier dans un contexte de changements climatiques. Rapport final. 163 p.

IVEY J.L., SMITHERS J., LOE R.C., KREUTZWISER R.D. 2004. Community capacity for adaptation to climate-induced water shortages : linking institutional complexity and local actors. Environ. Manage. Vol. 33. N°. 1. p. 36-47.

JAKEMAN A.J., Hornberger G.M. 1993. How much complexity is warranted in a rainfall runoff model? [Quelle est la complexité justifiée dans un modèle pluie-débit?]. Water Resources Research. Vol. 29. N°. 8. p. 2637-2649.

- JANG D. 2018. Assessment of Meteorological Drought Indices in Korea Using RCP 8.5 Scenario. *Water*. Vol. 10. N°. 283. 13 p. Doi:10.3390/w10030283.
- JENKS G.F. 1963. Generalization in statistical mapping. *Annals of the Association of American Geographers*. Vol. 53. N°. 1. p. 15-26. [Doi.org/10.1111/j.1467-8306.1963.tb00429.x](https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1963.tb00429.x).
- JENSEN M.E., HAISE H.R. 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Journal of Irrigation and Drainage Division, ASCE*. Vol. 89 (LR4). p. 15-41.
- JENTSCH A., KREYLING J., BEIERKUHNLIN C. 2007. A new generation of climate-change experiments: Events, not trends. *Frontiers in ecology and the environment*. Vol. 5. N°. 6. p. 315-324.
- JOHNSTONE D., CROSS W.P. 1949. *Elements of Applied Hydrology [Éléments d'hydrologie appliquée]*. New York (U.S.A). Ronald Press Company. 276 p.
- KABOUYA M. 1990. Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de Doctorat. Université Paris Sud Orsay, 347 p.
- KABOUYA M., MICHEL C. 1991. Estimation des ressources en eau superficielle aux pas de temps mensuel et annuel, application à un pays semi-aride. *Revue des Sciences de l'Eau*. N°. 4. p. 569-587.
- KADDO J.R. 2016. Climate Change: Causes, Effects, and Solutions". A with Honors Projects. 164. p. 13. <https://spark.parkland.edu/ah/164>.
- KARIMOU BARKÉ M., OUSSEINI I., BIELDERS C., JEAN-MARIE AMBOUTA K., TYCHON B. 2017. Caractérisation morphologique des cuvettes oasiennes du Centre-Est du Niger. *Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement*. Vol. 11. p. 255-276. DOI: 10.4000/physio-geo.5607.
- KAUARK LEITE L A. 1990. Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole. Thèse de Doctorat. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées. 342 p.
- KAY A.L., DAVIES H.N. 2008. Calculating potential evaporation from climate model data: a source of uncertainty for hydrological climate change impacts. *Journal of Hydrology*. Vol. 358. N°. 3-4. p. 221-239. Doi:10.1016/j.jhydrol.2008.06.005.
- KHALILI D., FARNOUD T., JAMSHIDI H., 2011. Comparability Analysis of the SPI and RDI Meteorological Drought Indices in Different Climatic Zones. *Water Resour. Manag.* Vol. 25. p. 1737-1757.
- KHANCHOUL K. 2006. Quantification de l'érosion et des transports solides dans certains bassins versants de l'extrême Nord-Est algérien. Thèse de doctorat. Université Badji Mokhtar-Annaba. 278 p.
- KHOUALDIA W., DJEBBAR Y., HAMMAR Y. 2014. Caractérisation de la variabilité climatique : cas du bassin versant de LaMedjerda (Nord-est algérien). Synthèse : *Revue des Sciences et de la Technologie*. Vol. 29.N°. 1. p. 6-23. DOI 10.12816/0027871.
- KIRPICH Z.P. 1940. Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civil Engineering*. Vol. 10. N°. 6. p. 362-368.

- KLEMES V. 1982. Empirical and causal models in hydrology. Scientific basis of water-resource management. National Academy Press. Washington. p. 95-104.
- KLINGER B.A., HAINE T.W.N. 2017. Ocean circulation in three dimensions. Cambridge University Press. 482 p.
- KOBIYAMA M., GRISON F., LINO J.F.L., SILVA R.V. 2006. Time of concentration in the UFSC campus catchment, Florianópolis-SC (Brazil), calculated with morfometric and hydrological methods. Proc. Regional Conference on Geomorphology, Goiânia, 6-10 September 2006. Goiânia (Brazil): IAG/UGB. p. 1-11.
- KONE B., DAO A., FADIKA V., 2019. Effet de la variabilité pluviométrique sur lesécoulements de surface dans le bassin versant del’Agnéby au Sud-Est de la Côte d’Ivoire. European Scientific Journal. Vol. 15. N°.27. ISSN: 1857 – 7881. Doi:10.19044/esj.2019.v15n27p383. p. 383-401.
- KOUASSI A.M. 2007. Caractérisation d’une modification éventuelle de larelation 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. Université de Cocody. 210 p.
- KRAUSE P., BÄSE F., BENDE-MICHL U., FINK M., FLÜGEL W., PFENNING B. 2006. Multiscale investigations in a mesoscale catchment – hydrological modelling in the Gera catchment. Advances in Geosciences. N°. 9. p. 53-61.
- KUMAR V., KUMAR Su., KUMAR Sa., SINGH H., SINGH R.K. 2016. Climate Change and its impact on environment. Conference: International Conference on Climate Change and its implications on crop production and Food Security.12-13 November 2016. Institute of agricultural sciences, Banaras Hindu university - Varanasi. p. 61-62. DOI:10.13140/RG.2.2.35031.52647.
- LABORDE J.P. 1993. Carte pluviométrique de l’Algérie du Nord à l’échelle du 1/500000. Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, projet PNUD/ALG/88/021, une carte avec notice explicative. 44 p
- LADLANI I. 2007. Contribution à la gestion optimale de la ressource en eau mobilisée choix de formule empirique de l’ETP dans les régions de Tébessa et Annaba. Thèse de Magister. Université El Hadj Lakhdar - Batna. 174 p.
- LAGACE R. 2012. Infiltration et drainage. GAA-7003, Notes de cours, chapitre 9 : Évapotranspiration. Département des sols et de génie agroalimentaire, Université Laval - Québec.
- LAMBS L., LABIOD M. 2009. Climate change and water availability in North-West Algeria: Investigation by stable water isotopes and dendrochronology. Water international. Vol. 34. N°. 2. p. 280-286.
- LANÇA R.M.M. 2000. Contribuição para o estudo de cheias recorrendo a um modelo distribuído [Contribution à l’étude des inondations à l’aide d’un modèle distribué]. Thèse de Magister. Université de Évora- Portugal. 142 p.
- LE LAY M. 2006. Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilitéhydro-climatique. Une approche comparative pour l’étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin. Thèse de Doctorat. Institut National Polytechnique de Grenoble - France. 218p.

- LE TREUT H., SOMERVILLE R., 2007. Historical overview of climate change. Climate Change. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA. p. 93-127.
- LES CAHIERS DE L'AGENCE. 1999. Agence de bassin hydrographique Constantinois-Seybouse-Mellague). Cartographie : ABH-CSM. Réalisation EMPAC : (04) 93.95.80.
- L'HOTE Y. 1993. Mesure et étude des précipitations en hydrologie. université de Montpellier II USTL, ORSTOM Laboratoire d'Hydrologie. 14 p.
- LI M.H., CHIBBER P. (2008). Overland flow time of concentration on very flat terrains. Transportation Research Record Journal of the Transportation Research Board. N°. 2060. p. 133-140. DOI: 10.3141/2060-15.
- LINDSTRÖM G., JOHANSSON B., PERSSON M., GARDELIN M., BERGSTRÖM S. 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. Journal of Hydrology. N°. 201. p. 272-288.
- LIONELLO P. 2012. The Climate of the Mediterranean Region, from the past to the future. Elsevier, Amsterdam - Netherlands. ISBN: 9780124160422. Doi.org/10.1016/C2011-0-06210-5.
- LLASAT M.C., LLASAT-BOTIJA M., PRAT M.A., 2013. High-impact floods and flash floods in Mediterranean countries: the FLASH preliminary database, Adv. Geosci. Vol. 23. p. 47-55. Doi:10.5194/adgeo-23-47-2010, 2010.
- LOUAMRI A. 2013. Le bassin-versant de la Seybouse (Algérie orientale): hydrologie et aménagement des eaux. Thèse de Doctorat. Université de Constantine 1. 300 p.
- LOUMAGNE C., CHKIR N., NORMAND M., OTTLE C., VIDAL-MADJAR D. 1996. Introduction of the soil/vegetation/atmosphere continuum in a conceptual rainfall/runoff model. Hydrological Sciences Journal. Vol. 41. N°. 6. p. 889-902.
- LOURENS L., TUENTER E. 2009. The role of variations of the earth's orbital characteristics in climate change. DOI: 10.1016/B978-0-444-53301-2.00005-1.
- LUINO F., CIRIO C.G., BIDOCCU M., AGANGI A., 2009. Application of a model to the evaluation of flood damage. Geoinformatica, Vol.13, N°.3, p. 339-353. DOI 10.1007/s10707-008-0070-3
- M Ourahou, 2009; Etude hydrologique des bassins versants; Office Régionale de Mise en Valeur Agricole de Tafilalt (ORMVA), Rapport, Maroc.
- MAILHOT A., BOLDUC S., GUILLOU M. 2016. Hydrologie à l'échelle de petits bassins-versants agricoles. Rapport final. Université de Québec. 150 p.
- MAKHLOUF Z. 1994. Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat. Université de Paris XI Orsay. 426 p.
- MAKHLOUF Z., CLAUDE M. 1994. A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. Journal of hydrology. Vol. 162. N°. 3. p. 299-318.

- MATA-LIMA H., VARGAS H., CARVALHO J., 2007. Comportamento hidrológico de bacias hidrográficas: integração de métodos e aplicação a um estudo de caso. *Revista Escola de Minas, Ouro Preto, Vol. 60. N° 3. p. 525-536 DOI: 10.1590/S0370-44672007000300014.*
- MATHEVET T. 2005. Quels modèles pluie-débit globaux pour le pas de temps horaire ? Développement empirique et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants. Thèse de Doctorat, ENGREF (Paris), Cemagref (Antony) - France. 463 p.
- MATHEVET T., CLAUDE M., CHARLES P., VAZKEN A. 2013. Experimental design of a lumped hydrological model representing the rainfall-runoff transformation at the hourly time-step. Accessed October 30, 2013.
- MCCUEN R.H., WONG S.L., RAWLS W.J. 1984. Estimating urban time of concentration. *Journal of Hydraulic Engineering. Vol. 110. N° 7. p. 887-904.*
- MCGUINNESS J.L., BORDNE E.F. 1972. A comparison of lysimeter-derived potential evapotranspiration with computed values. Technical Bulletin 1452, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture - Washington D.C. 71 pp.
- MEDANE K. 2012. Hydrologie Et Modélisation Pluie-Débit : Cas Du Bassin Versant De l'oued Boumessaoud (Tafna NW- Algérien).
- MEDDI H., MEDDI M. 2009. Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. *Sécheresse. Vol. 20. N° 1. p. 57-65.*
- MEDDI M., ASSANI A.A., MEDDI H. 2010. Temporal variability of annual rainfall in the Macta and Tafna catchments, Northwestern Algeria. *Water resources management. Vol. 24. N° 14. p. 3817-3833.*
- MEDDI M., BOUCEFIANE A. 2008. Impact of Climate Change on the renewal of underground water resources (Case Hydrographic Basin Chélif-Zahrez). *Groundwater & Climate in Africa, Kampala - Uganda. 25-28 June 2008.*
- MEDDI M., BOUCEFIANE A., BELABBES A.S. 2010. Impact des changements climatiques sur les débits dans le bassin du Chélif (Algérie). *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources (Proc. of the Sixth World FRIEND Conference, Fez, Morocco, October 2010). IAHS Publ. 340. p. 95-102.*
- MEDDI M., BOUCEFIANE A., TAYLOR R., TINDIMUGAYA C., OWOR M., SHAMSUDDUHA M. 2008. Impact of climate change on groundwater recharge in the Chélif-Zahrez basin of Algeria. *Groundwater and climate in Africa, Proceedings of the Kampala conference - Uganda. 24-28 June 2008.*
- MEDDI M., HUBERT P. 2003. Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. *Journal IAHS. p. 229-235.*
- MEDDI M., HUBERT P., BENDJOUDI H. 2003. Impact du changement du régime pluviométrique sur les ressources en eau dans le Nord-Ouest de l'Algérie. *Int. Conf. on the Hydrology in the Mediterranean and Semiarid Regions, Montpellier - France. April 2003. 1-7. IAHS Publ. 278. IAHS Press, Wallingford, UK.*

- MEDDI M., HUMBERT J. 2000. Variabilité pluviométrique dans l'ouest Algérien durant les cinq dernières décennies. 13^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie. Nice - France. 6-8 Septembre 2000.
- MEDDI M., TALIA A. et MARTIN C. (2009) - Évolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (Nord-Ouest de l'Algérie). *Physio-Géo Géographie Physique et Environnement*. Vol. 3. p. 61-84.
- MEDJERAB A. 2012. Cours de Bioclimatologie. Université Houari Boumediene. <https://cours-examens.org/images/An-2018/Etudes-superieures/Bioclimatologie/bioclimatologie-USTHB.pdf>
- MEEHL G.A., KARL T., EASTERLING D.R., 2000. An introduction to trends in extreme weather and climate events: Observations, socioeconomic impacts, terrestrial ecological impacts, and model projections. *Bull. Am. Met. Soc.* Vol. 81. p. 413-416. [Doi.org/10.1175/1520-0477\(2000\)081<0413:AITTIE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081<0413:AITTIE>2.3.CO;2).
- MERABTI A. 2018. Caractérisation, variabilité et prévision de la sécheresse dans le Nord-est Algérien. Résumé de la thèse de Doctorat. Blida. Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique. 10 p.
- MESSOUS N. 2013. Caractérisation de l'état du milieu et évaluation numérique de la vulnérabilité à la désertification par les outils de la géomatique (Le piémont méridional des monts de Belezma). Thèse de Magister. Université El Hadj Lakhdar -Batna. 155 p.
- MICHEL C. 1983. Que peut-on faire en hydrologie avec modèle conceptuel à un seul paramètre?. *La Houille Blanche*. N°. 1. p. 39-44.
- MILANKOVITCH M., KOPPEN W., GEIGER R. 1930. *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen*. Handbuch der Klimatologie. Gebruder Borntraeger - Berlin. Vol. 1. p. 1-176.
- MITCHELL T.D., JONES P.D. 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Climatol.* Vol. 25. p. 693-712.
- MOLUGARAM K. G. RAO S. 2017. Chapter 12 - Analysis of Time Series. *Statistical Techniques for Transportation Engineering*. p. 463-489. doi:10.1016/b978-0-12-811555-8.00012-x.
- MORTON F.I., 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*. Vol. 66. p. 1-76.
- 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.
- MOUELHI S., MICHEL C., PERRIN C., ANDREASSIAN V. 2006 a. Linking stream flow to rainfall at the annual time step: the Manabe bucket model revisited. *Journal of Hydrology*. N°. 328. p. 283-296.
- MOUELHI S., MICHEL C., PERRIN, C., ANDRÉASSIAN V. 2006 b. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology*. N°. 318 (1-4). p. 200-214

- NAEF F. 1981. Can we model the rainfall-runoff process today?. *Hydrological Sciences - Bulletin - des Sciences Hydrologiques*. Vol. 26. N°. 3. p. 281-289.
- NAESS L.O., BANG G., ERIKSEN S., VEVATNE J. 2005. Institutional adaptation to climate change : flood responses at the municipal level in Norway. *Global Environ. Chang.* Vol. 15. p. 125-138.
- NAS (National Academy of Sciences). 2014. *Climate Change: Evidence and Causes*. The National Academies Press. Washington, DC. p. 37 p. [Doi.org/10.17226/18730](https://doi.org/10.17226/18730).
- NASCIMENTO N.O. 1995. *Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant*. Thèse de Doctorat. CERGRENE/ENPC - Paris. 550 p
- NASH J.E., SUTCLIFFE J.V. 1970. River flow forecasting through conceptuel models. Part I. A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, N°. 10. p. 282-290.
- NOUACEUR Z. 2011. *Vers un retour des pluies sur la rive sud du bassin méditerranéen occidental: analyse et évaluation de la tendance pluviométrique sur plus d'un demi-siècle en Algérie*. *The Annals of Valahia University of Târgoviște*. N°. 11. p. 31–36.
- OMM (Organisation Météorologique Mondiale). 2017. *Directives de l'OMM pour le calcul des normales climatiques*. Genève 2, Suisse. OMM-N° 1203. ISBN 978-92-63-21203-0.
- OTMANE A. 2015. *Prédétermination des valeurs de pluies et crues extrêmes dans le bassin versant de l'Oued Mekerra*, Mémoire de magister. Université d'Oran 2. 187 p.
- OTMANE A. 2015. *Prédétermination des valeurs de pluies et crues extrême : cas du bassin versant de l'oued Mekerra Macta-NW algérien*. Thèse de Magister. Université Oran 2. 143 p.
- OTMANE A., BABA-HAMED K., BOUANANI A., KEBIR L.W. 2018. *Mise en évidence de la sécheresse par l'étude de la variabilité climatique dans le bassin versant de l'oued Mekerra (Nord-Ouest Algérien)*. *Techniques Sciences Méthodes*. N°. 9. p. 23-37. DOI 10.1051/tsm/201809023.
- OUACHANI R., BARGAOUI Z. ET TAHA O. 2010. *Intégration d'un filtre de Kalman dans le modèle hydrologique HBV pour la prévision des débits*. *Journal des Sciences Hydrologiques*. Vol. 52. N°. 2. p. 318-337.
- LOUDIN L CHARLES P THIBAUT M VAZKEN A CLAUDE M. 2006. *Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models*. *Journal of hydrology*. Vol. 320. N°. 1. p. 62-83.
- LOUDIN L. 2004. *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent come entrée d'un modèle pluie-débit global*. Thèse de doctorat. École Nationale de Génie Rural, des Eaux et Forêts. Paris - France. 495 p.
- LOUDIN L. 2004. *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global*. Thèse de Doctorat. Cemagref. Ecole Nationale du Génie Rural, des eaux et des forêts, centre de Paris. 495 p.
- PAQUET E. 2004. *Évolution du modèle hydrologique MORDOR : modélisation du stock nival à différentes altitudes*. *La Houille Blanche*. N°. 8. p. 75–82

- PASINI F. 1914. Relazione sul progetto della bonifica renana [Rapport sur le projet de mise en valeur du Rhin]. Bologna. Italy.
- PAYRAUDEAU S. 2002. Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens. Thèse de Doctorat. l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts Centre de : Montpellier. 436 p.
- PEDELABORDE P. 1968. Les bilans hydriques. Cahiers de géographie du Québec. Vol. 12. N°. 25. p. 5-23. Doi:10.7202/020784ar.
- PERDIKARIS J., GHARABAGHI B., RUDRA R. 2018. Reference time of concentration estimation for ungauged catchments. Earth Science Research. Vol. 7. N°. 2. p. 58-73. Doi:10.5539/esr.v7n2p58.
- PERRIN C. 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Doctorat. Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble. 530 p.
- PERRIN C. 2002. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. La Houille Blanche (6/7). p. 84-91.
- PERRIN C., MICHEL C., ANDREASSIAN V. 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation . Journal of Hydrology. Vol. 279. N°. 1-4. p. 275-289.
- PERRIN C., MICHEL C., ANDREASSIAN V. 2007. Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR). Cemagref, UR Hydrosystèmes et Bioprocédés. 16 p. <http://www.cemagref.fr/webgr>.
- PETERSON T.C., VOSE R.S. 1997. An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database. Bull. Am. Meteorol. Soc. Vol. 78 p. 2837-2848.
- PILGRIM D.H., MCDERMOTT G.E. 1982. Design floods for small rural catchments in Eastern New South Wales. Civ. Eng. Trans. Inst. Engs. Aust. p. 226-234.
- PONCET J. 1970. La "catastrophe" climatique de l'automne 1969 en Tunisie. Annales de Géographie. Vol. 79. p. 581-595.
- REMENIERAS G. 1965. L'hydrologie de l'ingénieur. Vol. 6. Eyrolles.
- RICHARD A. 2014. Analyse du cycle hydrologique en climat soudanien au Bénin. Vers une modélisation couplée des processus latéraux et verticaux. Thèse de Doctorat. Université de Grenoble. 241 p.
- RIEBEEK H. Global Warming. Global Warming: Feature Articles. NASA, 3 June 2010. Web. 06 May 2016.
- ROBOCK A. 2000. Volcanic eruptions and climate. American Geophysical Union. p. 191-219.
- ROCHE M. 1963. Hydrologie de surface. Office de la recherche scientifique et technique Outre-mer Gauthier-Villars éditeur - Paris .N°. 1097. 431 p.
- ROCHE P.A. 1988. Les modèles .In: Gestion des eaux: automatisation, information et télégestion. Presses de l'école national des ponts et chaussées. Tome 3. p. 133-166.

- ROCHE P.A., THIERY D. 1984. Simulation globale de bassins hydrologiques. Introduction à la modélisation et description du modèle GARDÉNIA. Rapport BRGM, SGN 337 EAU.
- ROCHE P.A., THIERY D. 1985. Modélisation des grands bassins versants- Application des modèles hydrologiques at analyse des sensibilité-Application aux bassins de la Moselle. Convention ENV N° 82.224 et N° 83.109 - Rapport du BRGM-85 SGN 290 EAU-Juillet 1985.
- ROMIEUX N. 2011. Synthèse et régionalisation des données pluviométriques de la Nouvelle Calédonie. Synthèse pluviométrique. DAVAR-SESER-ORE. Observation de la ressource en eau. 82 p.
- ROSENBROCK H. 1960. An automatic method for finding the greatest or the least value of a function. Computer journal 3.3. p. 175-184.
- ROUSSET N., ARRUS R. 2006. L'agriculture du Maghreb au déficit du changement climatique : quelles stratégies d'adaptation face à la raréfaction des ressources hydriques. Communication à la Troisième Conférence internationale sur les ressources en eau dans le bassin Méditerranéen – WATMED 3 (Tripoli, Liban). 8 p.
- ROUX C. 1996. Analyse des précipitations en hydrologie urbaine. Exemple de la Seine-Saint-Denis. Thèse de Doctorat. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées. 290 p.
- SADRATA-OUEST (NJ-32-II-8). 1/50 000. Complété sur le terrain en 1998. Carte d'Algérie. Ministère de la défense nationale. Institut nationale de Cartographie et de Télédétection. 123 Rue de Tripoli Hussein-Dey (Alger). Edition N°. 01. Visa N°. 159. L1 2095 2004.
- SAIDI M.E.M., DAOUDI L., ARESMOUK M.E.H., BLALI A. 2003. Rôle du milieu physique dans l'amplification des crues en milieu montagne montagnard : exemple de la crue du 17 août 1995 dans la vallée de l'Ourika (Haut-Atlas, Maroc). Sécheresse. Vol. 14. N°. 2. p. 1-8.
- SANDOVAL-ERAZO W., TOULKERIDIS T., RODRIGUEZ-ESPINOSA F., MERIZALDE-MORA M.J. 2018. Velocity and time of concentration of a basin-A renewed approach applied in the Rio Grande Basin, Ecuador . The 4th International conference on water resource and environment. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science 191 012117. p. 1-11. Doi:10.1088/1755-1315/191/1/012117.
- SANRAL (South African National Roads Agency Limited). 2013. Drainage manual [Manuel de drainage]. 6th ed. Pretoria.
- SCHILLING J., FREIER K.P., HERTIG E., SCHEFFRAN J. 2012. Climate change, vulnerability and adaptation in North Africa with focus on Morocco. Agriculture, Ecosystems and Environment. Vol. 156. p. 12-26.
- SEIBERT J. 1997. Estimation of Parameter Uncertainty in the HBV Model. Nordic Hydrology. Vo. 28. N°. 4-5. p. 247-262.
- SEIBERT J. 2000. Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm [Calibrage multicritères d'un modèle conceptuel de ruissellement à l'aide d'un algorithme génétique]. Hydrology and Earth System Science. Vol. 4. N°. 2. p. 215-224.
- SEIBERT J. 2005. HBV Light Version 2. User's Manual. Department of Physical Geography and Quaternary Geology. Stockholm University - Stockholm.

SEIBERT J., UHLENBROOK S., LEIBUNDGUT C., HALLDIN S. 2000. Multiscal and Validation of a Conceptual Rainfall-Runoff Model. Pergamon, Phys. Chem. Earth (B). Vol. 25. N°. 1. Elsevier Science Ltd. p. 59-64.

SHARIFI S., HOSSEINI S.M. 2011. Methodology for identifying the best equations for estimating the time of concentration of watersheds in a particular region. Journal of irrigation and drainage engineering. Vol. 137. N°. 11. p. 712-719.

SHERIDAN J.M. (1994). Hydrograph time parameters for flatlandwatersheds. Transactions of the ASCE American Society of Agricultural Engineers. Vol. 37. N°. 1. p. 103-113. DOI:[10.13031/2013.28059](https://doi.org/10.13031/2013.28059).

SIMARSKI L.T. 1992. Volcanism and climate change, special report. AGU, Washington, D.C. 27 p.

SIMONOVIC S.P., LI L.H. 2003. Methodology for assessment of climate change impacts on large-scale flood protection system. J. Water Res. Pl.-ASCE, Vol. 129. N°. 5. p. 361-371.

SINGH G. 2017. Currents of world oceans and there effect on climate and weather. International Journal of Engineering Technology Science and Research. Vol. 4. N°. 11. p. 1159-1166. ISSN 2394 – 3386.

SINGH P.V., MISHRA A.K., CHOWDHARY H., KHEDUN C.P. 2014. Climate change and its impact on water resources. Handbook of Environmental Engineering. Vol. 15. Modern Water Resources Engineering. p. 525-269. DOI: [10.1007/978-1-62703-595-8_11](https://doi.org/10.1007/978-1-62703-595-8_11).

SINGH V.P. (1995) Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications. Highlands Ranch, Colorado, USA. 1144 p.

SOLOMON S., QIN D., MANNING M., CHEN Z., MARQUIS M., AVERYT KB., TIGNOR M., MILLER HL. 2007. Climate change: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press - Cambridge, UK.

SORO G.E., ANOUMAN D.G.L., GOULA Bi T.A., SROHOROU B.,SAVANE I. 2014. Caractérisation des séquences de sécheresse météorologique a diverses échelles de temps en climat de type Soudanais : Cas de l'extrême Nord-Ouest de la Cote d'Ivoire. Larhyss Journal. N°. 18. p. 107-124.

SOSSOU S., MASSECK B., BADJI ANSOU M. 2011. Calage et validation des modèles hydrologiques GR4J et GR2M sur le bassin du Bafing en amont de Bafing-Makana : vers l'étude de l'impact du climat sur les ressources en eau de la retenu de Manatali. Journées scientifiques du 2iE, 6^{ème} édition 2011. Compus 2iE Ouagadougou. 6 p.

SOUBEYROUX J.M., KITOVA N., BLANCHARD M., VIDAL J.P.,MARTIN E., DANDIN P. 2012. Sécheresses des sols en Franceet changement climatique : Résultats et applications du projetClimSec. La Météorologie. N°. 78. p. 21-30. DOI[10.4267/2042/47512](https://doi.org/10.4267/2042/47512).

SOUK AHRAS-EST (NJ-32-II-6). 1/50 000. Complété sur le terrain en 1997. Carte d'Algérie. Ministère de la défense nationale. Institut nationale de Cartographie et de Télédétection. 123 Rue de Tripoli Hussein-Dey (Alger). Edition N°. 01. Visa N°. 158. L1 2525 2003.

SOUK AHRAS-OUEST (NJ-32-II-6). 1/50 000. Complété sur le terrain en 1997. Carte d'Algérie. Ministère de la défense nationale. Institut nationale de Cartographie et de Télédétection. 123 Rue de Tripoli Hussein-Dey (Alger). Edition N°. 01. Visa N°. 158. L1 2525 2003.

STONE R.J. 2014. Climate Change and Climate Variability: Same Difference?. Conference: Caribbean Workshop on Soil Physical Management. June 30th - July 4th, 2014. The University of the West Indies, St. Augustine. 40 p.

SVOBODA M., HAYES M., WOOD D. 2012. Guide d'utilisation de l'indice de précipitations normalisé. Organisation météorologique mondiale. Temps Climat-Eau. Geneva-Suisse. OMM-N°. 1090. 16 p. ISBN 978-92-63-21090-6.

TAMLOUKA-EST (NJ-32-I-7). 1/50 000. Complété sur le terrain en 1998. Carte d'Algérie. Ministère de la défense nationale. Institut nationale de Cartographie et de Télédétection. 123 Rue de Tripoli Hussein-Dey (Alger). Edition N°. 01. Visa N°. 161. L1 2635.

TATAR H., REGAD N. 2014. Variabilité climatique et ressources en eau en milieu semi-aride : cas des bassins versants des oueds Chemora, Reboa et Gueiss (hauts plateaux constantinois, Algérie). p. 19-36.

TEMEZ PELAEZ J.R. 1978. Calculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales [Calcul hydrométéorologique des débits maximaux dans les petits bassins naturels]. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (MOPU). Madrid (Espagnol). Dirección General de Carreteras. N°. 12. 111 p.

TÉMEZ PELAEZ J.R. 2003. Facetas del cálculo hidrometeorológico y estadístico de máximos caudales [Facettes du calcul hydrométéorologique et statistique des débits maximaux]. Revista de Obras Públicas. N°. 3.430. p. 4751.

THIÉRY D. 2015. Prévision de débits ou de niveaux avec le modèle hydrologique global GARDÉNIA 8.3 Note technique NT EAU 2004/02 mai 2004 Mise à jour décembre 2015 Dominique.

THIERY D. 1988. Modélisation hydrologique semi-globale par simulation couplée des variations de stock d'eau dans la zone non saturée et de l'évolution des niveaux piézométriques. Symposium International sur l'analyse des systèmes à la gestion des ressources en eau - Rabat (Maroc). -11-13 Octobre 1988.

THIÉRY D. 1991. Lumped modelling of river catchments. Version 3.2. Reference Manual. BRGM/R32 209-EN. 139 p.

THIERY D. 2003. Logiciel GARDENIA. version 6.0. Guide d'utilisation. Rapport public. BRGM. N°. RP 52832 - FR. 102 p. <http://www.brgm.fr/publication/pubDetailRapportSP.jsp?id=RSP-BRGM/RP-52832-FR>.

THIERY D. 2011. Plaquette de présentation du code de calcul du BRGM, GARDENIA version 8.1. Note technique NT eau 2011/05. 10 p.

THIERY D. 2014. Logiciel GARDENIA. version 8.2. Guide d'utilisation. BRGM/RP-62797-FR. 126 p. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-62797-FR.pdf>.

THORNTHWAITE C.W. 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. Geographical Review. Vol. 38. N°. 1. p. 55-94. DOI: 10.2307/210739.

- TODOROV A.V. 1986. Reply. *Journal of Applied Climate and Meteorology*. Vol. 25. N°. 2. p. 258-259.
- TOUAIBIA B. 2004. Manuel pratique d'hydrologie. Edition Madani Frères Guerrouaou - Blida. 168 p.
- TOUAZI M., LABORDE J.P., BHIRY N. 2004. Modelling rainfall-discharge at a mean interyearly scale in northern Algeria. *Journal of Hydrology*. Vol. 296. N° 1-4. p. 179-191.
- TRAMBLAY Y., EL-ADLOUNI S., SERVAT E. 2013. Trends and variability in extreme precipitation indices over Maghreb Countries. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Vol. 13. N°. 12. p. 3235-3248.
- TRENBERTH K.E., DAI A.G., RASMUSSEN R.M., PARSONS D.B. 2003. The changing character of precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* Vol. 84. p. 1205-1217.
- TSAKIRIS G., PANGALOU D., VANGELIS H. 2007. Regional Drought Assessment Based on the Reconnaissance DroughtIndex (RDI). *Water Resour. Manag.* Vol. 21. p. 821-833.
- TSAKIRIS G., VANGELIS H. 2005. Establishing a Drought Index Incorporating Evapotranspiration. *European Water*. Vol. 9. N°. 10. p. 3-11.
- UN (United Nations). 2006. World water development report 2: water, a shared responsibility. UNESCO - Paris. 601 p.
- UNFCCC (United Nations Framework Convention on Climate Change). 2011. Fact sheet: Climate change science - the status of climate change science today. 7 p.
- USBR (United States Bureau of Reclamation). 1973. Design of small dams [Conception de petits barrages]. 2nd ed. Washington (U.S.A). Water Resources Technical Publications.
- VALENCIA C.Y., ZULUAGA O. 1981. Estudio preliminar del tiempo de concentración en algunas cuencas de Antioquia [Étude préliminaire du temps de concentration dans certains bassins versants d'Antioquia]. Travail de diplôme. Université nationale de Colombie-sede Medellín.
- VALERY A. 2010. Modélisation précipitations-débit sous influence nivale. Élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. Thèse de Doctorat. Cemagref (Antony), AgroParisTech - Paris. 405 p.
- VÉLEZ UPEGUI J.J., GUTIÉRREZ A.B. 2011. Estimación del tiempo de concentración y tiempo de rezago en la cuenca experimental urbana de la quebrada San Luis, Manizales [Estimation du temps de concentration et du temps de latence dans le bassin expérimental urbain du ravin de San Luis, Manizales]. *Dyna (Medellin, Colombia)*. Vol. 78, N°. 165. p. 58-71. ISSN 00127353.
- VISBECK M.H. The Oceans' Role in Climate. *Earth: inside and out*. 6 p. https://www.amnh.org/learn/pd/earth/pdf/oceans_role_climate.pdf
- WERNDL C. 2014. Definitions of climate and climate change under varying external conditions. *Earth System Dynamics Discussions*. Vol. 5. p. 683-719. Doi:10.5194/esdd-5-683-2014.

WERNDL C. 2016. On defining climate and climate change. *The British Journal for the Philosophy of Science* Vol. 67 . p. 337-364. ISSN 1464-3537. DOI: 10.1093/bjps/axu048.

WHEATER H.S., JAKEMAN A.J., BEVEN K.J. 1993. Progress and directions in rainfall-runoff modelling. *Modeling change in environmental systems*. John Wiley and Sons Ltd. p. 101-132.

WILBY R.L., HARRIS I. 2006. A framework for assessing uncertainties in climate change impacts: low-flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resources Research*. Vol. 42. W02419. 10 p. Doi:10.1029/2005WR004065.

WILLIAMS G.B. 1922. Flood discharge and the dimensions of spillways in India. *The Engineering*. England (London). p. 134-322.

YANG X., PARENT E., MICHEL C., ROCHE P.A. 1991. Gestion d'un réservoir pour la régularisation des débits. *La Houille Blanche* (6). p. 433-440.

ZAVOIANU I. 1985. Morphometry of drainage basin. *Developments in water science*. Elsevier Science. Vol. 20. 238 p. ISBN-10: 0444995870.

Annexes

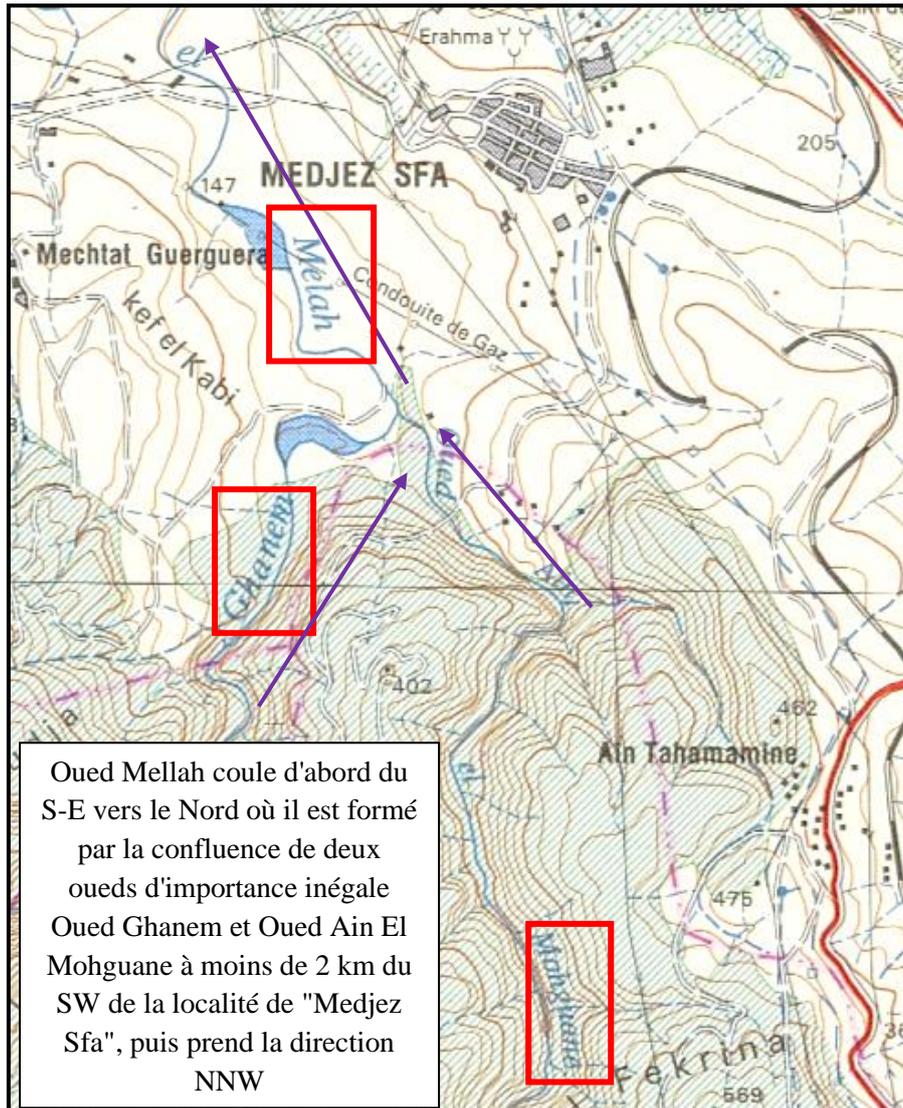


Figure III.1. Présentation les deux affluents: Oued Ghanem et Oued Ain El Mohguene.

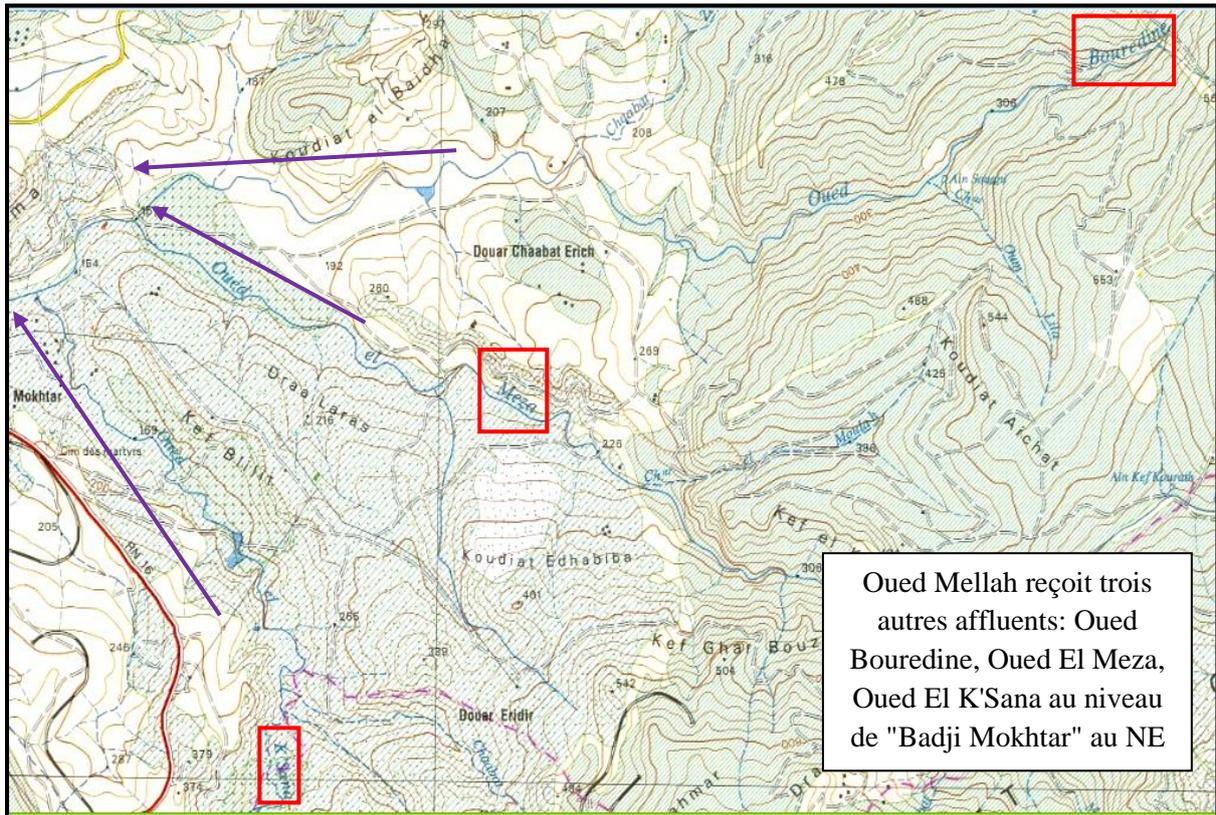


Figure III.2. Présentation les trois affluents: Oued Bouredine, Oued Mera et Oued El K'sana.

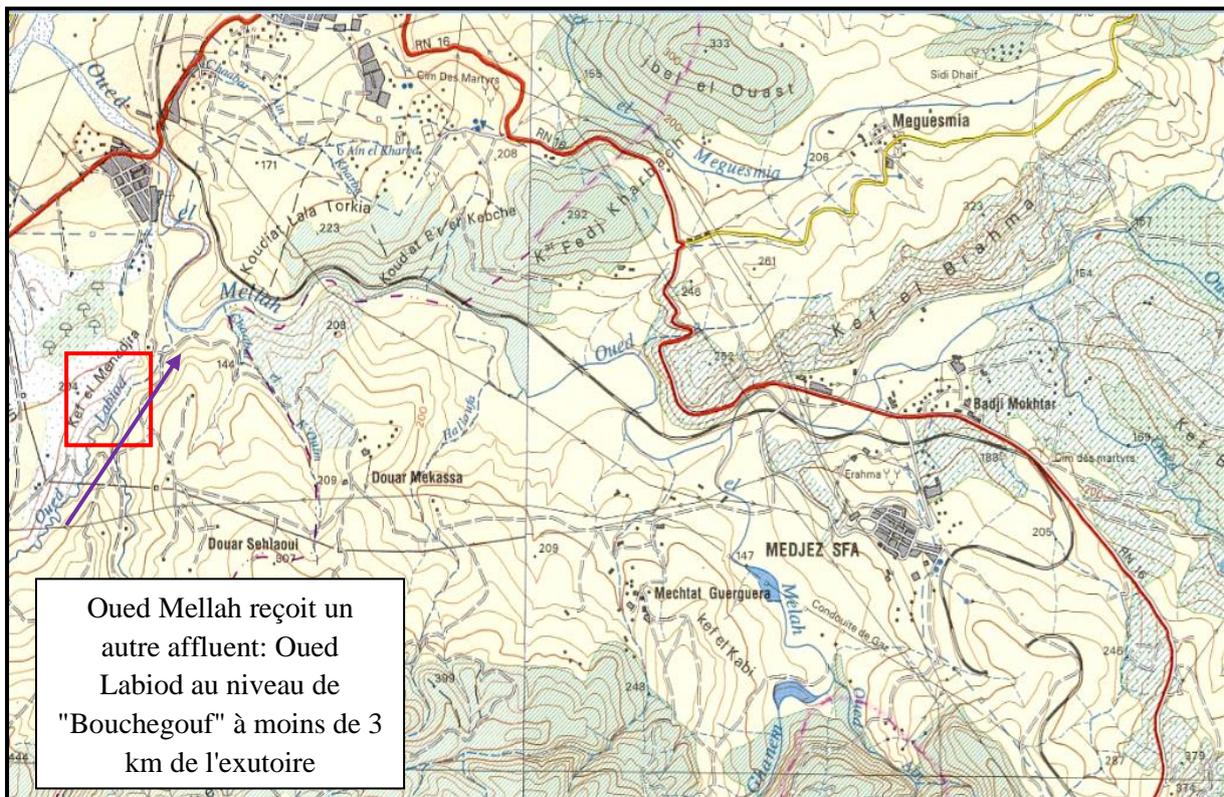


Figure III.3. Présentation de l'Oued Labiod.

Résumé

Le bassin versant d'Oued Mellah est situé dans une région hydro-climatique où la sécheresse influe sur les précipitations et les écoulements de surface, cette thèse s'est focalisée sur l'étude de cette dernière afin d'évaluer sa sévérité et de caractériser son impact sur la ressource en eau. La quantification et la gestion de la ressource en eau dans un tel contexte est un enjeu important pour la zone. Dans ce sens, ce travail a pour objectifs :

- d'étudier les variations temporelles du régime pluviométrique et hydrométrique,
- d'évaluer la sécheresse par utilisation des indices statistiques qui servent à quantifier sa sévérité (SPI, SSFI, STI et RDI),
- la mise au point d'un modèle hydrologique conceptuel pluie-débit, afin d'identifier les tendances dans la relation pluie-débit du bassin versant.

Le développement des différentes méthodes d'analyse statistique a permis une meilleure connaissance du régime hydrologique et du mode de fonctionnement des systèmes hydrologiques. En effet, l'analyse des séries hydro-pluviométriques sur une période de 44 ans nous a apporté de nombreuses informations ayant servi à déterminer la relation pluie-débit.

Aussi, l'application des tests statistiques a permis d'identifier des ruptures entre 1980/1981, 1996/1997 et 2001/2002, qui marquent une modification du régime hydrologique. Ces ruptures s'accompagnent d'une diminution de la température et une augmentation des précipitations engendrant des fréquences d'écoulement déficitaires et excédentaires qui expliquent l'irrégularité plus marquée du régime d'écoulement de l'oued Mellah. Les décennies 1970, 1980 apparaissent comme déficitaires avec une tendance de retour des précipitations enregistrée au cours de la période (2002/2003 - 2011/2012).

L'étude de la relation pluie-débit s'est avérée très intéressante. En effet, différentes approches ont été tentées pour la compréhension du fonctionnement hydrologique de l'oued Mellah : des modèles conceptuels globaux à réservoirs (GR1A, GR2M et GR4J, GARDENIA) et un modèle de type conceptuel semi-distribué (HBV Light). Les résultats obtenus indiquent que ces modèles possèdent un bon pouvoir prévisionnel et que le recours à ces méthodes constitue donc une alternative pleinement justifiée et privilégiée dans le domaine de la gestion des ressources en eau de surface.

Mots clés: Oued Mellah, variabilité climatique, modèle pluie-débit, GR, Gardénia, HBV Light, performance.

ملخص

يقع حوض مياه واد ملاح في منطقة مناخية حيث يؤثر الجفاف في هطول الأمطار وجريان المياه السطحي، وقد ركزت هذه الرسالة على دراسة هذا الأخير من أجل تقييم شدته وتميز تأثيرها على الموارد المائية. بعد تحديد وإدارة موارد المياه في مثل هذا السياق قضية مهمة للمنطقة. وبهذا الصدد كانت أهداف هذه الدراسة :

- دراسة الاختلافات الزمنية لنظام هطول الأمطار ونظام القياس الهيدرولوجي،
 - تقييم الجفاف باستخدام مؤشرات إحصائية تُستخدم لقياس شدته (SPI و SSFI و STI و RDI)،
 - وضع نموذج هيدرولوجي مفاهيمي للتساقط - للتدفق - من أجل تحديد الاتجاهات في العلاقة بين تدفق المطر و أحواض المياه.
- لقد أتاح تطوير طرق مختلفة للتحليل الإحصائي فهماً أفضل للنظام الهيدرولوجي وطريقة عمل الأنظمة الهيدرولوجية. في الواقع، حيث أعطانا تحليل سلاسل قياسات التدفق و هطول الأمطار على مدى 44 عاماً الكثير من المعلومات التي تم استخدامها لتحديد علاقة التدفق - التساقط. كما أن تطبيق الاختبارات الإحصائية جعل من الممكن تحديد فترات الانقطاع بين 1980/1981 و 1996/1997 و 2001/2002، والتي تمثل تعديلاً على النظام الهيدرولوجي. وبصاحب هذه الانقطاعات انخفاض في درجة الحرارة وزيادة في هطول الأمطار، وتولد ترددات تدفق عجز و فائض تفسر عدم انتظام نظام التدفق في وادي ملاح. يبدو أن العشريات 1970، 1980 كانت تعاني من عجز مع اتجاه عودة الأمطار المسجلة خلال الفترة (2002/2003 - 2011/2012).

أثبتت دراسة علاقة التدفق - التساقط أنها مثيرة للاهتمام إذ تمت تجربة طرق مختلفة لفهم الأداء الهيدرولوجي لوادي الملاح: كالنماذج المفاهيمية ذات الخزانات (GR1A، GR2M و GR4J، GARDENIA) والنموذج المفاهيمي شبه الموزع (HBV Light) إذ تشير النتائج التي تم الحصول عليها إلى أن هذه النماذج تتمتع بقدرته تنبؤية جيدة، وبالتالي فإن استخدام هذه الطرق بشكل بديلاً مبرراً ومفضلاً تماماً في مجال إدارة موارد المياه السطحية.

الكلمات المفتاحية: وادي ملاح، تقلب المناخ، نموذج تدفق-تساقط، GR، Gardénia، HBV Light، الفعالية

Abstract

The wadi Mellah watershed is located in a hydro-climatic region where drought influences on precipitation and surface runoff, this thesis focused on the study of the latter in order to assess its severity and characterize its impact on water resources. The quantification and management of water resources in such a context is an important issue for the area. In this sense, the objectives of this work are:

- to study the temporal variations of the rainfall and hydrometric regime,
- to assess drought by using statistical indices which are used to quantify its severity (SPI, SSFI, STI and RDI),
- the development of a conceptual hydrological rain-flow model, in order to identify trends in the rain-flow relationship of the watershed.

The development of different methods of statistical analysis has enabled a better understanding of the hydrological regime and the operating mode of hydrological systems. Indeed, the analysis of the hydro-pluviometric series over a period of 44 years has brought us a lot of information which has served to determine the rain-flow relationship.

Also, the application of statistical tests made it possible to identify breaks between 1980/1981, 1996/1997 and 2001/2002, which mark a modification of the hydrological regime. These ruptures are accompanied by a decrease in temperature and an increase in precipitation, generating deficit and surplus flow frequencies which explain the more marked irregularity of the flow regime of the wadi Mellah. The decades 1970, 1980 appear to be in deficit with a trend of return of precipitation recorded during the period (2002/2003 - 2011/2012).

The study of the rain-flow relationship proved to be very interesting. Indeed, different approaches have been tried to understand the hydrological functioning of the Mellah wadi: global conceptual models with reservoirs (GR1A, GR2M and GR4J, GARDENIA) and a semi-distributed conceptual model (HBV Light). The results obtained indicate that these models have good forecasting power and that the use of these methods therefore constitutes a fully justified and preferred alternative in the field of surface water resources management.

Keywords: Wadi Mellah, climate variability, rain-flow model, GR, Gardénia, HBV Light, performance.